

**DEVELOPPEMENT D'UNE METHODE DE MESURE ET DE CARTOGRAPHIE DU  
GEL DU SOL EN MILIEU AGRICOLE A L'ECHELLE D'UN BASSIN VERSANT  
A PARTIR D'IMAGES RADAR MONOPOLARISEES (RADARSAT-1),  
MULTIPOLARISEES (ENVISAT)  
ET POLARIMETRIQUES (RADARSAT-2/CONVAIR-580)**

Par

**Jalal Khaldoune**

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiæ Doctor (Ph.D) en sciences de l'eau  
Spécialité : télédétection

Jury d'évaluation

- Examineur externe : Pr. Eric Pottier  
Université de Rennes-1, France.  
Institut d'électronique et télécommunications  
de Rennes (IETR)
- Examineur externe : Dr. Ridha Touzi  
Ressources naturelles Canada  
Centre Canadien de Télédétection, Ottawa.
- Président de jury et examinateur interne : Pr. Claudio Paniconi  
Institut National de la Recherche Scientifique  
Centre Eau, Terre & Environnement
- Codirecteur de recherche: Dr. Michel C. Nolin  
Agriculture et Agroalimentaire Canada  
Centre de recherche et de développement sur  
les sols et les grandes cultures.
- Codirecteur de recherche: Dr. Eric van Bochove  
Agriculture et Agroalimentaire Canada  
Centre de recherche et de développement  
sur les sols et les grandes cultures.
- Directeur de recherche : Pr. Monique Bernier  
Institut National de la Recherche Scientifique  
Centre Eau, Terre & Environnement



## DÉDICACE

**À mes parents qui ont toujours cru en moi**

**À mon frère et à mes sœurs**

**À toute ma famille**

**À tous mes amis**

**Leur appui ne peut être décrit en si peu de lignes. Qu'ils reçoivent ici le témoignage de mon affection.**

**À ma bien aimée Monica, qui m'a soutenu tout le long de mon projet de recherche et de la rédaction de cette thèse, je ne saurais lui exprimer mon affection et mon amour à sa juste part et au point qu'elle le mérite vraiment.**

*"Cherchons la vérité, comme la cherchent ceux qui doivent la trouver, et trouvons-la, comme ceux qui doivent la chercher encore"*

**Saint Augustin**

**(Berbère Kabyle 354-430)**



# REMERCIEMENTS

## À mes maîtres et juges

Monsieur le Professeur **Eric Pottier**, je tiens à vous exprimer ma profonde reconnaissance de la confiance que vous avez bien voulu m'accorder sans hésiter, en acceptant de m'accueillir au sein de votre équipe de recherche SAPHIR, une équipe dynamique, professionnelle et solidaire. Votre enseignement fluide, votre compétence, votre rigueur et votre simplicité ont énormément contribué à ma formation. Veuillez bien recevoir l'expression de ma gratitude et de ma haute considération.

Monsieur **Ridha Touzi**, je suis particulièrement sensible à l'honneur que vous me faites en acceptant avec amabilité, spontanéité et simplicité de juger ce travail. Je vous en suis profondément reconnaissant.

Monsieur le Professeur **Claudio Paniconi**, je vous présente mes sincères remerciements pour l'intérêt que vous avez porté à ce travail, en acceptant de le juger et de présider cet honorable jury. Je vous témoigne mon profond respect.

Monsieur **Eric van Bochove**, je tiens à vous exprimer mes vifs remerciements ; vous avez été un conseiller précieux dans l'orientation de mes recherches, j'ai beaucoup appris de vous, vos conseils pointus et vos qualités de chercheur dévoué m'étant d'une réelle aide. Je vous remercie d'avoir codirigé ce travail. Mon immuable gratitude pour vos encouragements, vos conseils et tout ce que vous avez fait pour moi!

Monsieur **Michel C. Nolin**, je vous remercie énormément d'avoir accepté de vous pencher sur ce travail et de le juger, mais je vous suis aussi reconnaissant pour vos encouragements, vos conseils, votre efficacité, vos compétences, ainsi que pour les efforts déployés pour assurer le succès et codiriger ce projet de recherche. J'ai apprécié grandement vos qualités humaines et votre amabilité.

Ma directrice de recherche, madame la Professeure **Monique Bernier**, votre compétence, votre rigueur scientifique et vos qualités humaines ont été des vrais catalyseurs de mes recherches doctorales. Vous avez su me faire aimer la recherche et vous avez toujours dirigé mes travaux au sein du laboratoire de télédétection avec patience, disponibilité et un grand sens de l'humour. Pour tous les efforts que vous avez déployés afin que cette thèse prenne forme, pour la formation scientifique que vous m'avez apportée, je vous prie de bien vouloir accepter mon profond respect et le témoignage de ma sincère reconnaissance.

Je tiens à préciser que les résultats obtenus dans cette thèse sont le fruit d'une collaboration étroite entre l'INRS-Eau, Terre et Environnement et l'Agriculture et Agroalimentaire Canada.

J'adresse mes remerciements les plus sincères :

À **Yves Gauthier**, notre agent de recherche, pour ses encouragements, ses conseils, sa compétence et sa gentillesse qui m'ont toujours épaulé durant la réalisation de ce travail.

Mes plus vifs remerciements à mes collègues pour l'ambiance familiale qu'ils ont créée au sein du laboratoire de télédétection : **Stéphane Savary** qui m'a beaucoup aidé pour installer des profils thermiques dans les sites d'études et la fabrication des sondes TDR ; **Véronique Beaulieu** d'avoir enduré le froid lors des campagnes de terrain de la première saison hivernale sans jamais se plaindre, mais aussi de son efficacité et sa gentillesse ; **Lisa-Marie Pâquet** qui, à part son aide dans les campagnes de terrain, a beaucoup contribué à cette thèse par ses connaissances et son habilité à travailler avec ArcView ; **Karem Chokmani** pour son aide, ses encouragements et son enthousiasme; **Alain Royer**, notre informaticien, pour son aide et son soutien technique tout au long des années passées au sein du laboratoire de télédétection. **Rebecca Filion, Guillaume Fortin, Marc Philippin, Imen Gherboudj**, à vous tous, un grand merci et mes sincères amitiés.

À **Ali El Battay**, qui m'a été d'une grande aide depuis le début de mon séjour à Québec : merci de m'avoir accueilli chez toi à mon arrivée à Québec, merci pour ton amitié. A **Bahaa Khalil** "afandi" pour tes conseils et ton aide dans le domaine des statistiques, merci infiniment.

Enfin j'aimerais remercier sincèrement, **Suzanne Dussault**, pour son excellent effort employé à titre de responsable des affaires estudiantines et pour avoir toujours répondu avec amabilité à mes questions; **Johanne Desrosiers**, notre secrétaire, pour sa gentillesse, son humour et son appui et **Jean-Daniel Bourgeault** au Service de documentation et d'information spécialisée pour ses qualités et compétences dévouées, et qui a toujours été « la bonne personne à la bonne place ».

## RÉSUMÉ

L'agriculture, telle qu'elle se pratique aujourd'hui, menace la durabilité des écosystèmes qui nous entourent. Les problèmes de pollution diffuse se multiplient en raison de l'intensité de la production agricole et des conditions climatiques variables. Le gel hivernal du sol constitue une contrainte au développement de l'agriculture au Canada en raison de ses impacts sur les pertes de rendement des cultures et sur la qualité des eaux de surface. Les développements récents de la télédétection RSO (radar à synthèse d'ouverture) polarimétrique, aéroportée et satellitaire, constituent un potentiel important pour permettre la mesure indirecte et la cartographie du gel du sol. C'est dans le but d'apporter une contribution à ces connaissances que ce travail de recherche a été réalisé.

En collaboration avec Agriculture et Agroalimentaire Canada, nous avons effectué un important travail de recherche sur 12 champs agricoles, où nous avons mesuré la température du sol à différentes profondeurs (1, 5, 10, 15, 35 et 50 cm), son humidité et les caractéristiques du couvert nival durant l'acquisition de plusieurs images RSO. Les champs ont été choisis en fonction des paramètres pédologiques (texture du sol, conductivité électrique et drainage) et des pratiques agricoles. Ces paramètres nous ont permis d'étudier leur impact sur la répartition spatiale et temporelle de la température du sol, ainsi que la profondeur du gel dans le sol.

Notre objectif principal était d'évaluer la faisabilité de cartographier le gel du sol par les images RSO à haute résolution : RADARSAT-1 (9 m), ENVISAT (30 m) et RADARSAT-2(9 m)/Convair-580 (6 m).

De cet objectif principal, découlaient les objectifs spécifiques suivants :

- Mesurer l'importance relative de différents facteurs physiques environnementaux affectant la présence de glace dans le sol et les échanges énergétiques et hydriques entre le sol, la neige et l'atmosphère : température de l'air, épaisseur de la neige, humidité et température du sol.
- Préciser les relations entre les coefficients de rétrodiffusion extraits d'images radar (RADARSAT-1, ENVISAT et RADARSAT-2/Convair-580) et la température de l'air, l'épaisseur du couvert de neige et la densité du couvert de neige en fonction de l'état d'un sol agricole (température, teneur en eau, rugosité) et de sa texture (sable, limon, argile).

- Développer des algorithmes de classification du gel de sol à partir des images RSO.
- Examiner les informations additionnelles qu'offre la polarimétrie radar. Déceler les outils polarimétriques essentiels pour améliorer la détection des changements spatio-temporels de l'état de la surface du sol (gelé/ non gelé).

D'abord, nous avons suivi la variation du signal de rétrodiffusion en fonction de la profondeur du gel du sol, ainsi que l'impact de la hauteur du couvert nival sur la profondeur du gel du sol. Les résultats obtenus ont montré une nette sensibilité du coefficient de rétrodiffusion au changement de la température du sol. De plus, le drainage, la classe granulométrique du sol et la couverture de la neige jouent un rôle très important dans la répartition spatiale de la température du sol. Nous avons trouvé que lorsque le sol gèle, le coefficient de rétrodiffusion diminue, cette baisse étant de l'ordre de 3 à 5 dB, selon le matériel originel et la rugosité de la surface du sol. La rugosité des surfaces a été analysée du point de vue qualitatif, les champs à rugosité forte (labourés) présentaient des coefficients plus élevés que ceux des champs à faible rugosité (en foin).

Nous avons établi une méthode basée sur des analyses statistiques qui nous a permis de calculer une valeur seuil du signal radar pour laquelle la température de la surface du sol est de 0°C (température à partir de laquelle on considère un sol gelé). Pour la cartographie du gel du sol, nous avons utilisé une carte pédologique du bassin étudié, en nous basant sur les informations pédologiques et sur les analyses statistiques. En prenant en considération l'occupation du sol, un algorithme a été généré et utilisé pour produire des cartes de gel du sol au niveau du bassin versant du Bras d'Henri pour chaque date d'acquisition. Ainsi, nous avons pu développer un algorithme de cartographie de gel du sol à partir des images RSO.

D'autre part, nous avons proposé des outils polarimétriques de suivi du gel du sol. Néanmoins, les résultats demeurent limités, à cause de l'insuffisance des données au sol pour les parcelles couvertes par les images polarimétriques.

Finalement, la contribution principale de cette thèse de recherche est d'avoir proposé une nouvelle méthode de classification du gel du sol à l'échelle du bassin versant qui est issue du traitement des images RSO. Ceci contribuera de manière notable au développement des connaissances liées au gel du sol, mais aussi à l'information nécessaire à la prise de décision et à la prévention des problèmes liés au gel des sols agricoles.

# TABLE DES MATIÈRES

<b>DÉDICACE .....</b>	<b>III</b>
<b>REMERCIEMENTS .....</b>	<b>V</b>
<b>RÉSUMÉ.....</b>	<b>VII</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES .....</b>	<b>IX</b>
<b>Liste des figures .....</b>	<b>XIII</b>
<b>Liste des tableaux.....</b>	<b>XIX</b>
<b>1 INTRODUCTION.....</b>	<b>1</b>
1.1 Problématique de la mesure du gel du sol par la télédétection .....	4
1.1.1 Infrarouge thermique.....	4
1.1.2 Hyperfréquences .....	6
1.2 Objectifs de la recherche.....	9
1.3 Hypothèses de la recherche.....	10
1.4 Plan de la thèse.....	11
<b>2 FORMATION ET SUIVI DU GEL DU SOL.....</b>	<b>13</b>
2.1 Gel du sol et pénétration du gel .....	14
2.2 Mécanismes de formation du gel dans le sol .....	15
2.3 Température de l'air et types de gel.....	21
2.4 Conductivité, capacité et diffusivité thermique de l'eau dans le sol.....	23
2.5 Morphologie des pores et milieu poreux.....	24
2.6 Couvert de neige .....	26
2.7 L'infiltration dans le sol gelé .....	28
2.8 Conclusion .....	32
<b>3 POTENTIEL DES IMAGES RADAR POUR LE SUIVI DU GEL DE SOL .....</b>	<b>35</b>
3.1 Principe du radar .....	36
3.2 Les radars à synthèse d'ouverture (RSO) .....	37
3.3 Radiométrie des images RSO .....	38
3.4 L'équation radar .....	38
3.5 Les paramètres qui influencent la rétrodiffusion du signal radar.....	40
3.5.1 Longueur d'onde .....	41
3.5.2 Angle d'Incidence .....	42

3.5.3	Polarisation.....	44
3.5.4	La constante diélectrique .....	52
3.5.5	Rugosité .....	55
3.5.6	Couvert végétal .....	58
3.6	Suivi du gel de sol par RSO.....	61
3.7	Principaux systèmes RSO .....	65
3.7.1	Les systèmes RSO satellitaires existants .....	66
3.7.2	RADARSAT-1 .....	68
3.7.3	RADARSAT-2.....	69
3.7.4	ENVISAT.....	71
3.7.5	Convair-580 .....	72
3.8	Conclusion .....	74
<b>4</b>	<b>DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL ET APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE.....</b>	<b>77</b>
4.1	Description des sites d'étude 2003-2004 et 2004-2005 .....	77
4.2	Acquisition des données de terrain .....	82
4.3	Principe et mesure de l'humidité du sol par réflectométrie temporelle (TDR).....	90
4.4	Mesure de la température du sol .....	92
4.5	Description de la méthodologie de recherche .....	93
4.5.1	Système d'information géographique .....	95
4.6	Acquisition des données RSO.....	97
4.6.1	Images RADARSAT-1 .....	97
4.6.2	Images ENVISAT .....	98
4.6.3	Extraction d'informations des images RSO.....	98
<b>5</b>	<b>CARTOGRAPHIE DU GEL DU SOL.....</b>	<b>103</b>
5.1	Analyse stationnelle de la variation temporelle des profils de température du sol.....	103
5.2	Analyse synthèse de la variation temporelle des profils de température du sol .....	117
5.3	Analyse de la profondeur du gel .....	119
5.3.1	Variation de la hauteur du couvert nival .....	126
5.3.2	Variation de l'humidité du sol .....	127
5.3.3	Distribution du gel du sol.....	128
5.4	Analyse des coefficients de rétrodiffusion et des paramètres du sol .....	130
5.4.1	Rugosité et utilisation du sol.....	143

5.5	Coefficients de rétrodiffusion et températures de sol .....	144
5.5.1	Analyses de données .....	144
5.5.2	Distribution des variables.....	145
5.5.3	Analyse de variance .....	148
5.5.4	Analyses de corrélation.....	149
5.5.5	Analyses de régression.....	149
5.6	Cartographie du gel du sol avec les données ASAR.....	165
5.6.1	Relations entre les coefficients de rétrodiffusion, la température du sol et l'occupation du sol .....	166
5.6.2	Comparaison des données ASAR et RADARSAT-1 .....	169
5.6.3	Relations entre les rapports de polarisation, la température du sol et l'occupation du sol .....	170
5.7	Conclusions.....	172
<b>6</b>	<b>POTENTIEL DE LA POLARIMÉTRIE RADAR POUR LE SUIVI DU GEL DE SOL.....</b>	<b>175</b>
6.1	Sites d'étude 2002-2003.....	175
6.2	Acquisition des données de terrain en 2002-2003 .....	178
6.3	Variation des données de température observées au cours de la campagne 2002-2003.....	182
6.4	Acquisition des données polarimétriques .....	184
6.5	Traitement des images polarimétriques .....	188
6.5.1	La décomposition de Pauli.....	188
6.5.2	Diagramme de Cloude et Pottier.....	191
6.6	Interprétation des images et des données polarimétriques.....	191
6.6.1	Analyse des différences de phase copolarisées.....	199
6.6.2	Signatures polarimétriques.....	201
6.7	Conclusions.....	206
<b>7</b>	<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....</b>	<b>208</b>
	<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>215</b>
	<b>ANNEXE A.....</b>	<b>237</b>
	<b>ANNEXE B.....</b>	<b>239</b>



## LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 :	Le mécanisme de formation des lentilles de glace (Konrad et Morgenstern 1980) .....	16
Figure 2.2 :	Profil de température et équations de comportement pour un sol homogène, gel unidirectionnel (Konrad et Morgenstern, 1980).....	17
Figure 2.3 :	Représentation schématique de la frange gelée d'un sol gelé (Konrad et Morgenstern, 1983).....	19
Figure 3.1 :	Géométrie du radar latéral (Maître, 2001). .....	37
Figure 3.2 :	Le coefficient de rétrodiffusion.....	40
Figure 3.3 :	Les bandes de fréquences dans les micro-ondes (CCT, 2005a).....	41
Figure 3.4 :	Système radar imageur, angle de dépression et angle d'incidence (CCT, 2005a).....	43
Figure 3.5 :	Effet de l'angle d'incidence ( $\theta$ ) sur la rétrodiffusion radar pour trois types de rugosité de surface (lisse, rugosité moyenne et forte rugosité) (Henderson et Lewis, 1998).....	44
Figure 3.6 :	Représentation de l'angle d'incidence et des polarisations incidentes horizontale (champ $E_h$ ) et verticale (champ $E_v$ ) (Proisy, 1999).....	45
Figure 3.7 :	L'ellipse de polarisation, avec son angle d'orientation, $\Psi$ et son ellipticité $\chi$ , lesquels sont des fonctions du demi-grand axe, $a$ , et du demi-petit axe, $b$ (CCT, 2005b). .....	46
Figure 3.8 :	États de polarisation du champ électrique (CCT, 2005b).....	47
Figure 3.9 :	Signature polarimétrique d'une cible dont la hauteur du socle est d'environ 0,2 (CCT, 2005b). .....	49
Figure 3.10 :	Distribution des huit zones dans le plan de la classification H- $\alpha$ (adapté de Pottier et Lee, 1999).....	52
Figure 3.11 :	Constante diélectrique mesurée en fonction de l'humidité volumique pour cinq types de sols à la fréquence de 5 GHz (Ulaby et <i>al.</i> , 1986). .....	54
Figure 3.12 :	Constante diélectrique mesurée en fonction de l'humidité volumique pour un sol loameux dans quatre fréquences micro-ondes (Ulaby et <i>al.</i> , 1986). .....	55
Figure 3.13 :	Influence de la rugosité sur la forme de réflexion (adapté de Bonn et Rochon, 1992).....	56
Figure 3.14 :	Comportement angulaire du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la rugosité ( $k\sigma$ ) pour un sol nu (Fung, 1994). .....	57
Figure 3.15 :	Sensibilité du signal radar à l'humidité d'un sol couvert de végétation en fonction de la fréquence et de l'angle d'incidence (Ulaby et <i>al.</i> , 1986). .....	58

Figure 3.16 :	Une illustration de la profondeur de la pénétration du signal radar au niveau d'un couvert de maïs, a) en fonction de l'angle d'incidence pour les polarisations HH et VV en bande L, et b) en fonction de la fréquence pour un angle d'incidence de 40° (Engman et Chauhan, 1995). .....	59
Figure 3.17 :	Mécanismes de diffusion d'une surface couverte de neige : A) rétrodiffusion de l'interface aire/neige, B) rétrodiffusion du couvert de neige et C) rétrodiffusion de l'interface neige/sol (Koskinen, 2001). .....	63
Figure 3.18 :	Modes d'acquisition du satellite RADARSAT-1 (Maître, 2001). .....	68
Figure 3.19 :	Modes d'imagerie RADARSAT-2 (ASC, 2005) .....	69
Figure 3.20 :	Caractéristiques de l'orbite de RADARSAT-2 (ASC, 2005) .....	71
Figure 3.21 :	Les différents modes d'acquisition du Convair-580 (CCT, 2005c).....	73
Figure 4.1 :	Localisation du bassin versant du Bras d'Henri au sud de Québec, Canada. ....	79
Figure 4.2 :	Localisation des sites d'étude (12 champs) couvrant le bassin versant du Bras d'Henri.....	81
Figure 4.3 :	Caractérisation du champ numéro 1 (cas d'un champ étroit), a) profil pédologique, b) stratégie de l'implantation des profils de thermocouples, c) distribution de la conductivité électrique, d) profil topographique.....	84
Figure 4.4 :	Caractérisation du champ numéro 9 (cas d'un champ large), a) profil pédologique, b) stratégie de l'implantation des profils de thermocouples, c) distribution de la conductivité électrique, d) profil topographique.....	85
Figure 4.5 :	Localisation des 5 profils de mesure à l'intérieur des 12 champs sélectionnés pour l'étude des variations de température du sol.....	89
Figure 4.6 :	Exemple de signal TDR acquis avec le lecteur Tektronix 1502C sur une sonde bi-tiges de 30 cm de longueur (Champ 3, 21 avril 2004). .....	90
Figure 4.7 :	Représentation schématique de l'instrumentation d'un point de mesure. ....	92
Figure 4.8 :	Schéma synoptique de la méthodologie de la cartographie du gel du sol.....	94
Figure 4.9 :	Schéma général de la méthode de saisie des données dans un SIG.....	96
Figure 5.1 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 1.....	105
Figure 5.2 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 2.....	106
Figure 5.3 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 3.....	107
Figure 5.4 :	Profils des températures mesurées à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 4. ....	108
Figure 5.5 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 5.....	109

Figure 5.6 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d’hiver au champ 6. ....	110
Figure 5.7 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d’hiver au champ 7. ....	111
Figure 5.8 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d’hiver au niveau du champ 9.....	112
Figure 5.9 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d’hiver au niveau du champ 10.....	114
Figure 5.10 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d’hiver au niveau du champ 11.....	115
Figure 5.11 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d’hiver au niveau du champ 12.....	116
Figure 5.12 :	Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d’hiver au niveau du champ 14.....	117
Figure 5.13 :	Variation de la profondeur du gel (barre orange), hauteur de la neige (en gris) et humidité du sol enregistrées à 5 cm (triangles bleus) pour les champs 1, 2 et 14 avec la moyenne des précipitations mensuelles, la moyenne des températures quotidiennes maximales et minimales enregistrée au niveau de la station météorologique de St-Jean-Chrysostome, en fonction du temps. ....	120
Figure 5.14 :	Variation de la profondeur du gel (barre orange), hauteur de la neige (en gris) et humidité du sol (triangles bleus) enregistrées à 5 cm pour les champs 3, 4 et 7, avec la moyenne des précipitations mensuelles, la moyenne des températures quotidiennes maximales et minimales enregistrée au niveau de la station météorologique de Scott, en fonction du temps. ....	121
Figure 5.15 :	Variation de la profondeur du gel (barre orange), hauteur de la neige (en gris) et humidité du sol (triangles bleus) enregistrée à 5 cm pour les champs 5, 6 et 12, avec la moyenne des précipitations mensuelles, la moyenne des températures quotidiennes maximales et minimales enregistrée au niveau de la station météorologique de Scott, en fonction du temps. ....	122
Figure 5.16 :	Variation de la profondeur du gel (barre orange), hauteur de la neige (en gris) et humidité du sol (triangles bleus) enregistrée à 5 cm pour les champs 9, 10 et 11 avec la moyenne des précipitations mensuelles, la moyenne des températures quotidiennes maximales et minimales enregistrée au niveau de la station météorologique de Scott, en fonction du temps. ....	123
Figure 5.17 :	Classification des textures moyennes des sites d’étude. ....	130
Figure 5.18 :	Constante diélectrique mesurée avec le modèle de Dobson en fonction de l’humidité du sol pour quatre champs dont la texture varie de loam sableux à loam.....	135
Figure 5.19 :	Variations temporelles des coefficients de rétrodiffusion calculés à partir des images RADARSAT-1 pour les douze champs agricoles. ....	136

Figure 5.20 :	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (triangles verts), la constante diélectrique du sol (losanges bleus) à 5 cm de la surface et la profondeur du gel (barre orange) pour les champs 1, 2 et 14. ....	139
Figure 5.21 :	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (triangles verts), la constante diélectrique du sol (losanges bleus) à 5 cm de la surface et la profondeur du gel (barre orange) pour les champs 3, 4 et 7. ....	140
Figure 5.22 :	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (triangles verts), la constante diélectrique du sol (losanges bleus) à 5 cm de la surface et la profondeur du gel (barre orange) pour les champs 5, 6 et 12. ....	141
Figure 5.23 :	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (triangles verts), la constante diélectrique du sol (losanges bleus) à 5 cm de la surface et la profondeur du gel (barre orange) pour les champs 9, 10 et 11. ....	142
Figure 5.24 :	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar et la température du sol mesurée à 5 cm de la surface du sol pour deux types d'occupation de sol : sols non labourés (triangles verts) et sols labourés (losanges marrons). ....	143
Figure 5.25 :	Courbes de distribution des coefficients de rétrodiffusion pour : a) les champs non labourés-obtenues pour les températures négatives, b) les champs labourés-obtenues pour les températures négatives, c) les champs non labourés-obtenues pour les températures positives et d) les champs labourés-obtenues pour les températures positives. L'axe des abscisses représente les classes des coefficients de rétrodiffusion et l'axe des ordonnées le nombre d'observations. ....	147
Figure 5.26 :	Modèles de régression linéaire expliquant la variation du coefficient de rétrodiffusion radar en fonction de la température du sol mesurée à 5 cm de la surface pour les douze champs agricoles. ....	151
Figure 5.27 :	Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 1 et 2. ....	155
Figure 5.28 :	Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 3 et 4. ....	156
Figure 5.29 :	Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 5 et 6. ....	157
Figure 5.30 :	Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 7 et 9. ....	158
Figure 5.31 :	Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 10 et 11. ....	159
Figure 5.32 :	Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 12 et 14. ....	160
Figure 5.33 :	Carte pédologique du bassin versant du Bras d'Henri et localisation des sites d'étude. ....	161

Figure 5.34 :	Cartes du gel de sol du bassin versant du Bras d'Henri élaborées à partir d'image RADARSAT-1 du 8 novembre 2003 (a) et du 2 décembre 2003 (b)...	162
Figure 5.35 :	Cartes du gel de sol du bassin versant du Bras d'Henri élaborées à partir d'image RADARSAT-1 du 19 janvier 2004 (a) et 29 février 2004.....	163
Figure 5.36 :	Cartes du gel de sol du bassin versant du Bras d'Henri élaborées à partir d'image RADARSAT-1 du 2 novembre 2004 (a) et 13 janvier 2005 (b).....	164
Figure 5.37 :	Exemple d'image ASAR acquise le 10 janvier 2004 affichée dans les trois canaux HV, HH et HV/HH. La limite du bassin versant (ligne blanche), les champs agricoles (points rouges).....	166
Figure 5.38 :	Relations entre le coefficient de rétrodiffusion dans les polarisations HH, VV et VH et la température du sol mesurée à 5cm de profondeur pour deux groupes d'utilisation du sol (les carrés rose représentent les labours, les losanges bleu les champs de foin ).....	168
Figure 5.39 :	Comparaison de la relation entre la température du sol mesurée à 5 cm de profondeur et les coefficients de rétrodiffusion entre les données ASAR et RADARSAT-1 (les carrés rose représentent les labours, les losanges bleu les champs de foin). ....	170
Figure 5.40 :	Relations entre les rapports de polarisation a) HH/VH et b) HH/VV et la température du sol mesurée à 5 cm de profondeur (les carrés rose représentent les labours, les losanges bleu les champs de foin).....	171
Figure 6.1 :	Localisation des deux sites d'étude : Fermes expérimentales Chapais et Harlaka. ....	176
Figure 6.2a :	Plan des parcelles A et B. Les chiffres entre parenthèses correspondent aux numéros de poteaux. Pour la parcelle (A), pour chaque point de mesure, trois thermocouples ont été installés à des profondeurs de 1, 5 et 15 cm de la surface du sol. Pour la parcelle (B), seuls les poteaux de 16 à 33 comprennent 4 thermocouples à des profondeurs de 1, 5, 15 et 20 cm de la surface du sol. ....	179
Figure 6.3 :	Profil moyen de la température de neige, mesurée le 19 Février 2003, à la station météorologique de la ferme expérimentale de Chapais.....	181
Figure 6.4 :	Températures moyennes mesurées en date de 19 février 2003 à différentes profondeurs du sol pour les cinq parcelles agricoles des fermes expérimentales Chapais et Harlaka. ....	183
Figure 6.5 :	Image RSO du Convair-580 acquise le 19 février 2003. Localisation des deux sites d'étude : a) Harlaka et b) Chapais.....	185
Figure 6.6 :	Image IKONOS acquise le 4 septembre 2002 des deux sites d'études : a) fermes expérimentales Harlaka et b) Chapais.....	186
Figure 6.7 :	Localisation des parcelles agricoles A, B et C à la ferme expérimentale Chapais, a) image IKONOS multispectrales (4m); b) image Convair-580 (6m).....	187

Figure 6.8 :	Localisation de la parcelle agricole D à la ferme expérimentale d'Harlaka, a) image IKONOS multispectrales (4m); b) image Convair-580 (6m).....	187
Figure 6.9 :	Image Convair-580 (6m) de la zone d'étude acquise le 14 novembre 2002. Visualisation par la décomposition de Pauli $S_{HH} + S_{VV}$ , $S_{HH} - S_{VV}$ , $2S_{HV}$ . ....	190
Figure 6.10 :	Image Convair-580 (6m) de la zone d'étude acquise le 19 février 2003. Visualisation par la décomposition de Pauli $S_{HH} + S_{VV}$ , $S_{HH} - S_{VV}$ , $2S_{HV}$ . ....	190
Figure 6.11 :	Résultat du calcul de l'entropie et de la classification après quatre (x4) itérations appliquées pour la ferme expérimentale de Chapais du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.....	192
Figure 6.12 :	Distribution H- $\alpha$ en bande C pour ferme expérimentale de Chapais du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.....	193
Figure 6.13 :	Caractérisation des mécanismes de rétrodiffusion dans le plan H- $\alpha$ pour la ferme expérimentale Chapais le 14 novembre 2002 (a) et le 19 février 2003 (b).....	194
Figure 6.14 :	Résultat du calcul de l'entropie et de la classification après quatre (x4) itérations appliquées pour la ferme expérimentale de Harlaka du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.....	195
Figure 6.15 :	Distribution H- $\alpha$ en bande C pour la ferme expérimentale de Harlaka du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.....	196
Figure 6.16 :	Caractérisation des mécanismes de rétrodiffusion dans le plan H- $\alpha$ pour la ferme expérimentale Harlaka le 14 novembre 2002 (a) et le 19 février 2003 (b).....	197
Figure 6.17 :	Différences de phase copolarisées pour les trois parcelles agricoles à deux dates différentes : 14 novembre 2002 et 19 février 2003.....	199
Figure 6.18 :	Signature polarimétrique de la parcelle A pour l'image du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.....	203
Figure 6.19 :	Signature polarimétrique de la parcelle C pour l'image du a) 14 novembre 2002 et du b) 19 février 2003.....	204
Figure 6.20 :	Signature polarimétrique de la parcelle D pour l'image du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.....	205

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 : Types de texture .....	14
Tableau 2.3 : Chaleur spécifique des éléments du sol (d'après Demolon, 1960).....	20
Tableau 2.4 : États de l'eau dans le sol selon la taille des pores.....	24
Tableau 2.5 : Répartition des porosités et des capacités d'un matériau (Banton et Bangoy, 1997). .....	25
Tableau 2.6 : Pénétration du gel dans le sol selon la texture en fonction du contenu en eau dans le sol.....	33
Tableau 3.1 : Quelques systèmes RSO aéroportés (Polidori, 1997). .....	66
Tableau 3.2 : Principaux systèmes RSO spatiaux (Polidori, 1997). .....	66
Tableau 3.3 : Les caractéristiques principales des systèmes RSO satellitaires commerciaux (adapté de Maitre, 2001 ; ASE, 2005). .....	67
Tableau 3.4 : Innovations et avantages de RADARSAT-2 (ASC, 2005). .....	70
Tableau 3.5 : Spécifications techniques du RSO du Convair-580.....	73
Tableau 4.1 : Caractéristiques pédologiques des 12 champs sélectionnés pour l'expérimentation .....	86
Tableau 4.2 : Caractéristiques physico-chimiques (point #5) des 12 champs sélectionnés pour l'expérimentation.....	87
Tableau 4.3 : Caractéristiques des sept images RADARSAT-1 acquises au cours du projet....	97
Tableau 4.4 : Caractéristiques des neuf images ENVISAT-ASAR acquises au cours du projet .....	98
Tableau 5.1 : Comparaison des coefficients de régression entre la température du sol et la rétrodiffusion, en fonction du drainage.....	131
Tableau 5.2 : Analyse descriptive du coefficient de rétrodiffusion et résultats du test de Kolmogorov-Smirnov à un échantillon appliqué sur les valeurs des coefficients de rétrodiffusion .....	146
Tableau 5.3 : Validation des seuils de coefficients de rétrodiffusion pour la cartographie du gel du sol. ....	152
Tableau 5.4 : Résultats de l'estimation de l'erreur moyenne relative (MRE) et de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) pour chaque champ. ....	154
Tableau 5.5 : Différence du nombre de pixels échantillonnés au niveau des champs agricoles selon le capteur utilisé. ....	167
Tableau 6.1 : Caractéristiques pédologiques et les mesures du couvert de neige des cinq parcelles agricoles étudiées.....	178

Tableau 6.2 : Résultats des températures (°C) mesurées le 19 février 2003 dans les trois profondeurs du sol au niveau de la parcelle C. ....	184
Tableau 6.3 : Caractéristiques des images RSO acquises par le Convair-580.....	185
Tableau 6.4 : Résultats du calcul des paramètres de la décomposition de Cloude et Pottier au niveau de chaque parcelle pour les deux dates d'acquisition.....	198
Tableau 6.5 : Caractéristiques générales des signatures polarimétriques pour les champs agricoles des fermes expérimentales Chapais et Harlaka. ....	205

# 1 INTRODUCTION

Durant les dernières décennies, la mondialisation, la pression du marché et les prouesses technologiques ont poussé l'agriculture canadienne à accroître sa productivité, en augmentant la superficie des exploitations agricoles.

Dans le contexte agricole québécois actuel, les cultures à grande interligne (maïs grain, maïs ensilage et soya) ont vu leur superficie augmenter de 47% à 487% entre 1981 et 2001, alors que celle des pâturages a chuté de 43% et celle des prairies de 17% (van Bochove, 2006). Il est connu que ce type de culture exige un travail excessif des sols, ce qui contribue dans une large mesure à dégrader leur structure et à les compacter, accentuant ainsi les processus d'érosion hydrique de leurs couches superficielles, principalement lors de la fonte des neiges, mais aussi lors des premières pluies printanières, alors que le sol est à découvert. Les conséquences de tels événements peuvent s'aggraver quand la fonte de neige survient, alors que le sol est toujours gelé en profondeur, ou quand les processus de dégel commencent à peine, les premiers centimètres de la surface du sol se retrouvant ainsi dégelés sur une couche de sol gelée. L'eau de pluie et/ou de fonte des neiges qui en résulte s'infiltrer plus lentement dans le sol, accentuant par cet effet le ruissellement de surface et acheminant ainsi les contaminants d'origine agricole (sédiments, phosphore, matière organique etc.) vers les cours d'eau (AAC, 2005). Le risque est d'autant plus grand si ces terres agricoles sont associées à la présence d'un réseau dense d'eau de surface représenté par les fossés, les ruisseaux, les rivières, les lacs et les milieux humides. Selon le recensement de l'agriculture de 2001 (Statistique Canada, 2001) des concentrations élevées d'azote total, de phosphore total et de matières en suspension ont été mesurées dans les rivières sillonnant les basses-terres du fleuve Saint-Laurent par l'entremise de ruissellement des eaux.

Un autre problème qui est lié au gel du sol est celui de la survie des racines de plantes pendant l'hiver. Au Québec, les chutes de neige habituellement abondantes dès le début de l'hiver contribuent à maintenir les températures du sol près du point de congélation (Paquin, 1985). Les racines et le collet des plantes sont mieux protégés du froid. Par contre, elles peuvent être détruites par les basses températures, quand la couche de neige est insuffisante et surtout quand il se forme une couche de glace beaucoup plus conductrice du froid que l'air et la neige (Smith, 1975 ; McKenzie et McLean, 1980 ; Paquin, 1984). Quelques plantes, comme les graminées,

peuvent supporter des températures de -20 à -26°C pendant de brèves périodes (quelques heures), mais succombent à des températures de -8 et -10°C si la période s'étend sur quelques jours (Paquin, 1984). Si la couche de neige au-dessus de la couche de glace est suffisante pour protéger le sol contre les basses températures, la mortalité des végétaux est beaucoup moins élevée (Andrews et Pomeroy, 1977 ; Paquin, 1984). Si, au contraire, la couche de neige est insuffisante, il en résulte un gel rapide du sol et une mortalité aiguë des végétaux qui se trouvent alors sans isolation face à de très basses températures.

La formation d'une couche de glace à la surface du sol au cours de l'hiver est assez fréquente et peut atteindre plusieurs centimètres. Au moment où de tels événements se produisent, le type de glace (densité, porosité, épaisseur), la présence de la neige et les paramètres physiques du sol (texture, porosité, humidité, drainage) représentent autant de variables qui peuvent faire toute la différence dans la mobilité et le transport des contaminants d'origine agricole vers les eaux souterraines et/ou les eaux de surface, ainsi que dans la survie ou la mortalité des plantes. L'air dans le sol augmente les propriétés isolantes et la survie au gel des plantes est alors supérieure dans les sols secs comparés aux sols humides (Andrews et Pomeroy, 1977 ; Willemot et Pelletier, 1979; Paquin et Mehuys, 1980). Un sol moins humide gèle plus rapidement qu'un sol humide à cause de la chaleur spécifique élevée de l'eau (Peltier et Tysdal, 1932; Paquin et Mehuys, 1980).

Il faut également noter que les cycles de gel-dégel constituent un paramètre déterminant pour les échanges de gaz ( $N_2O$ ,  $CO_2$  et  $CH_4$ ) entre le sol et l'atmosphère (van Bochove et *al.*, 2001). La source de ces gaz à effet de serre provient surtout des activités agricoles (engrais épandus, fumiers ajoutés aux terres, résidus agricoles). Selon les estimations du Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) en 1996 les émissions de  $N_2O$  résultant des activités agricoles au Canada se chiffraient à 132 Gg (12.1 Gg au Québec). Les émissions de protoxyde d'azote apparaissent le plus souvent d'une manière intermittente, contrairement au  $CO_2$  qui est libéré du sol de façon presque continue. Jusqu'à récemment, on pensait qu'en hiver la température des sols ne permettait qu'une production limitée de  $N_2O$ , mais on s'est rendu compte que ce n'est peut-être pas le cas là où la neige agit comme isolant (van Bochove et *al.*, 2001). Le  $N_2O$  peut donc être produit pendant tout l'hiver et s'échapper à travers la neige poreuse. Une autre difficulté découlerait du fait qu'une grande partie du  $N_2O$  est souvent produite dans les couches profondes du sol. La libération de ce gaz dépendrait donc de sa vitesse de diffusion vers

la surface, vitesse qui est elle-même déterminée par la porosité du sol et la présence éventuelle de glace ou d'eau à la surface. Lors de la fonte printanière, des concentrations importantes en N<sub>2</sub>O dissous ont été enregistrées dans les trente premiers centimètres de la surface du sol (Corriveau, 2005). Il a été aussi démontré que l'eau est le principal facteur qui contrôle la production, l'émission, ainsi que la diffusion du N<sub>2</sub>O dans le sol et le couvert nival.

L'agriculture, telle qu'elle se pratique aujourd'hui, peut avoir des incidences environnementales importantes, susceptibles de se répercuter à tous les niveaux trophiques des écosystèmes des cours d'eau et des lacs. Ce risque pourrait être diminué considérablement par de pratiques de gestion bénéfiques (PGB). Toutefois, les processus et les interactions à l'échelle du bassin versant liés à l'implantation de ces PGB ne sont pas bien connus et ne reflètent pas toujours les tendances attendues au niveau de l'amélioration de la qualité des eaux de surface. Des études ont bien montré le rôle important que jouent les états de surface des sols et la structure du sol sur les flux d'eau et de polluants. La percolation de l'eau dans le sol entraîne la lixiviation des molécules polluantes qui est fonction des propriétés du sol, de la vitesse de l'infiltration et de l'épaisseur de la couche saturée du sol (Coote et *al.*, 1988; Musy et Soutter, 1991), mais très peu ont mis l'accent sur la dynamique des polluants d'origine agricole en fonction des caractéristiques du sol pendant l'hiver. Caractériser et reconnaître ces paramètres à l'échelle d'un bassin versant pendant l'hiver est indispensable à la compréhension des phénomènes de pollutions agricoles.

Des études sur la qualité de l'eau potable dans sept bassins versants situés dans la province du Québec ont permis d'établir le lien entre la contamination des eaux potables et les activités agricoles, mais les mécanismes qui régissent la dynamique de la migration de ces polluants liés aux caractéristiques du milieu sont encore imparfaitement connus (Environnement Canada, 2005).

Devant la multitude des études gouvernementales décrivant le sombre portrait de la qualité de l'eau en milieu agricole, il importe au plus haut point que l'on comprenne bien l'ampleur de la problématique actuelle pour assurer la sécurité des ressources alimentaires et la productivité de l'agriculture par une gestion plus efficace des sols et de l'eau.

Le suivi de la distribution spatiale et temporelle du gel du sol en régions tempérées froides est important pour une meilleure gestion des ressources disponibles. À Québec en particulier, le gel

du sol constitue un paramètre d'une importance cruciale pour le développement de l'agriculture et à la qualité des ressources hydriques, Cependant, le gel du sol en milieu agricole n'est généralement pas suivi par les stations météorologiques situées en milieu urbanisé. C'est pourquoi, nous nous sommes intéressés au « Suivi du gel de sol en milieu agricole à l'échelle d'un bassin versant à partir d'images radar monopolarisées (RADARSAT-1), multipolarisations (ENVISAT) et polarimétriques (Convair-580) ».

## **1.1 Problématique de la mesure du gel du sol par la télédétection**

Comme nous l'avons relaté auparavant, mesurer le gel du sol apporterait aux scientifiques, mais aussi aux agriculteurs, des informations importantes grâce auxquelles les cultures pourraient être mieux préservées et la pollution diffuse mieux cernée.

Dans ce cas, les outils de télédétection pourraient être utilisés efficacement pour faire le suivi et la cartographie du gel du sol.

### **1.1.1 Infrarouge thermique**

Dans l'infrarouge thermique par exemple, on peut obtenir des informations sur l'humidité du sol par la méthode d'inertie thermique (Bonn et Rochon, 1992) qui est la mesure de la capacité d'un milieu à absorber et à transférer la chaleur. Cette approche est basée sur l'hypothèse que les échanges de chaleur dans le sol se font principalement par conduction-convection. L'inertie thermique diminue avec le gel du sol. Ceci s'explique par un changement dans les proportions d'air et d'eau dans le sol lorsque le sol gèle (Bonn, 1996), alors que l'air présente une conductivité thermique plus faible ( $0.25 \text{ J cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) que celle de l'eau ( $5.8 \text{ J cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ). Pour détecter l'humidité ou le gel du sol pour un endroit donné, il est nécessaire de connaître la différence entre la température nocturne et diurne mais il n'est pas facile d'obtenir des images sans nuage à la fois le jour (orbite descendante) et la nuit (orbite ascendante) pour la même période de 24 heures sur une région étendue. Par exemple, LANDSAT-7 a un cycle de passe de 16 jours, une couverture de  $185 \text{ km}^2$  et une résolution spatiale de 60 m; alors que pour MODIS, la durée du cycle est de 2 jours, son large champ de vue ( $\pm 55^\circ$ ) entraîne une fauchée de 2330 km, le canal thermique a une résolution de 500 m. NOAA AVHRR, quant à lui, le cycle de passage est de 1 jour, la fauchée au sol mesure 3000 km et la résolution spatiale est de 1 km.

Les conditions du sol, de la couverture végétale et de l'atmosphère sont les principaux facteurs qui peuvent affecter la détermination du gel du sol par cette méthode. En effet, la morphologie (texture, porosité et structure) et la chimie du sol modifient les propriétés thermiques en facilitant ou limitant les échanges d'énergie (Boisvert et *al.*, 1996b). Ainsi, avec l'augmentation de la porosité du sol, la conductivité thermique baisse et par conséquent l'inertie thermique. À cause de son faible albédo, la présence d'une couverture végétale réduit l'écart de température entre le jour et la nuit. Les différences de température et l'inertie thermique ont une distribution bimodale, où l'eau et les régions boisées ont une différence de température basse et une inertie thermique élevée, alors que les zones agricoles et urbaines ont des différences de températures élevées et une inertie thermique basse (Bonn et Bernier, 1981). Le couvert végétal joue un rôle d'isolant thermique, de manière à empêcher la mesure directe du rayonnement émis par le sol et influence les échanges de chaleur qui ne se font plus seulement par conduction (Bonn et Rochon, 1992). La méthode de l'inertie thermique est surtout efficace pour les sols nus et dans les zones arides (Bonn et Bernier, 1981). Dans l'infrarouge thermique, l'atmosphère émet aussi, à cause de certains éléments qui le composent (gouttelettes d'eau, cristaux de glace et différents gaz), ce qui perturbe la quantité de rayonnement provenant de la surface du sol et celle reçue par le capteur. Cette émission se fait en fonction du contenu en eau de l'atmosphère, ce qui limite l'utilisation de cette technique quand les nuages sont présents.

L'utilisation de la télédétection infrarouge thermique en agriculture de précision se heurte à plusieurs limites. Les facteurs environnementaux qui conditionnent l'étude des changements de l'état du sol (gel/non gel) dans un bassin versant exigent des mesures plus précises à l'échelle parcellaire. En utilisant des images à haute résolution, le producteur agricole peut cibler les corrections de façon plus précise. Une couverture régionale permet un aperçu global du sol et des conditions de croissance pour les besoins des commissions agricoles et des gestionnaires. L'exploitation des capteurs optiques et thermiques implique de considérer leur résolution spectrale et spatiale (ex : MODIS 250 à 500m), ainsi que leur position par rapport au soleil, pour ne pas limiter les informations qu'ils délivrent et qui sont utilisées pour la cartographie du gel du sol.

### 1.1.2 Hyperfréquences

La télédétection à hyperfréquence se voit comme une source de données inestimables pour la cartographie de l'état et de l'évolution du gel de la surface du sol. Cet intérêt pour la télédétection à hyperfréquence est né au fur et à mesure que la présence trop fréquente ou permanente des nuages rendait impossible l'utilisation des capteurs plus conventionnels. En effet, les instruments à hyperfréquence ne sont pas affectés par les problèmes de nébulosité. Les fréquences d'observation se situent dans la gamme 1 GHz à 100 GHz correspondant à des longueurs d'onde de 30 cm à 3 cm pour lesquelles l'atmosphère se présente comme un milieu transparent. De plus, les instruments à hyperfréquences actives se distinguent par leur capacité d'observation de jour comme de nuit. En effet, ils disposent de leur propre source d'énergie, qui leur permet d'illuminer la scène observée et de mesurer en retour l'écho reçu. Les hyperfréquences passives ou radiomètres seraient théoriquement l'outil idéal pour la mesure de l'humidité et du gel du sol, puisque la température de brillance ( $T_b$ ) est fonction de la température de la surface du sol (Ulaby et al., 1981).

$$T_b = e T_s \quad (1.1)$$

où

$e$  est l'émissivité de la surface,

$T_s$  est la température physique de la surface.

Toutefois, l'intensité des signaux (souvent bruités) et leur résolution spatiale restent faibles (de l'ordre de 10-50 kilomètres pour les capteurs SMMR et SSMI) (Bonn, 1996). C'est pourquoi, pour la mesure de l'humidité du sol, on préfère plutôt les systèmes à hyperfréquences actives (radar), puisqu'ils ont une meilleure résolution (de l'ordre de 30 m en mode standard et de 9 m en mode fin) et une plus forte énergie (Bonn, 1996).

Depuis plusieurs années, les travaux scientifiques ont montré le potentiel du signal radar, en particulier à travers les mesures réalisées par les Radars à Synthèse d'Ouverture (RSO) dans la

caractérisation spatio-temporelle des paramètres de surface, tel que l'humidité de surface (Zribi et *al.*, 1997). Les systèmes actifs de l'imagerie radar, qu'ils soient aéroportés ou satellitaires, ont un grand potentiel pour cartographier et suivre les changements du régime d'humidité des sols (Ulaby et *al.*, 1978 ; Engman, 1990 ; Bonn et Rochon, 1992 ; Kustas et Goodrich, 1994 ; Verhoest et *al.*, 1998 ; Wigneron et *al.*, 1998 ; Xu et *al.*, 1998), puisqu'ils permettent une mesure directe des propriétés diélectriques du sol, propriétés qui sont étroitement liées à son contenu en eau et à sa texture (Hallikainen et *al.*, 1985).

Quelques études sur la cartographie du gel du sol ont rapporté l'influence de l'angle d'incidence, la fréquence et la polarisation sur la signature spectrale (Wegmüller, 1990). Selon Ulaby et *al.* (1986), pour une meilleure estimation de l'humidité du sol, il faut opérer à un angle d'incidence autour de 10°. Cependant, RADARSAT-1 et ENVISAT fournissent une gamme d'angles d'incidence à partir de 15°. Au-delà des angles d'incidence de 10°, l'effet de la rugosité et le couvert végétal est accentué. Par ailleurs, ces systèmes fonctionnent en bande C et ne sont sensibles aux propriétés diélectriques du sol que dans les premiers centimètres du sol (5 cm). Ainsi, pour estimer l'humidité du sol, il faut d'abord s'affranchir de l'effet de la rugosité et des paramètres du couvert végétal.

Rignot et Van Zyl (1993) ont utilisé un rapport d'images acquises à différentes dates pour pouvoir discriminer le gel de sol. Ils ont observé une baisse du signal de 3dB pour un angle d'incidence de 23°, ce qui correspondait à une baisse de la constante diélectrique du sol. Dans une étude similaire, Villasenor et *al.* (1993) ont stipulé que la végétation et la texture du sol influençaient le gel du sol et contribuaient à modifier le signal radar. Way et *al.* (1997) a démontré que le dégel du sol et de la sève des arbres provoquait une augmentation des coefficients de rétrodiffusion.

Outre le fait d'avoir sa propre source d'illumination, les radars à hyperfréquence sont capables d'émettre et de recevoir des ondes dans différentes polarisations. Ainsi, le développement de la nouvelle génération des radars à multipolarisation (ENVISAT) et polarimétriques (RADARSAT-2 dont le lancement est prévu pour la fin de l'année 2006) va permettre un apport supplémentaire d'information par rapport aux radars à monopolarisation (ERS-1/2, RADARSAT-1). Les progrès technologiques accomplis dans la conception des RSO, et en synthèse d'image RSO, permettent d'obtenir des images dont la résolution est égale à celle des capteurs optiques (décimétrique).

Leur capacité à imager la surface terrestre quelles que soient les conditions atmosphériques et géographiques en font des capteurs aux potentialités cartographiques maximales.

Faisant suite à de nombreux travaux utilisant la multipolarisation (HH, VV, VH, HV) pour le suivi de l'humidité du sol, Hirosawa et *al.* (1978) ainsi que Dobson et Ulaby (1986) ont démontré l'utilité de l'information qu'on peut extraire des données de différentes polarisations. Des rapports de polarisation peuvent être employés pour réduire au minimum les effets indésirables, comme par exemple la rugosité (HH/VV) ou le couvert végétal (HH/HV) dans le cas où on veut suivre l'humidité du sol (Oh et *al.*, 1992). Ces travaux ont amené, par ailleurs, au développement de la polarimétrie. En préservant la phase, l'information additionnelle peut être tirée des données RSO comme décrit par Ulaby et *al.* (1987). D'ailleurs, avec le capteur aéroporté RSO (Convair-580) du Centre Canadien de la Télédétection, on peut obtenir des données polarimétriques. Ce capteur, permettra la familiarisation des utilités potentielles aux données polarimétriques que RADARSAT-2 fournira dans un avenir rapproché.

Bien qu'il soit rapporté dans la littérature, le potentiel de données radar dans les applications en télédétection (Ulaby et *al.*, 1986 ; Bernier, 1991 ; Bonn et Rochon, 1992 ; Shi et *al.*, 1994 ; Boisvert et *al.*, 1996a ; Cloude et Pottier, 1996 ; Ferro-Famil, 1998 ; Henderson et Lewis, 1998), l'exploitation des données acquises par ces capteurs n'est pas aussi triviale qu'on peut l'espérer. La quantité d'information dans les images multipolarisations ou polarimétriques est considérable et sa complexité rend l'analyse lourde et ardue. En outre, la présence du chatoiement (*speckle*) dans les images RSO nuit aux traitements et aux interprétations de leurs résultats. D'autre part, l'interprétation du signal radar, de même que la sensibilité de l'image radar aux conditions du sol, exige la connaissance de paramètres mesurés sur le terrain comme la température du sol à différentes profondeurs (-1, -5 et -15 cm), la constante diélectrique, la rugosité de la surface du sol, la texture et l'occupation du sol. Toutes ces grandeurs doivent être bien analysées et étudiées.

A l'image de ce que nous avons relaté auparavant, l'intérêt que nous avons accordé à la cartographie du gel du sol, sous couvert de neige, s'inscrit dans le cadre d'une série de programmes fondés sur les principes de l'ARMPC (l'analyse des risques et la maîtrise de contrôles critiques) et des pratiques de gestion bénéfiques (PGB). Le gel du sol, comme nous l'avons démontré, peut avoir un grand impact sur notre environnement, mais en le soumettant à une surveillance spatiale et spectrale, nous pouvons prendre de meilleures décisions et ainsi

mieux gérer les ressources naturelles canadiennes. Aussi, les secteurs d'intérêt prioritaires peuvent être localisés plus facilement pour la gestion et la conservation du sol et de l'eau.

Pour une première fois, à la lumière de ce travail de recherche, une étude sera menée en vue d'interpréter la dynamique des éléments minéraux liés aux pratiques agricoles dans le sol, pendant l'hiver. Les résultats qui en découleront contribueront sans aucun doute, à réduire au minimum l'impact négatif (ou nocif) de certaines pratiques agricoles sur la qualité des ressources en eaux douces. Des bases de données seront développées à partir de l'information rassemblée lors des campagnes de terrain effectuées pendant deux saisons hivernales (2003 et 2004). Ce qui va ouvrir la voie à l'élaboration des modèles et des systèmes interactifs d'aide à la décision pour optimiser l'attribution et la protection des ressources naturelles.

## 1.2 Objectifs de la recherche

Tenant compte de la diversité et de l'interdépendance des causes de la pollution diffuse agricole et du caractère dynamique et complexe des processus de transfert des sédiments et des contaminants des sols agricoles vers l'eau, le contrôle de ce type de pollution dans un bassin versant reste tributaire d'une meilleure connaissance des causes et des mécanismes responsables de la pollution diffuse. L'information qu'on peut tirer à partir de l'élaboration des cartes spatiales et temporelles de la répartition du gel du sol, permettra de proposer des solutions adaptées et d'appuyer les plans d'action de protection des ressources en eau dans les zones à agriculture intensive. Les hyperfréquences radar nous offrent cette opportunité de suivi et d'observation de l'évolution du gel dans les couches superficielles des champs agricoles (5cm en bande C), surtout lorsqu'on sait que le signal radar est influencé *de facto* par la constante diélectrique du sol et indirectement par sa température sous le point de congélation (Bernier et Fortin, 1998; Gauthier, 1997; Lagacé et Bernier, 2000). C'est dans le but d'apporter une contribution à ces connaissances que ce travail de recherche a été réalisé.

L'objectif principal de la thèse est d'évaluer la faisabilité de mesurer et de cartographier le gel du sol par les images RSO à haute résolution (RADARSAT-1 (9m), ENVISAT (30m) et RADARSAT-2/Convair-580 (6m) à l'échelle du bassin versant du Bras d'Henri. De cet objectif principal, découlent les objectifs spécifiques suivants :

1. Mesurer l'importance relative de différents facteurs physiques environnementaux (température de l'air, épaisseur de la neige, humidité et température du sol) affectant la présence de glace dans le sol et les échanges énergétiques et hydriques entre le sol, la neige et l'atmosphère.
2. Préciser les relations entre les coefficients de rétrodiffusion extraits d'images radar (RADARSAT-1, ENVISAT et RADARSAT-2/Convair-580) et la température de l'air, l'épaisseur et la densité du couvert de neige en fonction de l'état d'un sol agricole (température, teneur en eau, rugosité) et de sa texture (sable, limon, argile).
3. Développer des algorithmes de classification du gel de sol à partir des images RSO.
4. Examiner les informations additionnelles qu'offre la polarimétrie radar. Déceler les outils polarimétriques essentiels pour améliorer la détection des changements spatio-temporels de l'état de la surface du sol (gelé/dégelé).

### **1.3 Hypothèses de la recherche**

Nous savons que les images radar sont sensibles à la température du sol, le coefficient de rétrodiffusion diminuant au fur et à mesure que la température du sol baisse sous le point de congélation. En effet, le gel contribue à diminuer la valeur de la constante diélectrique (Ulaby et *al.*, 1986). Ainsi, puisque le contraste diélectrique entre le sol et l'air est plus faible lorsque le sol est gelé ( $\sim 3$ ), il y a moins d'énergie diffusée à la surface (Gauthier, 1997, Way et *al.*, 1997, Lagacée et *al.*, 2001). Henderson et Lewis (1998) ont remarqué un grand changement de la constante diélectrique pendant le gel du sol. De ce fait, les propriétés diélectriques du sol sont d'intérêts pratiques considérables. Nous en déduisons notre première hypothèse :

La constante diélectrique des sols est un indicateur sensible et précis de sa teneur en eau, et indirectement de l'état de gel du sol lorsque sa température est en dessous du point de congélation.

La plupart des radars conventionnels n'utilisent qu'une seule information du coefficient de rétrodiffusion, l'amplitude, alors que le champ électrique des ondes est une grandeur vectorielle. Avec ces radars l'information vectorielle n'est mesurée qu'en tant que grandeur scalaire, ce qui

entraîne une perte d'information. L'étude et l'analyse de l'état de la polarisation d'une onde électromagnétique peuvent apporter des informations supplémentaires sur l'état de la surface du sol (gel/non gel) et donnent la possibilité de séparer les contributions du sol de celles de la présence ou de l'absence du couvert végétal ou nival (Ulaby et Elachi, 1990). De plus, l'emploi de quatre canaux de polarisation s'avère très efficace pour une meilleure caractérisation des interactions entre l'onde électromagnétique et la surface du sol. Ceci nous amène à définir la seconde hypothèse :

La polarimétrie peut apporter une information supplémentaire pour l'étude du gel du sol puisque la polarisation d'une onde diffusée est étroitement liée aux caractéristiques géométriques et biophysiques du milieu observé.

Cette thèse contribuera à l'établissement d'une nouvelle méthodologie de cartographie et de suivi temporel du gel du sol à l'échelle du bassin versant. La connaissance spatio-temporelle du gel du sol devrait permettre de mieux gérer les pratiques agricoles dans le but de diminuer leurs impacts sur la qualité de l'eau et plus spécifiquement d'améliorer les modèles hydrologiques permettant d'estimer le transport des sédiments du sol à la fonte des neiges.

#### **1.4 Plan de la thèse**

Les résultats de notre recherche doctorale seront exposés dans la présente thèse, constituée de sept chapitres. Le chapitre suivant, à vocation bibliographique, décrira les processus physiques à l'origine du gel du sol, ainsi que les différents types de gel que l'on peut rencontrer dans les sols naturels. La compréhension et l'utilisation des images RSO pour le suivi du gel du sol nécessite une connaissance approfondie des processus de la formation du gel dans le sol. C'est pourquoi nous lui avons consacré le deuxième chapitre en entier.

Dans le troisième chapitre, nous couvrirons à la fois les principes de la télédétection radar et les aspects théoriques du radar à hyperfréquence (RSO). Nous ferons une brève description de la polarimétrie radar. Les paramètres du sol et du capteur influençant la rétrodiffusion radar seront présentés, ainsi que l'interaction du signal radar avec la surface du sol et son potentiel pour le suivi du gel du sol. Les caractéristiques des capteurs RSO de RADARSAT-1, ASAR d'ENVISAT et RSO de RADARSAT-2/Convair-580 seront abordées.

Le quatrième chapitre décrira le principal site expérimental. Nous y présenterons les données RSO de RADARSAT-1 et ASAR d'ENVISAT acquises pour l'étude. Nous exposerons la méthodologie d'échantillonnage des paramètres *in situ*, ainsi que celle d'analyse des données terrain et des données radar.

Au cinquième chapitre, nous effectuerons une analyse spatiale et temporelle du comportement du signal de rétrodiffusion vis-à-vis des différentes textures et occupations du sol. Nous proposerons une méthodologie de cartographie du gel de sol par les images RSO de RADARSAT-1 basée sur l'analyse de seuillage. Une étude de l'évolution spatio-temporelle du signal radar dans deux polarisations différentes (HH/VV et HH/VH) sera aussi effectuée. Nous analyserons les résultats obtenus par les deux capteurs d'ENVISAT et de RADARSAT-1.

Le sixième chapitre présentera le second site d'étude et exposera le potentiel des outils de la polarimétrie radar pour l'analyse des changements spatio-temporels des images Convair-580. Les données RSO polarimétriques acquises antérieurement serviront à évaluer les données du futur capteur polarimétrique de RADARSAT-2, pour la cartographie du gel du sol. Nous y décrirons la méthodologie de l'étude et les résultats obtenus.

Enfin, le septième chapitre sera dédié aux conclusions et perspectives. Il fera le point sur l'ensemble du document et proposera des axes de recherche se situant dans le prolongement des travaux menés.

## 2 FORMATION ET SUIVI DU GEL DU SOL

### Introduction

Les connaissances sur la répartition de la température dans les couches supérieures du sol sont d'une grande importance pratique. La présence de gel saisonnier dans le sol a une grande influence sur les échanges d'énergie et d'humidité entre la surface du sol et l'atmosphère. En outre, la présence du gel dans le sol agit fortement sur les processus hydrologiques à la surface de sol, processus dus principalement à l'inhibition de la recharge et du mouvement d'eaux souterraines, ainsi qu'à l'augmentation de l'écoulement de surface (Williams et Smith, 1989). La synchronisation, la durée et la profondeur du gel et du dégel sont des facteurs déterminants, aussi bien pour la croissance des plantes que pour les échanges de gaz (ex. CO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub>) entre l'atmosphère et le sol (Oechel et *al.*, 2000). L'occurrence et la distribution du gel du sol sont fortement influencées par des facteurs locaux du milieu, tels que le microrelief extérieur, la pente, la présence ou l'absence de végétation, la couverture saisonnière de neige, le type et la texture du sol, ou les conditions d'humidité du sol avant le gel. La compréhension des relations qui existent entre les facteurs environnementaux et la distribution du gel dans le sol est essentielle au développement de cartes fiables de gel du sol et pour l'évaluation de l'incidence de certaines mauvaises pratiques agricoles sur la qualité des réserves en eau douce au Canada.

Dans ce chapitre, nous allons définir les processus physiques à l'origine du gel du sol. Plus précisément, nous nous pencherons sur les facteurs qui sont impliqués dans la formation et la présence du gel du sol, les mécanismes qui régissent le transfert de la chaleur dans les couches du sol quand la température de l'air descend en bas de 0°C, la dynamique du transport de l'eau dans le sol, ainsi que les mécanismes d'infiltration de l'eau dans le sol sous couvert de neige. Nous pourrions de plus être en mesure de mieux comprendre les différents facteurs qui influencent la survie des plantes en hiver et l'impact de la production agricole à l'échelle du bassin versant. Une telle étude peut constituer un outil d'aide à la décision pour les agriculteurs qui souhaite mettre en place un système de lutte contre le gel et l'érosion du sol. Les résultats obtenus peuvent servir d'appui pour la conception des modèles d'érosion du sol, offrant ainsi un outil pour évaluer l'incidence possible de pratiques agricoles sur le transport de sédiments des parcelles cultivées vers les cours d'eau, et aussi pour mettre en relation les pertes de rendement par mortalité avec le gel du sol.

## **2.1 Gel du sol et pénétration du gel**

Lorsqu'un sol humide gèle, le phénomène principal en cause est le changement physique que subit l'eau du sol, qui, en passant de l'état liquide à l'état solide, transforme ainsi le sol en une masse dure. La dureté de cette masse est due en partie au fait que des particules de sol sont reliées ensemble par la glace. Dans un corps poreux comme le sol, l'eau se trouve dans un réseau de pores reliés les uns aux autres ; lorsque l'eau gèle, ce réseau devient rigide et il enferme les particules de sol dans un bloc solide. De ce fait, le comportement du sol lors du gel est largement dépendant de sa teneur en eau. Cependant, toute l'eau du sol ne gèle pas à la même température. Selon des études effectuées avec de l'argile limoneuse saturée, la moitié de la quantité d'eau est restée non gelée à  $-2,2^{\circ}\text{C}$  et à  $-20^{\circ}\text{C}$ , le sixième de l'eau n'était pas encore gelé. Les sols de texture grossière (tableau 2.1), comme les sols sableux, ont généralement une forte conductivité hydraulique dans les conditions saturées, mais, à cause du volume des pores entre les particules, l'eau draine plus facilement, ce qui fait baisser fortement les capacités de rétention d'eau. Cela entraîne un gel plus rapide lorsque la température descend sous  $0^{\circ}\text{C}$ . En ce qui concerne les sols à texture fine, ils ont généralement une faible conductivité hydraulique, mais puisque la baisse du contenu en eau est plus graduelle lors du gel, sa conductivité hydraulique décroît plus lentement, ce qui fait qu'on y retrouve plus d'eau liquide que dans les sols sableux (Baker, 2002). Ainsi l'eau s'échauffe beaucoup plus lentement que le sol, et celui-ci est également d'autant plus lent à s'échauffer qu'il est plus humide. Pour la chaleur, la conductivité de l'eau est plus grande que celle de l'air, donc, la chaleur tend à être mieux transmise si, dans les pores du sol, la proportion d'eau est plus grande que celle de l'air. De ce fait, on ne peut pas sous-estimer l'importance de la texture du sol dans les propriétés thermiques du sol.

**Tableau 2.1 : Types de texture**

<b>Texture</b>	<b>Sable %</b>	<b>Limon %</b>	<b>Argile%</b>
Grossière	85 et plus	ne dépasse pas 15	moins de 10
Moyenne	moins de 52	28 à 50	7 à 27
Fine	moins de 45	moins de 40	40 ou plus

A l'état naturel, les molécules d'eau s'attirent mutuellement par un mouvement perpétuel. Ce mouvement est directement lié à la température : plus celle-ci est élevée, plus ce mouvement est intense. La température est en fait une mesure de ce qui se passe au niveau moléculaire. Ce phénomène s'appelle l'**agitation thermique**.

Lorsque l'eau se refroidit, l'agitation thermique des molécules d'eau diminue progressivement et les liaisons hydrogène, qui pouvaient aisément se tordre dans le liquide, se raidissent pour devenir pratiquement rectilignes. Les molécules d'eau forment alors une structure rigide très organisée : l'eau se transforme en glace. Dans la glace, aussi bien que dans l'eau liquide, toutes les molécules sont reliées entre elles par des liaisons hydrogène et sont en connexion avec quatre molécules voisines. Mais, alors que dans l'eau liquide, l'agitation thermique permet une certaine liberté aux molécules, dans la glace, cette agitation est réduite au minimum; les molécules ne peuvent pas changer de position, elles ne peuvent que vibrer autour de cette position. Elles forment un ensemble structuré où chaque atome d'oxygène est au centre d'un tétraèdre dont les sommets sont occupés par les atomes d'hydrogène des quatre molécules d'eau voisines.

On peut ainsi déceler deux phases dans la classe de l'eau de rétention :

L'eau adsorbée constitue un film continu, une mince pellicule d'une épaisseur de l'ordre du dixième de micron, soit l'empilement de quelques dizaines de molécules. En pourcentage du volume total, elle augmente en fonction de la granulométrie : 2 à 5% dans les sables grossiers, 10 à 15% dans les sables fins et 40 à 50% dans les argiles.

L'eau pelliculaire représente une pellicule de l'épaisseur de l'ordre du micron. Elle peut se déplacer à la surface des grains sous l'action de l'attraction des molécules d'eau voisines.

## **2.2 Mécanismes de formation du gel dans le sol**

Dans les conditions naturelles, une partie des eaux tombées sous forme de pluie retourne rapidement vers l'atmosphère, par évaporation directe ou par évapotranspiration des plantes à racines superficielles. Une autre partie de ces eaux s'infiltré jusqu'à saturation du sol, puis ruisselle. La baisse de température dans un sol conduit à l'apparition de nombreux phénomènes comme par exemple les isothermes 0°C (Figure 2.1). Au début du gel, l'isotherme se trouve en surface puis, avec le temps, il descend en profondeur, plus ou moins parallèlement à la surface.

L'eau au-dessus de ce front se retrouve sous forme de glace, alors qu'elle reste liquide en dessous. La glace se forme en strates ou en lentilles à proximité du front de gel. La croissance des cristaux de glace se fait perpendiculairement au front de gel, verticalement, le plus souvent sous forme d'un faisceau d'aiguilles de glace parallèles.

L'accroissement de volume lié à la congélation provoque le gonflement du sol qui se manifeste par une élévation verticale de la surface pouvant aller jusqu'à plusieurs centimètres, dans le cas d'un sol à forte teneur en eau.

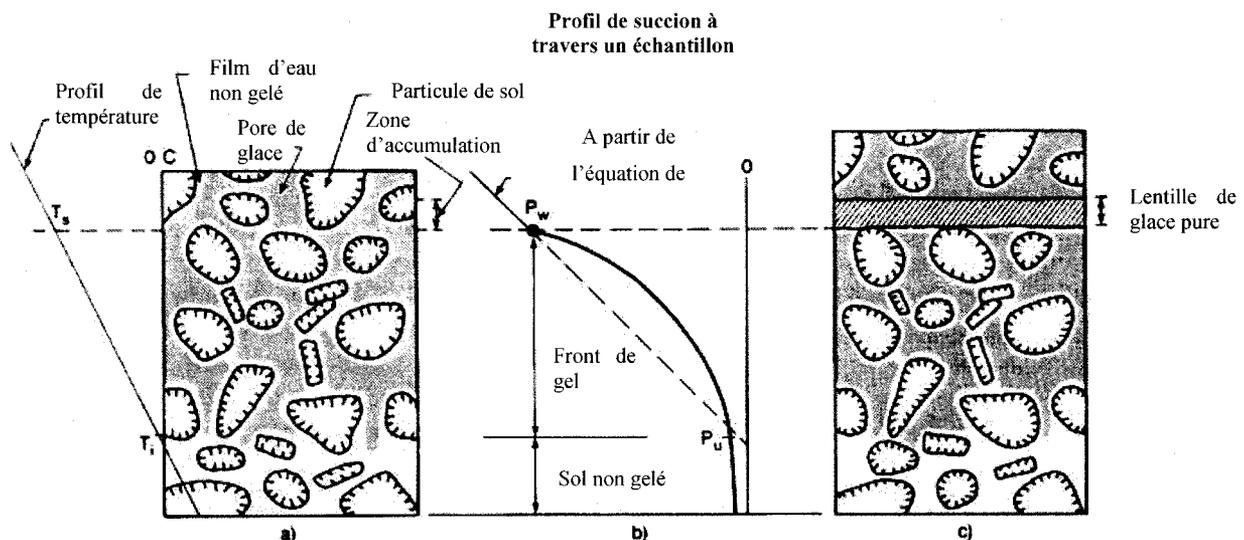
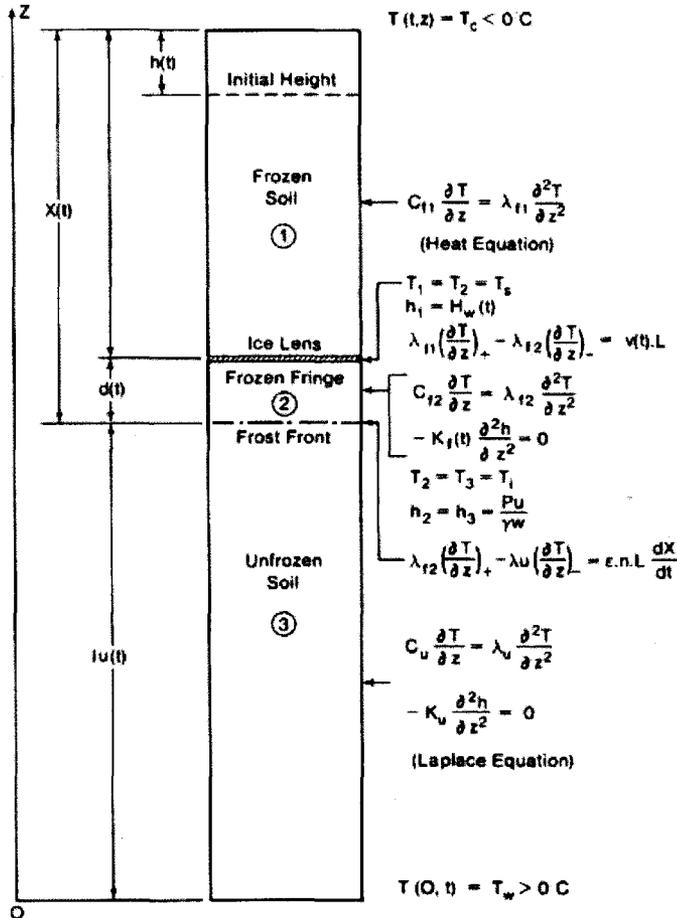


Figure 2.1 : Le mécanisme de formation des lentilles de glace (Konrad et Morgenstern 1980)

La formation de lentilles de glace ne se produit que dans les sols gélifs. Un sol gélif est un sol aux pores fins, qui contient beaucoup d'eau. Le facteur déterminant le potentiel gélif d'un sol est donc la porosité. Par exemple, un sol à grains fins comme les argiles et les limons va geler plus lentement qu'un sol à gros grains comme le sable (Bergsten et *al.*, 2001). En fait, l'arrangement des macropores et micropores détermine la capillarité et la perméabilité d'un sol. (La Rochelle, 1968; Penner et Goodrich, 1980).

La formation de lentilles de glace implique une migration de l'eau interstitielle vers la ligne de gel. Le déplacement de l'eau interstitielle vers la partie inférieure de glace produit une

consolidation du sol sous la ligne de gel. L'écoulement se produit dans la direction du transfert de chaleur et le cristal croît perpendiculairement à cette direction.



$K$  : Perméabilité                       $H_w$  : Succion dans la lentille de glace en centimètres d'eau  
 $\lambda$  : Conductivité thermique       $C$  : Capacité de la chaleur volumétrique

**Figure 2.2 : Profil de température et équations de comportement pour un sol homogène, gel unidirectionnel (Konrad et Morgenstern, 1980).**

La figure 2.2 représente une distribution de température dans un sol homogène en condition de gel unidirectionnel, ainsi que les équations de comportement. Dans la partie gelée du sol (1), l'énergie libérée est considérée comme nulle puisque l'écoulement dans cette zone est très faible, voire négligeable. Ceci implique que le transfert de chaleur s'effectue uniquement par diffusion dans cette zone et dépend seulement du gradient thermique et du coefficient de diffusion ( $\alpha$ ) du sol gelé.

À la limite inférieure du sol gelé, l'équilibre thermique est atteint, en considérant l'apport d'énergie provenant de l'eau attirée par succion à ce point. Cet apport énergétique est exprimé par le produit entre le flux d'eau atteignant la base du cristal et la chaleur latente de l'eau (Bergeron, 1991).

L'équation de comportement de la zone 2, montre que le taux de refroidissement ( $dT/dt$ ) et la température ( $K_f$ ) de la frange gelée influencent de façon significative la quantité d'eau susceptible d'atteindre le cristal. Notons que la perméabilité de la frange gelée est très faible, spécifiquement là où la succion est élevée ( $P_u$ ), notamment à proximité du front de gel.

A la position de l'isotherme  $0^\circ\text{C}$  dans le sol, l'eau libre située dans les macropores commence à se solidifier. Seulement un certain pourcentage de l'eau contenue dans les vides est susceptible de se solidifier, ce pourcentage variant d'un sol à l'autre. L'équation d'équilibre entre la frange gelée et le sol sous-jacent (zone 2 et 3) démontre que la différence entre l'énergie extraite du système et celle provenant du sol sous-jacent influence directement la vitesse à laquelle l'eau libre se change en glace. Tout comme dans la frange gelée, l'écoulement dans le sol non gelé est contrôlé par l'équation de Laplace (figure 2.2). La distribution de la température dans le sol sous l'isotherme  $0^\circ\text{C}$  se fait selon l'équation de diffusion, en fonction de la conductivité thermique ( $K_u$ ) et de la capacité calorifique ( $C_u$ ) du sol gelé. Les différentes relations exprimant le transfert de chaleur et de masse pour chaque zone sont reliées entre elles par des conditions d'équilibre aux limites de chaque zone. Cette approche montre que la formation de lentilles de glace est fortement influencée par la présence d'eau non gelée dans la frange gelée et par le taux de refroidissement qui lui contrôle l'extraction de chaleur dans le sol (Bergeron, 1991).

Konrad et Morgenstern (1983) ont montré qu'au début de la formation de lentilles de glace, la vitesse  $v$  de l'eau interstitielle entrant dans le sol non gelé était proportionnelle au gradient de la température ( $GradT$ ) dans la frange gelée, à condition que la succion au niveau des pores gelés soit constante. La formation des lentilles de glace est la cause physique la plus évidente du soulèvement de la surface. Le soulèvement est dû, d'une part, à l'apport d'eau interstitielle qui migre vers un front de ségrégation (à quelques dixièmes de degré sous  $0^\circ\text{C}$ ) pour former une lentille de glace (figure 2.3) et, d'autre part, à la variation de volume à l'occasion de la transformation de l'eau en glace.

$$v = k_f \frac{P_w - P_u}{d} = \left( \frac{P_w - P_u}{T_s} k_f \right) \text{Grad}T \quad (2.1)$$

$v$  : flux d'eau qui atteint la base de la lentille

$k_f$  : perméabilité de la frange gelée

$P_u$  : succion à la limite inférieure de la frange gelée

$P_w$  : succion à la limite inférieure de la lentille

$d$  : épaisseur de la frange gelée

Le soulèvement est dû, d'une part, à l'apport d'eau interstitielle qui migre vers un front de ségrégation (à quelques dixièmes de degré sous 0 °C) pour former une lentille de glace (figure 2.3) et, d'autre part, à la variation de volume à l'occasion de la transformation de l'eau en glace.

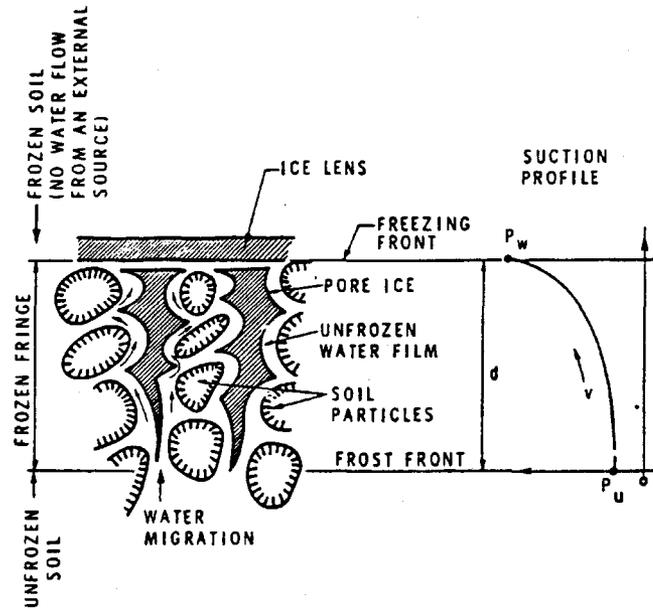


Figure 2.3 : Représentation schématique de la frange gelée d'un sol gelé (Konrad et Morgenstern, 1983).

Les propriétés du sol qui régissent sa réponse aux variations de température en surface sont les suivantes: la capacité de chaleur volumétrique,  $C_v$ , la conductivité thermique,  $K$ , la chaleur latente (chaleur nécessaire au gel ou dégel d'une unité volumique de sol gelé) et la teneur en eau. Le rapport  $K/C_v$ , appelé diffusivité thermique, est un aspect important pour le calcul du taux de transmission de la chaleur dans le sol.

La teneur en eau est une variable dont la capacité thermique, la conductivité thermique et la chaleur latente dépendent directement. Par exemple, plus la teneur en eau est élevée, plus la capacité thermique, la conductivité thermique et la chaleur latente sont élevées. La réponse du sol aux variations de température devient plus complexe à cause des changements produits lors du gel. Ainsi, en plus du fait que la capacité thermique volumétrique et la conductivité thermique de la glace sont différentes de celles de l'eau, le sol peut se gonfler lors du gel puis se tasser lors du dégel.

On sait que la chaleur spécifique est la quantité de calories qu'il faut apporter à un corps pour augmenter de 1 degré C l'unité de masse. Le sol s'échauffera, donc, d'autant plus rapidement que sa chaleur spécifique sera faible, mais comme la chaleur spécifique n'est pas la même pour chacun de ses éléments constitutifs, la rapidité d'échauffement du sol dépend de sa texture (tableau 2.2).

**Tableau 2.2 : Chaleur spécifique des éléments du sol (d'après Demolon, 1960)**

	Chaleurs spécifiques	
	Par unité de poids (cal/g)	Par unité de volume (cal/cm <sup>3</sup> )
<b>Sable</b>	0,10	0,51
<b>Argile</b>	0,23	0,55
<b>Calcaire</b>	0,21	0,55
<b>Humus</b>	0,47	0,58

La chaleur spécifique affecte la température du sol à une plus grande échelle. Un sol avec une grande chaleur spécifique dégage moins de température qu'un sol avec une faible chaleur spécifique. La présence de l'eau dans le sol augmente la capacité de chaleur de ce dernier, car la capacité de chaleur de l'eau est de 1.0 cal g<sup>-1</sup>, pendant que celle de la plupart des sols minéraux est proche de 0,2 cal g<sup>-1</sup>. De ce fait, l'humidité tend à protéger le sol contre un changement rapide

de la température. Par exemple, la capacité de chaleur d'un sol sec est de  $0.2 \text{ cal g}^{-1}$ , mais, si son contenu d'humidité augmentait de 20%, la capacité calorifique du sol deviendrait  $0.33 \text{ cal g}^{-1}$ . Cela implique qu'on a besoin de plus de chaleur pour chauffer un sol humide qu'un sol sec (Ghuman et Jalota, 2003). La densité, la conductivité des particules de sol et la teneur en eau sont des facteurs qui agissent sur la conductivité thermique globale du sol. Cela est dû au fait que les particules d'argile ont une valeur isolante supérieure à celle des particules de limon ou de sable et que les sols argileux contiennent normalement plus d'humidité que les limons et les sables. La pénétration du gel est généralement plus profonde dans les sols limoneux et sableux (sols à consistance légère) que dans les argiles et dans les argiles limoneuses (sols à consistance lourde).

À des températures au-dessous de  $0^{\circ}\text{C}$ , l'état d'énergie de l'eau liquide en équilibre avec la glace est fonction de la température, excepté les cas des sols très secs où elle est indépendante du contenu total en eau. En conséquence, la phase solide de l'eau (glace) peut jouer le rôle d'un réservoir ou d'une source auquel l'eau peut être ajoutée ou prélevée selon les critères du bilan énergétique du milieu (Newman et Wilson, 1997).

La capacité de chaleur dans le sol est influencée par le labourage, le tassement du sol ou la présence de neige, de végétation ou de résidus à sa surface (Ghuman et Jalota, 2003). Des valeurs élevées de la capacité de chaleur volumétrique ont été obtenues dans les 15 premiers centimètres de la surface d'un sol de texture loam limoneux, non labouré. On n'observe pas de telles valeurs dans les sols labourés (Ghuman et Jalota, 2003). Les valeurs élevées de la capacité de chaleur dans les sols non labourés sont associées à une stabilité des agrégats, un contenu en matière organique, et à une capacité de stockage de l'eau supérieure en l'absence de travail du sol qu'après labour.

La vitesse à laquelle le sol gèle dépend de plusieurs facteurs, qui sont classés selon trois grandes catégories: les variables météorologiques, les variables du terrain et celles du sous-sol.

### **2.3 Température de l'air et types de gel**

Parmi les facteurs météorologiques qui affectent le gel du sol, la température de l'air constitue l'un des plus importants. Une variation cyclique des températures de l'air et de la surface du sol se produit à la suite des changements saisonniers et quotidiens dans le rayonnement solaire. D'autres

facteurs météorologiques tels le vent ou la pluie peuvent causer des variations locales assez importantes.

Généralement, on retrouve trois types de gel, selon le processus physique responsable du refroidissement soit : le gel de rayonnement, le gel d'advection et le gel produit par l'action combinée du rayonnement et de l'advection (Raymond Perrier, 1967).

**Le gel dû au rayonnement** suit ordinairement une belle journée calme et ensoleillée. Plus l'air est sec, plus la probabilité de gel est grande. À la tombée du jour, le sol émet vers le ciel une radiation de longueur d'onde et cède, au cours du procédé, une grande partie de la chaleur reçue du soleil durant la journée. Par un temps clair, cette énergie va se dissiper dans l'atmosphère. La surface du sol se refroidit alors rapidement et les couches d'air au contact du sol se refroidissent aussi, en cédant leur chaleur au sol par conduction. S'il n'y a pas de vent, la température diminue rapidement dans les basses couches de l'atmosphère. C'est dans ces conditions que se développent les plus fortes différences de température entre l'air au sol et l'air dans l'atmosphère. Cependant, si le vent s'élève, un mélange des couches supérieures et inférieures se produit. Le réchauffement des basses couches est suffisant pour détruire ces fortes différences de température et empêcher le gel de se produire.

Comme son nom l'indique, **le gel d'advection** est le résultat de l'avancement d'une masse d'air froid au-dessus d'une région préalablement couverte par une masse d'air plus chaud. Ce changement s'effectue brusquement et rapidement. D'autre part, le passage d'un front froid est souvent accompagné de nuages, de pluie et de vent, bref, des éléments qui favorisent les chutes de température. Si les nuages persistent après le passage du front froid, le rayonnement émis par le sol est adsorbé par les nuages et réémis à nouveau vers le sol. Dans ce cas, la perte de chaleur est moins importante. Le gel d'advection se manifeste rarement tout seul. En effet, les masses d'air froid se déplacent assez rapidement, étant caractérisées par une dissipation des nuages, ce qui rend les sols plus vulnérables au gel.

Le troisième type de gel, **gel d'advection et de rayonnement** est probablement le plus destructeur. Il se produit le plus souvent de 12 à 18 heures après le passage d'un front froid. Lorsque la masse d'air froid qui remplace la masse d'air chaud est constituée d'un air très sec, le ciel se dégage rapidement et les vents diminuent après le passage du front froid. Si le dégagement

coïncide avec la tombée de la nuit, on remarque des conditions favorables à une gelée meurtrière pour la plupart des cultures. Le refroidissement de l'air causé par l'envahissement graduel d'une masse d'air plus froid est alors combiné au refroidissement du sol causé par le rayonnement qui pourra se poursuivre toute la nuit.

## 2.4 Conductivité, capacité et diffusivité thermique de l'eau dans le sol

Selon Banton et Bangoy (1997), l'eau présente des propriétés thermiques qui contrôlent la propagation de la chaleur dans celle-ci et influencent les variations des propriétés dépendantes de sa température. Ces propriétés thermiques sont importantes pour l'étude et la mise en valeur du transport de la chaleur dans le sol.

Le flux de chaleur qui s'écoule en régime permanent de la couche la plus chaude vers la couche la plus froide (dont la différence de température est  $d\theta$ ), est expliqué par la loi de Fourier :

$$\phi = \lambda \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (2.2)$$

Où  $\lambda$  est la conductivité thermique du fluide ( $MLT^{-3}\theta$ ), c'est-à-dire son aptitude à transmettre la chaleur. La conductivité thermique de l'eau,  $\lambda$ , varie entre  $0.134 \times 10^{-3} \text{kcal/m/}^\circ\text{C}$  à  $0^\circ\text{C}$  et  $0.162 \times 10^{-3} \text{kcal/m/}^\circ\text{C}$  à  $100^\circ\text{C}$ . La chaleur spécifique (ou capacité calorifique massique) de l'eau,  $c$ , c'est-à-dire sa capacité d'emmagasiner de la chaleur, varie de  $1.0087 \times 10^{-3} \text{kcal/m/}^\circ\text{C}$  à  $0^\circ\text{C}$  jusqu'à  $0.9975 \times 10^{-3} \text{kcal/m/}^\circ\text{C}$  vers  $30^\circ\text{C}$  puis jusqu'à  $1.0065 \times 10^{-3} \text{kcal/m/}^\circ\text{C}$  à  $100^\circ\text{C}$ . Finalement, la diffusivité thermique de l'eau,  $\delta$  ( $L^2T^{-1}$ ), est le rapport de la conductivité thermique à la chaleur spécifique et à la masse volumique.

$$\delta = \frac{\lambda}{\rho c} \quad (2.3)$$

Si un fluide est en contact avec un corps solide, il se produit des échanges de chaleur entre le fluide et la paroi du corps solide. Ces échanges sont régis par un coefficient de convection  $\alpha$  ( $\text{kcal/s/m}^2/^\circ\text{C}$ ), qui joue un rôle analogue au coefficient de frottement, en montrant les échanges d'énergie mécanique entre le fluide et le corps :

$$\alpha = \frac{dQ}{ds(T_1 - T_0)dt} \quad (2.4)$$

où  $dQ$  est la quantité de chaleur qui traverse  $ds$  pendant un temps  $dt$  ;  $T_0$  la température de la paroi et  $T_1$  la température du fluide. La relation entre  $\alpha$  et  $\lambda$  est :

$$\alpha = \frac{\lambda \frac{\partial T}{\partial n_0}}{T_1 - T_0} \quad (2.5)$$

où le terme numérateur exprime le gradient de température normale à la paroi, au contact de celle-ci. On peut calculer  $\alpha$  si on connaît la répartition des températures autour de ce corps.

## 2.5 Morphologie des pores et milieu poreux

La circulation de l'eau dans le sol est intimement liée à la présence des pores dans le milieu (Konrad et Morgenstern, 1980). Les pores sont des vides de forme plus ou moins sphérique, de petites dimensions (ordre de grandeur millimétrique), ménagés entre les particules solides ou grains, constituant le réservoir. Les grains ne sont jamais jointifs. Les dimensions des vides sont généralement liées à celles des grains, dont la mesure est plus directement accessible. Les diamètres des grains des roches meubles perméables s'étalent dans une gamme de 0.06 à 16 mm. Il est plus petit, de 0.1 à 0.001 mm, soit d'ordre de grandeur micrométrique, dans les argiles, milieu dit imperméable. En se référant à la gamme des tailles moyennes des interstices d'un milieu poreux et aux états physiques de l'eau contenue, une classification des porosités a été proposée (Schoeller, 1955) :

**Tableau 2.3 : États de l'eau dans le sol selon la taille des pores**

Rayon des pores	Classe	État de l'eau
< 0,0001 mm	Microporosité	eau de rétention exclusivement
0,0001 à 2,5 mm	Porosité capillaire	eau capillaire et eau gravitaire
>2,5 mm	Macroporosité	eau gravitaire dominante

La porosité totale d'un matériau est donc composée de la perméabilité efficace de drainage et de la capacité de rétention du champ. Une partie de l'eau que le champ peut retenir est cependant encore déplaçable par centrifugation ou par application d'une succion. Cette eau correspond aux eaux capillaires (dans les pores) et pelliculaires (à la surface des solides). Le volume d'eau déplacée est d'autant plus important que la centrifugation est rapide ou que la succion appliquée est négativement grande. Une partie du contenu en eau n'est cependant toujours pas déplaçable par ces moyens. Ce contenu en eau résiduel correspond à l'eau adsorbée aux solides et fortement liée à ceux-ci. Les caractéristiques de cette eau sont particulières (densité de 1.25 à 1.5 ; viscosité élevée) en raison du réarrangement des molécules sous l'effet des forces d'adsorption. En effet, les molécules s'orientent en fonction de leur polarité et des charges existant à la surface des solides. L'eau prend alors une forme allotropique s'apparentant à un polymère complexe.

Le tableau 2.4 présente les différentes classes d'eau d'un matériau, ainsi que les porosités et les capacités correspondantes.

**Tableau 2.4 : Répartition des porosités et des capacités d'un matériau (Banton et Bangoy, 1997).**

<b>Eau du sol</b>			
<b>Porosité totale</b>			
Eau gravitaire <i>Porosité efficace (ou) de drainage</i>	Eau de rétention		
	<i>Capacité de rétention (ou) de champ</i>		
	Eau capillaire	Eau pelliculaire	Eau adsorbée
Eau mobile		?	Eau immobile
<i>Porosité cinématique</i>		?	
$\Psi=1000$ $pF=3$			$\Psi=10^5$ $pF=5$
<b>Déplacement par la gravité</b>	<b>Déplacement par centrifugation ou succion</b>		<b>Déplacement par la chaleur</b>

Les limites des différentes classes d'eau correspondent à des valeurs particulières du potentiel de l'eau. Les diverses porosités et capacités d'un matériau sont définies et caractérisées par les contenus en eau résiduelle à ces différentes valeurs du potentiel de succion  $\psi$ . De plus, il est d'usage courant, principalement en sciences du sol, d'utiliser le logarithme exprimé en centimètre (d'eau) et noté pF ( $=\log_{10} \psi$ ), pour la définition de la standardisation des valeurs de contenu en

eau. Ainsi, la capacité de rétention au champ est déterminée pour un potentiel de succion,  $\psi$ , d'environ  $10^3$  cm (=1 atmosphère), soit pF d'environ 3.0 (2.7 à 3.2 selon les auteurs et les méthodes de mesure). L'eau adsorbée présente un potentiel supérieur à  $10^5$  cm, soit  $pF \geq 5$ .

Le rayon moyen de ces pores détermine la température à laquelle la glace peut se propager dans le sol (La Rochelle, 1968). A cause du phénomène de tension de surface entre les particules et l'eau (ménisque), le point de congélation de l'eau à l'interface glace-eau, diminue d'une valeur  $\Delta T$  suivant l'équation (2.6) (Sill et Skapski, 1956).

$$\Delta T = -\frac{2T\sigma_g}{r\rho L} \left( \frac{1}{r_v} + \frac{1}{r_p} \right) \quad (2.6)$$

$\Delta T$  : Dépression de la température de congélation,

$r$  : Rayon de courbure du cristal,

$L$  : Chaleur latente,

$\rho_g$  : Densité de la glace,

$T$  : Température de fusion pour un rayon infini de courbure de l'interface solide-liquide,

$\sigma_{ge}$  : Tension de surface glace-eau,

$r_v$  : Rayon de courbure des vides,

$r_p$  : Rayon des particules élémentaires ou des agrégats.

On remarque que la valeur  $\Delta T$  est inversement proportionnelle au rayon des pores ( $r_v$ ) d'un matériau ce qui implique que le phénomène de refroidissement est généralement plus marqué dans les sols fins.

## 2.6 Couvert de neige

L'état du gel de la surface du sol sous couvert de neige est d'une importance cruciale pour la dynamique des échanges hydrologiques entre l'atmosphère et le sol. On sait désormais que l'épaisseur du manteau neigeux a une influence sur la température des sols. La neige est un excellent isolant, car elle renferme une grande quantité d'air (dans le cas naturel où elle n'est pas tassée, mais aussi à cause de l'humidité qu'elle dégage dans le sol pendant le gel). En sa

présence, les écarts de température sont diminués. La couche inférieure de la neige au contact du sol se maintient généralement autour de zéro degré Celsius.

Le couvert de neige peut avoir un effet positif aussi bien qu'un effet négatif. Une couche de neige antérieure ou concomitante aux conditions de gel peut retarder ou prévenir le gel du sol. Cependant, cette propriété isolante peut jouer un rôle important, celui d'empêcher le sol gelé de dégeler à partir de la surface vers le bas (dans le cas où les conditions sont favorables, c'est-à-dire l'existence d'un réchauffement graduel de la température de l'air). Quand la température augmente rapidement, la surface du sol reste congelée jusqu'à ce que le sol nu commence à apparaître (début de la fonte printanière de la neige). Suite à l'augmentation des températures, le sol exposé commence à dégeler à son tour, à partir de la surface.

Le potentiel d'érosion peut être important quand la neige est présente et dépend de la façon dont certains facteurs peuvent intervenir. Si les précipitations accompagnent la fonte de la neige, par exemple, l'écoulement peut être engagé au-dessus du sol gelé, sous le couvert de neige. Si ces conditions persistent pendant que le sol continue à être exposé au dégel, l'érosion de sol commencera. La nature et l'ampleur de l'érosion seront déterminées en grande partie par l'intensité et la durée des précipitations et, à un certain degré, par la température qui affecte la rapidité du processus de dégel (McCool, 2002). Les conséquences des précipitations et de la fonte des neiges varient. Lorsque l'humidité du sol dépasse la capacité de rétention d'eau, c'est-à-dire que celle-ci ne peut plus pénétrer en profondeur, ou lorsque le sol est gelé, la fonte printanière de la neige génère un apport d'eau considérable. L'eau s'écoule donc sur la surface du sol vers les cours d'eau et les lacs. La situation peut devenir encore plus grave si la fonte de la neige coïncide avec des fortes pluies. La végétation peut aussi agir comme isolant, en jouant le rôle de barrière, le couvert végétal pouvant retenir la neige et favoriser son accumulation. Aussi, faut-il savoir que plus le sol est couvert par la végétation, plus la quantité de l'eau retenue est importante. En effet, la présence de résidus accroît la chaleur à cause de l'augmentation de l'humidité du sol et de la matière organique (Ghuman et Jalota, 2003).

D'autres caractéristiques relatives au terrain, telles l'orientation des pentes, peuvent avoir des effets importants. Par exemple, la température moyenne du sol des pentes exposées au sud est généralement plus élevée que celle des pentes donnant sur le nord. En effet, selon une étude réalisée par Bonn et Bernier (1981) utilisant des images HCMM, on a remarqué que lorsque les

pententes sont fortes (30 degrés ou plus) leur influence se fait sentir et les versants exposés au sud apparaissent plus chauds.

## **2.7 L'infiltration dans le sol gelé**

Un des paramètres de base qui régit la vitesse d'infiltration dans un sol gelé est la quantité et la taille des pores exempts de glace. Par conséquent, il est évident que la teneur en humidité d'un sol au moment du gel est un facteur important. Plusieurs travaux (Larkin, 1962; Kuznik et Bezmenov, 1963; Post et Dreibelbis, 1942) ont rapporté que si un sol est gelé quand son contenu en humidité est plus grand que la capacité du champ, la vitesse d'infiltration sera très basse, et si le sol est saturé, le taux de prise est pratiquement zéro. D'autres expériences (Pikul, 2002) ont montré que toutes les fois qu'une couche extrêmement humide dans le sol est gelée, le mouvement de l'eau dans cette couche est empêché jusqu'à ce que la zone soit dégelée, et que l'écoulement se fait uniquement à la surface. L'existence de ces boucliers de glace à l'intérieur du profil peut être engendrée soit par les précipitations d'automne avant le gel, soit par l'irrigation induite par les gradients thermiques qui sont installés dans le profil pendant la période de gel.

Les processus de gel déplacent la chaleur et l'eau des endroits les plus chauds (fort potentiel hydrique) vers les endroits les plus froids (faible potentiel hydrique) (Flerchinger, 2002; Pikul, 2002; Harlan, 1973). Quand le gel s'installe, la quantité d'eau dans la partie non gelée du sol baisse brusquement vers le front gelé ; l'eau migre alors vers le côté froid. La rapidité avec laquelle l'eau se déplace dans le sol dépend du gradient du potentiel de l'eau (force d'entraînement) et des capacités de sol à transmettre l'eau (conductivité hydraulique). Dans le cas du gel du sol, le gradient du potentiel de l'eau est la conséquence d'un faible gradient de température (Pikul, 2002). Plusieurs facteurs peuvent intervenir dans la mobilité de l'eau dans le sol, parmi lesquels la texture du sol et l'état initial de l'humidité de sol. La migration de l'eau dans le sol vers les zones gelées baisse avec le passage de la texture grossière à la texture fine, mais aussi lorsque le contenu initial en eau diminue (Harlan, 1973).

L'infiltration dans la couche organique gelée est habituellement sans entrave, puisque les pores de sol sont rarement entièrement gelés. Il a été démontré expérimentalement par Santeford (1978) et Woo (1982) que le flux ascendant de la vapeur provenant du sol organique en hiver comprend la sublimation de la glace dans le sol. Ceci diminue la couche de glace, ce qui facilite l'infiltration

d'eau liquide. La couche de sol minéral, d'autre part, a des conductivités hydrauliques inférieures à celles de la couche organique. Le contenu en glace change avec le type de sol, mais le gel change la perméabilité et la capacité de rétention d'eau de la couche minérale. Même si le sol présente une teneur uniforme en matières minérales et organiques et une porosité constante, sa conductivité dépend de façon marquée de la teneur en eau, à cause de la grande différence entre la conductivité thermique de l'eau et celle de l'air. Pour un sol donné, la conductivité thermique tend à augmenter en fonction de la profondeur, à cause de l'accroissement de la compacité du sol et de la diminution de la teneur en air.

Selon une étude menée par Chamberlain et Gow (1979), le gel des argiles résulte en une agglomération des particules et une perte de cohésion de l'ensemble du matériau, ce qui suppose des changements majeurs du comportement hydraulique. En effet, la formation de lentilles de glace est associée à la présence de fissures verticales et horizontales constituant, lors du dégel, des plans préférentiels pour l'écoulement et la circulation de l'eau.

Selon Harlan (1973) la description mathématique du transport simultané de la chaleur et du fluide dans un milieu poreux partiellement gelé, requiert l'utilisation de deux équations : l'équation de transfert de masse et l'équation de transfert de chaleur. En considérant que la phase gazeuse et le transfert de la vapeur d'eau ont un effet négligeable sur le transfert de l'eau, l'équation de transfert de masse peut s'écrire comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ \rho_l K(x, T, \tau) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right] = \frac{\partial(\rho_l \theta_l)}{\partial t} + \Delta S \quad (2.7)$$

où

$x$ , coordonnée de la position (cm);

$t$ , temps (min);

$\rho_l$ , densité de la fraction liquide ( $\text{g cm}^{-3}$ );

$\theta_l$ , pourcentage volumétrique ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ );

$K$ , conductivité hydraulique effective ( $\text{cm min}^{-1}$ );

$T$ , température ( $^{\circ}\text{C}$ );

$\phi$ , charge hydraulique (cm);

$\tau$ , pression capillaire (cm);

$\Delta S$ , transformation en glace par unité de volume par unité de temps ( $\text{g cm}^{-3} \text{ min}^{-1}$ ).

L'équation de transfert de chaleur :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ \lambda(x, T, t) \frac{\partial T}{\partial x} \right] - c_l \rho_l \frac{\partial (v_x T)}{\partial x} = \frac{\partial (\overline{c\rho T})}{\partial t} \quad (2.8)$$

où

$\lambda$ , conductivité thermique ( $\text{cal cm}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1} \text{ min}^{-1}$ );

$T$ , température ( $^{\circ}\text{C}$ );

$c_l$ , chaleur massique de l'eau ( $\text{cal g}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ );

$v_x$ , vitesse de flux de fluide dans la direction  $x$  ( $\text{cm min}^{-1}$ );

$\overline{c\rho}$ , capacité calorifique volumique apparente ( $\text{cal cm}^{-3} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ).

Les hypothèses sous-jacentes au développement de cette équation peuvent être récapitulées comme suit :

- 1- La température du fluide entrant dans le milieu est égale à la température le long de la frontière appropriée.
- 2- La distribution de la température est homogène et continue dans le temps et l'espace.
- 3- La résistance thermique entre les fluides et le sol est petite, de sorte que les températures locales du fluide et celles du sol soient égales ou approximativement égales.
- 4- Dans n'importe quel élément de volume, le milieu est homogène.

5- La convection thermique ou le transfert de chaleur par l'eau est négligeable.

Les résultats obtenus par Harlan (1973) ont mis l'accent sur l'effet de la texture du sol et les conditions initiales d'humidité sur le transfert de l'eau dans le sol. Cependant, à cause du fait que des données physiques sur le transfert thermique et hydraulique étaient indispensables, il n'était malheureusement pas possible d'effectuer une comparaison quantitative entre les profils des réponses observées et simulées.

Contrairement à Harlan (1973), Kay et Groenevelt (1974), stipulent que le transfert de la vapeur d'eau dans un sol gelé est aussi primordial que celui de la chaleur et de l'eau. Le transfert de vapeur d'eau peut avoir un effet significatif sur la température de sol dû à la grande chaleur latente de vaporisation (Flerchinger, 2002). L'évaporation et la perte subséquente de la vapeur d'eau du sol permet une perte considérable d'énergie dans le sol. Le transfert de la vapeur dans le sol ( $q_v$ ) peut être calculé en tant que somme d'écoulement due à un gradient dans la densité de vapeur  $q_{vp}$ , et à un gradient de la température  $q_{vT}$ ,

$$q_v = q_{vp} + q_{vT} = -D_v \rho_v \frac{dh_r}{dz} - \zeta D_v h_r s \frac{dT}{dz} \quad (2.9)$$

Avec  $D_v$  la diffusivité de vapeur ( $m^2 s^{-1}$ ) dans le sol,  $\rho_v$  la densité de vapeur dans le sol ( $kg m^{-3}$ ),  $h_r$  est l'humidité relative dans le sol basée sur le potentiel de l'eau,  $s$  est la pente de courbe de pression de vapeur de saturation ( $kg m^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}$ ), et  $\zeta$  est un facteur d'ajustement. Le transfert de la vapeur observé en réponse au gradient de température dépasse celui calculé par l'équation. C'est pourquoi un facteur d'ajustement a été introduit, facteur qui peut être varié d'environ dix unités, dans des conditions de saturation, à une unité, dans les conditions très sèches.

Le transport de l'eau et de la chaleur dans les pores gelés est compliqué par la présence de l'eau en phase solide (Kay et Groenevelt, 1974).

Des modèles de simulation du transfert de l'eau et de la chaleur pendant le gel saisonnier des sols ont été développés. Le modèle SHAW (Flerchinger et Saxton, 1989) permet la simulation détaillée du flux de l'eau et de l'énergie à l'interface sol-atmosphérique et dans le profil de sol, et inclut les effets de la végétation, du couvert de neige, de la couverture de résidus et du gel de sol. Le modèle a été utilisé pour évaluer la profondeur du gel sous différents systèmes de labour aux

États-Unis (Flerchinger et Saxton 1989) et au Canada (Hayhoe 1994). Le modèle SOIL (Jansson 1991), quant à lui, a aussi été utilisé avec succès pour évaluer la température du sol pendant le début de l'hiver en Suède (Thunholm 1990).

Les modèles BENOIT (Benoît, 1974; Benoît et Mostaghimi, 1985) et GUSEV (Gusev, 1985) sont des modèles simples développés pour évaluer la profondeur du gel en équilibrant les flux de chaleur entre les couches gelées et non gelées du profil de sol. Généralement, ces deux modèles surévaluent la profondeur du gel (Kennedy et Sharratt, 1998), mais, comparativement aux modèles SHAW et SOIL, ils ont l'avantage d'utiliser un jeu de données restreint et simple, et d'avoir un temps d'exécution plus rapide.

Dans une étude menée par Kennedy et Sharratt (1998) le modèle BENOIT a été utilisé pour évaluer l'érosion hydrique et le transport des sédiments le long d'une pente, au cours de deux hivers, en Alaska et au Minnesota. Des données sur la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse et la direction des vents, la radiation solaire et les précipitations ont été prélevées et intégrées dans le modèle. Les résultats obtenus ont démontré la difficulté du modèle à estimer la hauteur du couvert de neige. Par conséquent, l'estimation de la quantité d'eau générée lors du dégel a été erronée. Dans la même étude, la comparaison entre les quatre modèles a révélé la robustesse du modèle SHAW pour l'estimation de la profondeur du gel, car celui-ci est capable de mieux simuler la hauteur du couvert de neige comparativement aux trois autres modèles.

Dans le site d'Alaska, le modèle GUSEV a donné des bons résultats par rapport aux autres modèles, mais il s'est avéré moins sensible à la couverture de neige et à la température de l'air. Les résultats ont démontré aussi que les modèles ne sont pourtant pas d'une grande pertinence, sachant que les résultats obtenus varient selon le site étudié. Le mécanisme et l'importance du transport de l'eau pendant le gel des sols est toujours un sujet d'étude considérable.

## **2.8 Conclusion**

La compréhension du phénomène du gel revêt un intérêt scientifique et économique. Dans ce chapitre, nous avons expliqué les mécanismes de formation du gel dans le sol et les principaux paramètres qui en sont responsables. La pénétration du gel dans le sol est essentiellement dépendante de la température de l'air et du type de sol, mais aussi des propriétés thermiques du sol, de sa porosité, de sa minéralogie. En effet, quand la température de l'air descend en dessous

de 0°C, des lentilles de glace commencent à se former à partir de la surface du sol, et, au fur et à mesure que la température continue à baisser, de l'eau vient alimenter le front de gel qui s'est formé au début, de nouvelles lentilles de glace s'ajoutant. L'onde de gel, matérialisée par la position de l'isotherme 0°C, progresse de la surface en profondeur. Le comportement d'un sol lors du gel dépend dans une grande mesure de son contenu en eau, pendant que le déplacement ascendant de l'eau dans le sol se déroule en fonction de sa perméabilité. Le gel de l'eau dans le sol est un phénomène exothermique c'est-à-dire que la congélation de l'eau libère de la chaleur ce qui fait ralentir la progression de l'isotherme 0°C. Ainsi, dans des conditions d'humidité semblables, le gel sera plus profond dans un sol sableux que dans un sol argileux. L'eau mettra donc plus de temps à s'infiltrer dans un sol argileux, à cause de la forte rétention d'eau de ce dernier, par conséquent, le gel sera moins profond. Un sol pourvu de matières organiques retient mieux l'humidité et il est davantage aéré, ce qui lui confère une forte résistance au gel profond. Dans l'ensemble, la pénétration du gel selon la texture du sol peut être résumée dans le tableau suivant :

**Tableau 2.5 : Pénétration du gel dans le sol selon la texture en fonction du contenu en eau dans le sol.**

État de saturation en eau	Sableux	Loameux	Argileux	Organique
Saturé	+++	++	+	-
Humide	++++	+++	++	+
Sec	+++	++	++	++

Notons que le vent, les précipitations, l'humidité relative, la topographie, l'altitude et la latitude influencent directement les conditions climatiques d'un milieu.

Au Canada, aucune région n'échappe aux effets du vent et de la neige, deux éléments dont l'action a des répercussions très importantes pour les exploitations agricoles. La présence de la neige offre une bonne couche protectrice à des cultures qui autrement seraient détruites par le gel et fournit aux sols une source d'humidité et d'eau. Cependant, il n'en demeure pas moins que, dans la plupart des cas, lorsque la neige est exposée au vent, ce dernier en provoque l'ablation des

particules et redistribue la neige dans le paysage. Ceci provoque des accumulations de neige contre les obstacles ou dans les dépressions exposant ainsi les champs au gel.

Les variations de température du sol constituent, avec les variations du taux d'humidité, un élément essentiel du microclimat du sol, la température exerçant une action importante, d'une part sur la physiologie des plantes, et d'autre part sur la pédogenèse. Il est également à noter que la présence et l'absence de neige déterminent l'ampleur et les dégâts que peut causer le gel du sol. L'irrigation, le drainage, le travail du sol, le type et la texture du sol sont aussi des facteurs qui affectent le transfert d'énergie de la surface du sol en modifiant les caractéristiques de surface et les propriétés thermiques du sol.

### 3 POTENTIEL DES IMAGES RADAR POUR LE SUIVI DU GEL DE SOL

#### Introduction

Les variations spatiales et temporelles du gel de sol ont une influence significative sur l'environnement. En effet, les changements de température et des propriétés hydriques du sol ont un grand impact sur l'échange d'énergie et d'humidité entre le sol et l'atmosphère. Les données et les informations sur le gel de sol sont nécessaires pour évaluer les répercussions du gel du sol sur les processus hydriques du sol, le climat et l'écosystème. Depuis trente ans, la télédétection suscite un intérêt grandissant, surtout à travers les images radar. Les systèmes de mesures radar sont aujourd'hui devenus les principaux instruments de surveillance, de navigation aérienne et maritime. Dès l'avènement de la télédétection spatiale, un intérêt particulier est apparu pour ces capteurs. La télédétection radar ou à hyperfréquence active se voit comme un moyen efficace de suivi et de cartographie du gel du sol (Pietroniro et Leconte, 2000). Le potentiel des images radar à fournir de l'information sur la température du sol réside dans leur grande sensibilité aux changements de la constante diélectrique dans les surfaces naturelles (Rignot et *al.*, 1994), changements qui sont liés à son contenu en eau et à sa texture (Hallikainen et *al.* 1985; Doussan et *al.*, 2002). Dans un sol sec, la constante diélectrique est de 2-3, par contre pour l'eau elle est de l'ordre de 80. Cette grande différence permet au radar de distinguer entre un sol sec et un sol humide. Pendant l'hiver, quand l'eau dans le sol gèle, la constante diélectrique baisse considérablement. Par conséquent le coefficient de rétrodiffusion est plus bas. Le contraire se produit pendant la période de dégel (Ulaby et *al.*, 1982; Wegmüller, 1990 ; Rignot et *al.*, 1994 ; Way et *al.*, 1997 ; Volkmar, 2000 ; Kimball et *al.*, 2001).

Notons toutefois, que dû à sa forte constante diélectrique, la présence de l'eau dans le sol freine la pénétration de l'onde incidente. Ainsi, plus le milieu observé est humide, moins la profondeur de pénétration de l'onde est importante. Il a été observé que plus l'humidité volumique du sol est grande, la profondeur de pénétration de l'onde radar dans le sol baisse sous 1 cm pour les fréquences de 10 GHz et sous 10 cm pour les faibles fréquences, 1.3 GHz (Ulaby et *al.*, 1986). En bande C, l'onde radar est sensible juste dans les premiers centimètres de la surface du sol (5 cm) pour des humidités volumiques aussi basses que  $0.05 \text{ g cm}^{-3}$  (Ulaby et *al.*, 1982). Way et *al.*

(1997) a démontré que le dégel du sol et de la sève des arbres provoquait une augmentation des coefficients de rétrodiffusion.

Cependant, l'humidité du sol n'est pas le seul paramètre qui influence la rétrodiffusion radar : les paramètres de la surface tels que la couverture du sol, la texture et la rugosité, ainsi que ceux du capteur (l'angle d'incidence, la fréquence et la polarisation) ont aussi leur importance dans le comportement de l'onde radar (Wegmüller, 1990).

Afin de mieux appréhender la spécificité des images radar, nous décrirons dans ce chapitre quelques éléments du principe d'acquisition de ces images, ainsi que les facteurs qui influencent l'interaction de l'onde électromagnétique avec la cible. Les trois capteurs radar utilisés pour cette étude seront présentés et leurs caractéristiques particulières décrites. Enfin, leur potentiel pour le suivi et la cartographie du gel du sol sera abordé.

### **3.1 Principe du radar**

Le fonctionnement du radar (Radio Detection And Ranging), énoncé dès 1891 par l'américain Hugo Gernsback, se fonde sur les principes de la propagation électromagnétique : une onde électromagnétique émise par une source se réfléchit sur les cibles, et l'analyse du signal reçu permet de détecter et de localiser ces cibles, en supposant que la vitesse de propagation des ondes demeure à peu près constante (figure 3.1). Les systèmes Radar munis d'une antenne à Synthèse d'Ouverture (RSO) exploitent le déplacement du porteur pour simuler une antenne virtuelle de longueur très importante, afin d'obtenir des images avec des résolutions plus fines (de l'ordre de 8 m pour RADARSAT-1 en mode fin). Pour atteindre une telle résolution, les radars utilisent la technique de compression d'impulsion au signal azimutal.

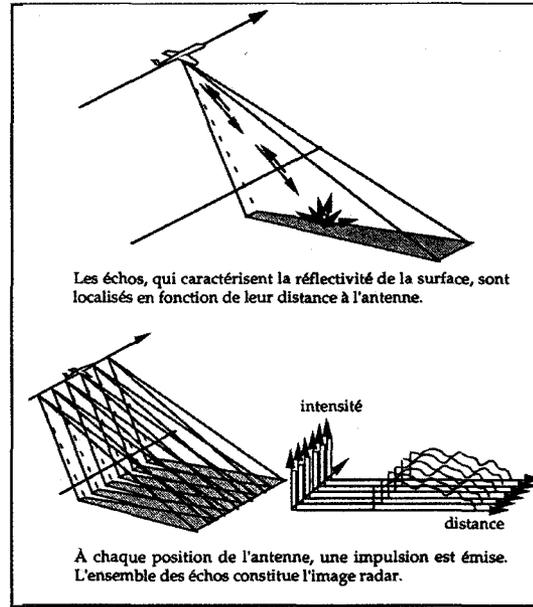


Figure 3.1 : Géométrie du radar latéral (Maître, 2001).

### 3.2 Les radars à synthèse d'ouverture (RSO)

C'est l'américain Carl Wiley qui, le premier en 1951, a eu l'idée d'utiliser le déplacement du porteur et la cohérence des signaux afin de reconstituer, par calcul, une antenne de grande dimension (Maître, 2001). Le radar se déplaçant entre deux émissions d'impulsion, il est en effet possible de synthétiser, en recombinaison tous les échos en phase, une *antenne réseau* de très grande taille. C'est le principe du Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO). Comme nous l'avons expliqué auparavant, la compression d'impulsion permettait de simuler une antenne très longue en utilisant une antenne physique relativement courte. Ceci est rendu possible par l'effet *Doppler*, c'est-à-dire par la variation de fréquence en un point donné, au cours de sa traversée de faisceau. Lorsqu'un point commence à être illuminé par un faisceau radar, il est en avant du radar et renvoie donc une fréquence légèrement supérieure à  $f_0$  (fréquence centrale), au fur et à mesure que le faisceau traverse le point, la fréquence diminue progressivement, jusqu'à devenir nulle lorsque le point se trouve dans la direction perpendiculaire à la trajectoire, et négative lorsque le point est à l'arrière du radar. Ainsi, bien que deux points soient illuminés simultanément, ils ne le seront pourtant pas avec la même fréquence, ce qui permet de les discriminer.

Le produit du RSO est une image monochromatique parce que l'énergie est transmise dans une fréquence micro-onde du spectre électromagnétique non détectée par l'œil humain. Comme il s'agit d'un capteur actif dont la fréquence émise pénètre les nuages, la pluie, la poussière et la brume, le RSO peut aussi bien fonctionner pendant le jour ou la nuit, en tout temps. Seulement le signal rétrodiffusé vers l'antenne est enregistré. Des images multiples de la même scène, prises à différentes heures, peuvent être superposées pour produire une image multi-temporelle en fausses couleurs.

### 3.3 Radiométrie des images RSO

Les images RSO présentent un aspect granuleux, qualifié de bruit multiplicatif, dû à l'aspect cohérent de l'onde radar émise qu'on appelle communément le chatolement (speckle). Même pour des zones aux caractéristiques physiques stationnaires, c'est-à-dire *homogènes*, l'image radar apparaît comme étant composée de pixels dont les valeurs sont extrêmement dispersées, plus particulièrement pour les images à faible nombre de vues (une vue pour les images RADARSAT-1 en mode fin, deux vues pour ENVISAT en mode standard, une vue pour RADARSAT-2 en mode fin). La présence de chatolement dans une image radar masque la texture initiale des images, ce qui rend l'interprétation difficile. Ainsi, en utilisant une seule image, la détection d'objets de petites tailles ou faiblement contrastés par rapport à leur environnement, ainsi que la détection des contours et la discrimination des surfaces deviennent ardues. Pour remédier à ce problème, le filtrage représente un moyen très utilisé pour réduire le chatolement. Cependant, il ne faut pas oublier que le chatolement contient des informations sur le capteur et la surface observée, et que réduire ces informations peut nuire à l'analyse des valeurs numériques enregistrées dans chaque pixel de l'image radar.

### 3.4 L'équation radar

La relation entre la radiométrie et les propriétés du terrain est décrite par l'équation radar. Elle est établie en considérant une antenne de surface  $S_a$  qui émet dans l'espace la puissance  $P_e G$  (où  $P_e$  est la puissance fournie par l'émetteur et  $G$  est le gain de l'antenne dans une direction donnée). Un objet situé dans cette direction, de surface apparente  $S_0$  et situé à la distance  $R$ , reçoit la puissance  $P_{pro}$  :

$$P_{pro} = P_e G \frac{S_0}{4\pi R^2} \quad (3.1)$$

Cet objet disperse la puissance qu'il reçoit, se comportant lui-même comme une antenne caractérisée par un gain  $G_0$  dans la direction de l'onde incidente. Il réémet donc dans cette direction :

$$P_{eo} = P_e G \frac{S_0}{4\pi R^2} G_0 (1 - f_a) \quad (3.2)$$

Où  $f_a$  est un facteur d'absorption, compris entre 0 dans le cas d'un corps totalement réfléchissant et 1 dans le cas d'un corps noir totalement absorbant. Après un aller-retour, la puissance reçue par l'antenne est donc :

$$P_{eo} = P_e G \frac{S_0}{4\pi R^2} G_0 (1 - f_a) \frac{S_a}{4\pi R^2} \quad (3.3)$$

La surface  $S_a$  de l'antenne peut être reliée à son gain  $G$  par la relation :

$$S_a = \frac{G\eta\lambda^2}{4\pi} \quad (3.4)$$

Où  $\lambda$  est la longueur d'onde et  $\eta$  est l'efficacité de l'antenne (proportion de la puissance qui n'est pas dissipée en effet Joule) (Polidori, 1997 ; Ulaby et *al.*, 1982 ; Maître, 2001).

On obtient donc :

$$P_r = \frac{P_e G^2 \eta \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma \quad (3.5)$$

Où  $\sigma = S_0 G_0 (1 - f_a)$  regroupe tous les facteurs caractéristiques de la cible. Par contre, tous les autres facteurs sont des paramètres spécifiques au capteur ou mesurés par lui.

Le signal retour du radar est défini par une équation reliant la puissance reçue à la puissance émise d'une cible (figure 3.2), caractérisée par sa Surface Equivalente Radar ou coefficient de rétrodiffusion de la surface considérée, exprimé en dB (Polidori, 1997).

$$\sigma^0 = \frac{KR^4 P_r}{S_r} \quad (3.6)$$

$$K = \frac{4\pi^3}{P_e G^2 \mu \lambda^2} \quad (3.7)$$

où

$\sigma^0$  est le coefficient de rétrodiffusion en décibels (dB),

K est le coefficient d'étalonnage,

R est la distance cible-antenne en m,

$P_r$  est la puissance reçue par le capteur en dB,

$S_r$  est la surface visée au sol en  $m^2$ ,

$P_e$  est la puissance émise par le capteur en dB,

G est le gain de l'antenne,

$\lambda$  est la longueur d'onde en m,

$\mu$  est l'efficacité de l'antenne,

i est l'angle d'incidence,

$P_d$  est la puissance diffusée,

$P_a$  est la puissance absorbée.

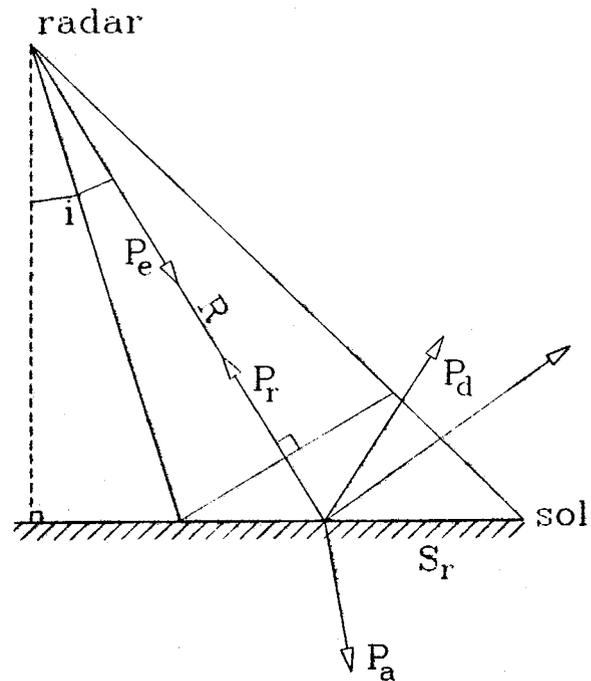


Figure 3.2 : Le coefficient de rétrodiffusion (Corgier, 1999)

### 3.5 Les paramètres qui influencent la rétrodiffusion du signal radar

Le résultat du traitement RSO est une image dans laquelle la radiométrie (amplitude du signal) dépend à la fois des caractéristiques de l'onde incidente (longueur d'onde, polarisation, angle d'incidence) et de celles de la surface (occupation du sol, rugosité de la surface, humidité et les

propriétés électriques de la cible). Nous allons présenter dans ce qui suit les principaux paramètres permettant de caractériser l'onde incidente, ainsi que l'influence de chacun d'entre eux sur la capacité de la surface à réfléchir ou à rétrodiffuser une telle onde.

### 3.5.1 Longueur d'onde

Dans le cas des micro-ondes, la longueur d'onde, définie comme la distance parcourue pendant une oscillation complète, est comprise approximativement entre 1mm et 1m. Cet intervalle du spectre électromagnétique est conventionnellement divisé en bandes de fréquences désignées par des lettres (figure 3.3).

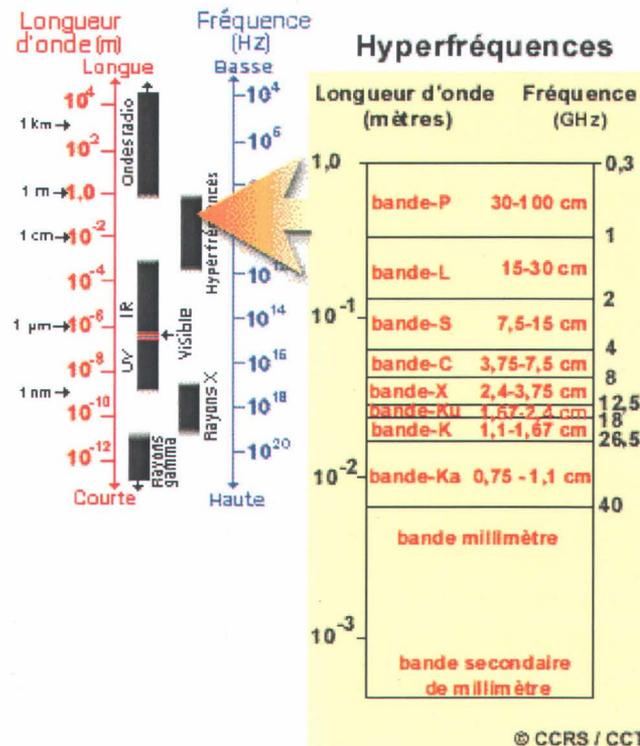


Figure 3.3 : Les bandes de fréquences dans les micro-ondes (CCT, 2005a).

Le comportement de l'onde radar à travers l'atmosphère dépend en grande partie de sa longueur. Pour des longueurs d'onde moyennes (de la bande X à la bande L, les plus couramment utilisées) l'atmosphère est pratiquement transparente. Pour des longueurs d'onde plus courtes, la propagation est atténuée dans la troposphère (0 à 10 km d'altitude) chargée parfois d'eau et

d'aérosols qui dispersent d'autant plus les ondes radar que leur longueur d'onde est plus courte (dispersion dite de Rayleigh en  $1/\lambda^4$ ).

Pour un type de surface donné, la profondeur de la pénétration de l'onde radar est proportionnelle à sa longueur d'onde. Par exemple, des images SIR-A<sup>1</sup> en bande L ( $\lambda = 23$  cm) ont permis de mettre en évidence un réseau hydrographique en région désertique (Elachi et *al.*, 1982), réseau invisible dans des images optiques, à travers une épaisse couche de sable, sèche et homogène (une condition favorable à la pénétration). De même, la possibilité de détecter des cibles (ou le sol) à travers la végétation croît avec la longueur d'onde; par exemple, la bande P serait idéale pour la foresterie (Rignot et *al.*, 1994, Proisy et *al.*, 2000). Par ailleurs, pour une onde donnée, le pouvoir de pénétration décroît lorsque l'humidité du milieu augmente. La pénétration dans l'eau est négligeable à cause du fort contraste diélectrique avec l'air (réflexion totale lorsque la surface est lisse).

### 3.5.2 Angle d'incidence

Le comportement (réflexion, pénétration) d'une onde radar sur une surface dépend en particulier de l'angle entre la direction de visée et la normale (direction perpendiculaire) à la surface (figure 3.4). Par exemple, en règle générale, la pénétration des ondes est d'autant plus profonde que l'angle d'incidence est plus petit. Cependant, ainsi défini, l'angle d'incidence n'est pas un paramètre caractéristique du système, puisqu'il dépend de la pente du terrain. C'est pourquoi il est préférable de parler d'angle de dépression. Même sur terrain plat, l'angle d'incidence est différent de l'angle de dépression ou de visée (Polidori, 1997) à cause de la courbure terrestre.

- $H_n$  : L'altitude du capteur
- $\beta$  : L'angle de dépression

---

<sup>1</sup> Shuttle Imaging Radar, série A est un radar embarqué sur la navette spatiale américaine lancée le 12 novembre 1981. Il opérait en bande L,  $\lambda=23,5$  cm, et était une version améliorée du radar à synthèse d'ouverture (RSO) de SEASAT. La mission n'a duré que 2,5 jours. Néanmoins, SIR-A était la première mission à fournir des données sur la capacité du radar à pénétrer le sable du désert et a mis en évidence la présence des cours d'eau et des lits d'anciennes rivières dans le Sahara oriental (Elachi et *al.*, 1982).

- $\theta_n$  : L'angle d'incidence proximal
- $\theta_f$  : L'angle d'incidence distal
- $s$  : La distance-temps
- $g$  : La distance au sol
- $a$  : La résolution en portée (en « X »)
- $b$  : La résolution azimutale (en « Y »)
- $e$  : La résolution en distance-temps

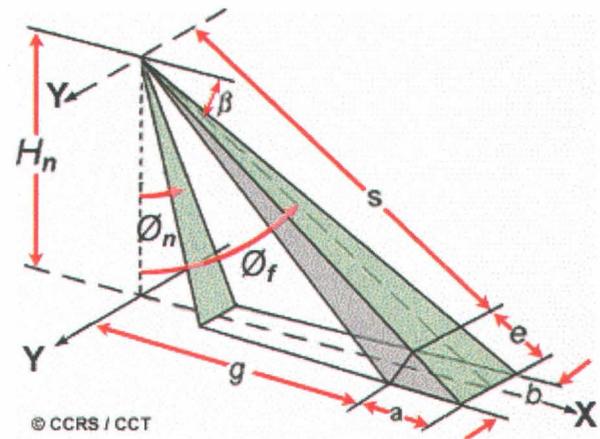


Figure 3.4 : Système radar imageur, angle de dépression et angle d'incidence (CCT, 2005a).

Les effets de l'angle de dépression sont considérables en présence de relief. Pour de faibles valeurs de cet angle (jusqu'à 30° environ), on observe d'importantes distorsions géométriques et d'importantes zones d'ombre dues à l'abondance des parties cachées pour les grands angles (au-delà de 60 à 70°) (Polidori, 1997). Comme le montre la figure 3.5, la rétrodiffusion radar est inversement proportionnelle à la variation de l'angle d'incidence ( $\theta$ ) quelle que soit la catégorie de rugosité de surface observée (surface lisse, surface rugueuse et surface moyennement rugueuse). Toutefois, les surfaces rugueuses restent moins sensibles à la variation de l'angle d'incidence que les surfaces lisses. L'effet de la rugosité de surface sur le coefficient de rétrodiffusion apparaît évident pour les surfaces lisses, le coefficient de rétrodiffusion diminue rapidement avec l'augmentation de l'angle d'incidence, variant de 9 dB au nadir à -29 dB à  $\theta=70$ . En revanche, les surfaces rugueuses montrent une différence de -10 dB du coefficient de rétrodiffusion entre le nadir et 70°. Avec l'augmentation de l'angle d'incidence, la rétrodiffusion devient insensible à l'effet de la rugosité. Par contre, c'est aux faibles angles d'incidence que la rétrodiffusion est importante. Pour des angles d'incidence inférieurs ou égaux à 25°, le coefficient de rétrodiffusion est important. Si l'angle d'incidence est supérieur à 40°, le coefficient de rétrodiffusion devient faible pour les trois types de rugosité. Ceci permet de déterminer les angles d'incidence adéquats (entre 10° et 20°) pour une estimation optimale de l'état hydrique du sol (Ulaby et al., 1978). Ulaby et al., (1978, 1979) ainsi que Dobson et Ulaby (1981) ont conduit des travaux similaires dans un intervalle de fréquence d'onde compris entre 1 et 8 GHz. Ils ont conclu

que pour réduire l'effet de la rugosité sur le coefficient de rétrodiffusion, pour maintenir une forte sensibilité de l'onde radar sur l'humidité du sol et minimiser l'effet du couvert végétal, les paramètres radar recommandés doivent avoir une fréquence avoisinant 5 GHz, un angle d'incidence entre  $7^\circ$  et  $17^\circ$  et une polarisation HH.

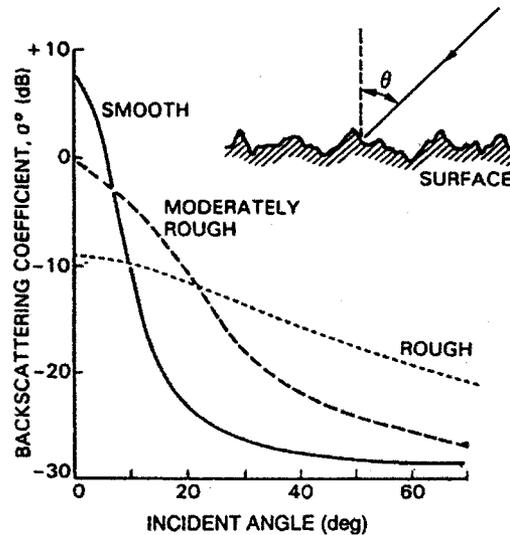


Figure 3.5 : Effet de l'angle d'incidence ( $\theta$ ) sur la rétrodiffusion radar pour trois types de rugosité de surface (lisse, rugosité moyenne et forte rugosité) (Henderson et Lewis, 1998).

Avec RADARSAT-1 (figure 3.18), nous avons la possibilité d'avoir une large gamme de choix d'angles d'incidence (20 à 49 degrés) et d'obtenir des images à différentes résolutions (8 à 100 m).

### 3.5.3 Polarisation

On définit conventionnellement la polarisation d'une onde par la direction du champ électrique  $\vec{E}$ . On dit que l'onde est polarisée verticalement si le champ  $\vec{E}$  est parallèle au plan d'incidence, et horizontalement, si le champ  $\vec{E}$  est perpendiculaire au plan d'incidence (figure 3.6). En général, après être réfléchi, l'onde radar est dépolarisée, c'est-à-dire que l'onde de retour possède les deux composantes de polarisation, respectivement horizontale et verticale. La polarisation d'un radar est caractérisée par celle de l'onde émise et par la composante mesurée au

retour. Ainsi, HH signifie que le radar émet une onde polarisée horizontalement et mesure la composante horizontale de l'onde reçue. La puissance de la rétrodiffusion dépend de la polarisation de l'onde incidente. La plupart des radars imageurs utilisent des polarisations linéaires, avec un champ horizontal (parallèle à la trajectoire) ou vertical. Un radar polarimétrique fournit une image dans laquelle chaque pixel est caractérisé au même instant par une matrice du type  $\begin{pmatrix} \sigma_{HH} & \sigma_{HV} \\ \sigma_{VH} & \sigma_{VV} \end{pmatrix}$  dont les coefficients sont complexes (amplitude et phase). L'accès à ces quatre polarisations permet non seulement une caractérisation plus fiable du terrain, mais également la synthèse d'autres polarisations (Evans et al. 1988).

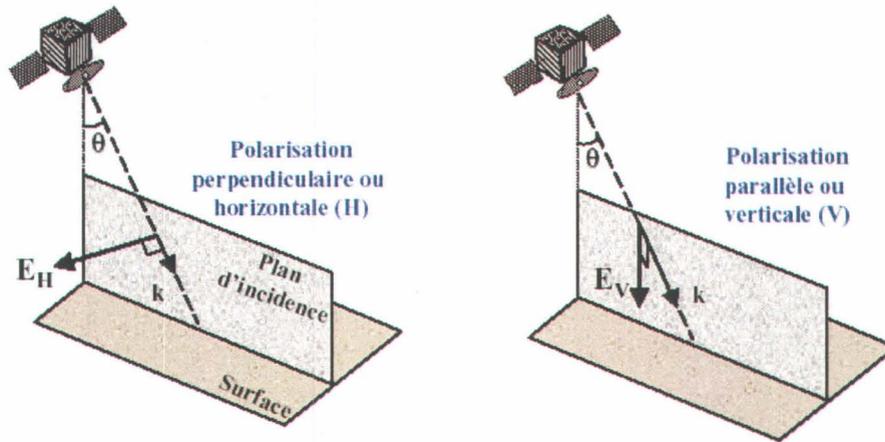


Figure 3.6 : Représentation de l'angle d'incidence et des polarisations incidentes horizontale (champ  $E_h$ ) et verticale (champ  $E_v$ ) (Proisy, 1999).

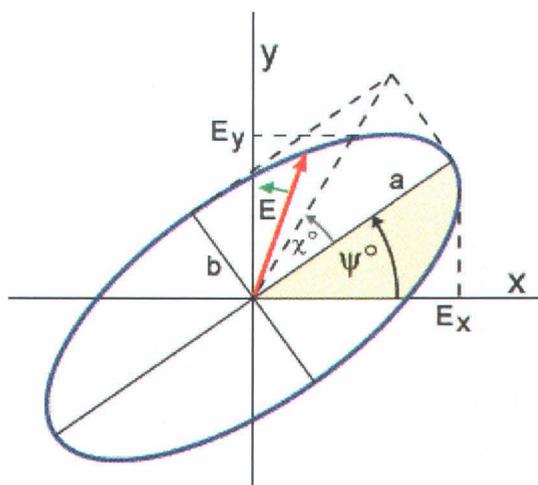
Les champs électriques incident ( $E_i$ ) et rétrodiffusé ( $E_s$ ) sont reliés par la matrice de diffusion ( $S$ ) de la cible (Proisy, 1999) :

$$E_s = \frac{e^{jkr}}{r} [S] E_i = \frac{e^{jkr}}{r} \begin{bmatrix} S_{vv} & S_{vh} \\ S_{hv} & S_{hh} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_{vi} \\ E_{hi} \end{bmatrix} \quad (3.8)$$

Avec :

$$S_{pq} = |S_{pq}| e^{j\Phi_{pq}} \quad (p, q = h \text{ ou } v) \quad (3.9)$$

Le champ électrique d'une onde électromagnétique quelconque décrit une courbe dans le plan d'onde. Cette courbe fermée est une ellipse (figure 3.7). Elle définit l'état de polarisation d'une onde.



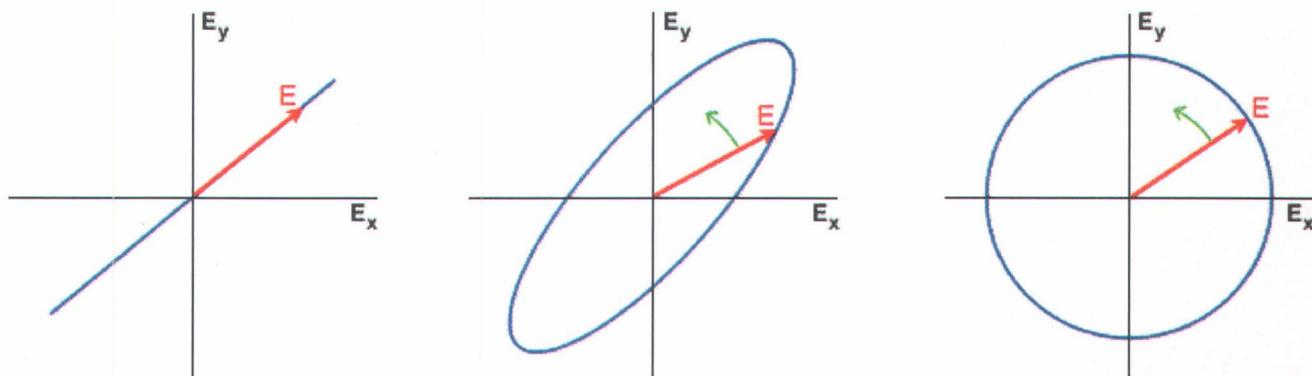
**Figure 3.7 : L'ellipse de polarisation, avec son angle d'orientation,  $\Psi$  et son ellipticité  $\chi$ , lesquels sont des fonctions du demi-grand axe,  $a$ , et du demi-petit axe,  $b$  (CCT, 2005b).**

Lors de l'observation de l'onde dans la direction de sa propagation, nous pouvons observer que la pointe du vecteur du champ électrique d'une onde complètement polarisée trace une courbe régulière dont la forme la plus générale est l'ellipse (figure 3.8). Le champ électrique est dans le plan d'onde (X, Y). Le repère de l'onde est défini par la direction de propagation, perpendiculaire au plan d'onde, et par un des axes du plan d'onde dont l'orientation est choisie en fonction de l'objet observé.

Les différents états de polarisation totale ainsi obtenus sont :

- 1- La polarisation linéaire : l'extrémité du champ électrique E en un point donné de l'espace décrit un segment de droite.
- 2- La polarisation elliptique : l'extrémité du champ électrique E en un point donné de l'espace décrit une ellipse.

3- La polarisation circulaire : l'extrémité du champ électrique  $E$  en un point donné de l'espace décrit un cercle.



Polarisation linéaire : le vecteur du champ électrique (en rouge) et le lieu tracé par sa pointe (en bleu) perpendiculairement à la propagation.

Polarisation elliptique : le vecteur du champ électrique (en rouge) et le lieu tracé par sa pointe (en bleu) perpendiculairement à la propagation.

Polarisation circulaire : le vecteur du champ électrique (en rouge) et le lieu tracé par sa pointe (en bleu) perpendiculairement à la propagation.

**Figure 3.8 : États de polarisation du champ électrique (CCT, 2005b).**

La forme de l'ellipse est régie par l'amplitude et la phase relative des composantes horizontale et verticale du vecteur du champ électrique.

Jusqu'en 2002, la polarimétrie radar n'a pas été au-delà du cadre expérimental, avec des campagnes aéroportées et la mission américaine SIR-C (1994). La mise en opération du capteur ASAR de la plate-forme européenne ENVISAT, lancé le 28 février 2002, peut enfin nous fournir des données multipolarisations (Polidori, 1997). Les satellites de télédétection radar conventionnels, tel que RADARSAT-1, opèrent avec une antenne de polarisation unique (HH). Ainsi, une discrimination précise entre des surfaces diffusantes similaires est difficile et, selon la configuration du système, certains paramètres sont impossibles à détecter. Les radars polarimétriques, comme le futur satellite canadien RADARSAT-2, transmettent et reçoivent horizontalement et verticalement le signal électromagnétique. Avec cette configuration, quatre signaux polarisés linéairement sont mesurés de façon cohérente et sont enregistrés dans la matrice de diffusion : HH, HV, VH, et VV. Chacun de ces canaux de polarisation a une sensibilité différente aux propriétés et caractéristiques de la surface. La disponibilité de données de polarisations multiples améliore donc l'identification et la discrimination entre les éléments.

Ainsi, on peut obtenir de l'information additionnelle sur la surface observée afin d'améliorer l'analyse des données.

Les éléments de la matrice de diffusion sont la phase et l'amplitude. La phase d'une image RSO est une information riche, mais difficile à exploiter directement, car elle est la somme de deux termes (Proisy, 1999) :

- un déphasage introduit par la cible (la cellule de résolution) lors du processus de rétrodiffusion. Ce terme dit de phase propre  $\Phi_{\text{propre}}$  est généralement inaccessible, car il dépend de paramètres inconnus tels que la pénétration des ondes, la constante diélectrique, la répartition des réflecteurs élémentaires.
- Un terme de phase dit géométrique  $\Phi_{\text{géométrique}}$ , qui représente le temps de trajet aller-retour ( $t$ ) entre l'antenne et la cible :

$$\Phi_{\text{géométrique}} = \frac{4\pi R}{\lambda} \quad (3.10)$$

Où :

$f_0=c/\lambda$  est la fréquence du radar (5.3 GHz en bande C pour les données RADARSAT par exemple),

$\lambda$  est la longueur d'onde correspondante (5.6cm),

$c$  est la vitesse de la lumière,

$R$  est la distance radar-cible.

La phase étant connue en valeur principale (modulo  $2\pi$ ), la mesure de distance radar-cible est accessible modulo  $\lambda/2$ . Malgré son ambiguïté, cette mesure présente un grand intérêt du fait de sa précision de l'ordre d'une fraction de longueur d'onde.

En polarimétrie, la partie géométrique est éliminée. On étudie plutôt la signature du terrain en établissant la différence de polarisations différentes (HH, VV et HV ou VH). On peut, par cette technique, discriminer certains types de végétation lorsqu'ils présentent de fortes asymétries géométriques (Proisy, 1999).

La méthode des rapports de polarisations développée par Shi et Dozier (1997), a aussi été utilisée par Camps (1997) pour cartographier la neige humide. Avec le rapport HH/HV en bande C, il est arrivé à séparer la neige sèche de la neige humide. Prevot et *al.*, (1993) ont trouvé que la polarisation HH est plus sensible à l'humidité du sol que la polarisation VV sous un couvert végétal. Puisque la polarisation horizontale interagit moins avec la structure verticale de la végétation, elle interagit plus avec la surface du sol. En suivant les changements temporels de l'état du gel du sol à l'aide des bandes C et L en milieu agricole, Pultz et *al.* (1997) ont trouvé que la polarisation HH est moins sensible à la rugosité de la surface que VV ou HV. Des corrélations similaires ont été faites avec l'humidité du sol pour les deux bandes C et L.

### 3.5.3.1 Réponse de polarisation

L'analyse de la réponse de polarisation peut aider à comprendre les mécanismes de rétrodiffusion impliqués dans la formation de l'image. En ce qui concerne les images polarimétriques, la matrice de diffusion comporte quatre nombres complexes. Ainsi, il s'avère utile de disposer d'une représentation graphique pour faciliter l'interprétation de la réponse polarimétrique d'une cible donnée, en fonction des polarisations incidentes et rétrodiffusées. La signature polarimétrique constitue un de ces moyens (figure 3.9). En effet, en utilisant un diagramme tridimensionnel qu'on appelle « signature de polarisation », on peut visualiser graphiquement les propriétés de diffusion d'une cible.

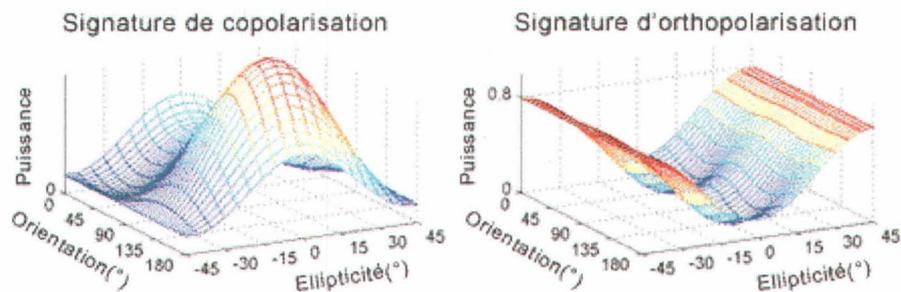


Figure 3.9 : Signature polarimétrique d'une cible dont la hauteur du socle est d'environ 0,2 (CCT, 2005b).

Les axes des x et des y de la signature de polarisation représentent les valeurs d'ellipticité ( $-45^\circ$  à  $+45^\circ$ ) et d'orientation ( $0$  à  $180^\circ$ ) du champ électrique de l'onde électromagnétique incidente, alors que l'axe des z exprime la valeur de la puissance de la rétrodiffusion. Cette dernière peut être calculée, pour chaque polarisation incidente possible, à partir d'une même polarisation de transmission-réception (signature de polarisation parallèle) et de polarisations orthogonales de transmission-réception (signature de polarisation croisée).

L'amplitude donne une indication du degré de polarisation. Lorsque sa valeur est égale à 0; cela veut dire qu'on est en présence de plusieurs diffuseurs ou que l'écho contient beaucoup de bruit. Par contre, quand la valeur de l'amplitude est égale à 1, l'onde rétrodiffusée est totalement polarisée (cas d'une cible unique), ou bien l'écho est calculé à partir d'une seule donnée plutôt que d'une moyenne. Le degré de dépolarisation est indiqué par la hauteur du socle de la réponse polarisée. L'amplitude de la diffusion est habituellement plus élevée pour une diffusion de surface que pour une diffusion de volume.

La différence de phase de polarisation, le degré de polarisation et les valeurs de corrélation entre les canaux de polarisation ont été tous employés pour étudier la réponse de polarisation. Ulaby et *al.*, (1987) ont montré combien la différence de phase de polarisation peut être reliée à la structure de la canopée et les mécanismes de rétrodiffusion aux cibles agricoles.

### 3.5.3.2 Décomposition polarimétrique des données RSO

Pour comprendre les différents mécanismes de diffusion qui se produisent dans un secteur donné, Cloude et Pottier (1997) ont dressé un plan bidimensionnel divisé en huit zones différentes (figure 3.10). Chaque zone donne une interprétation du phénomène global de rétrodiffusion :

Zone 1 : double réflexion dans un environnement fortement entropique.

Zone 2 : diffusions multiples dans un environnement fortement entropique (tel le couvert forestier).

Zone 3 : diffusion multiple dans un milieu modérément entropique.

Zone 4 : diffusion dipolaire (par la végétation), modérément entropique.

Zone 5 : diffusion de surface, modérément entropique.

Zone 6 : diffusions multiples, faiblement entropiques (réflexions doubles ou paires).

Zone 7 : diffusion dipolaire faiblement entropique (mécanismes fortement corrélés avec un déséquilibre prononcé en amplitude entre HH et VV).

Zone 8 : diffusion de surface faiblement entropique (par exemple diffusion de Bragg et surfaces irrégulières).

L'entropie  $H$ , qui nous renseigne sur le mécanisme de diffusion, est représentée par l'axe des  $x$ , sa valeur étant comprise entre 0 et 1. Lorsque  $H=0$ , un seul mécanisme de diffusion est à l'œuvre; par contre, quand  $H=1$ , plusieurs mécanismes de diffusion aléatoires sont impliqués. D'une autre manière, le signal rétrodiffusé est entièrement polarisé et la possibilité de distinguer entre les différentes classes est réduite. La composante  $\alpha$ , représentée sur l'axe des  $y$ , détermine le type de diffusion qui peut se produire dans un milieu donné. La valeur de l'angle  $\alpha$  est comprise entre  $0^\circ$  et  $90^\circ$ . Lorsque  $\alpha = 45^\circ$  cela indique une diffusion de volume : en deçà de  $45^\circ$ , c'est une diffusion de surface, au-delà de  $45^\circ$  c'est une réflexion multiple. Une autre information que nous pouvons tirer du digramme de la classification  $H-\alpha$  est l'anisotropie  $A$ , qui est un paramètre complémentaire de l'entropie surtout quand cette dernière devient élevée.

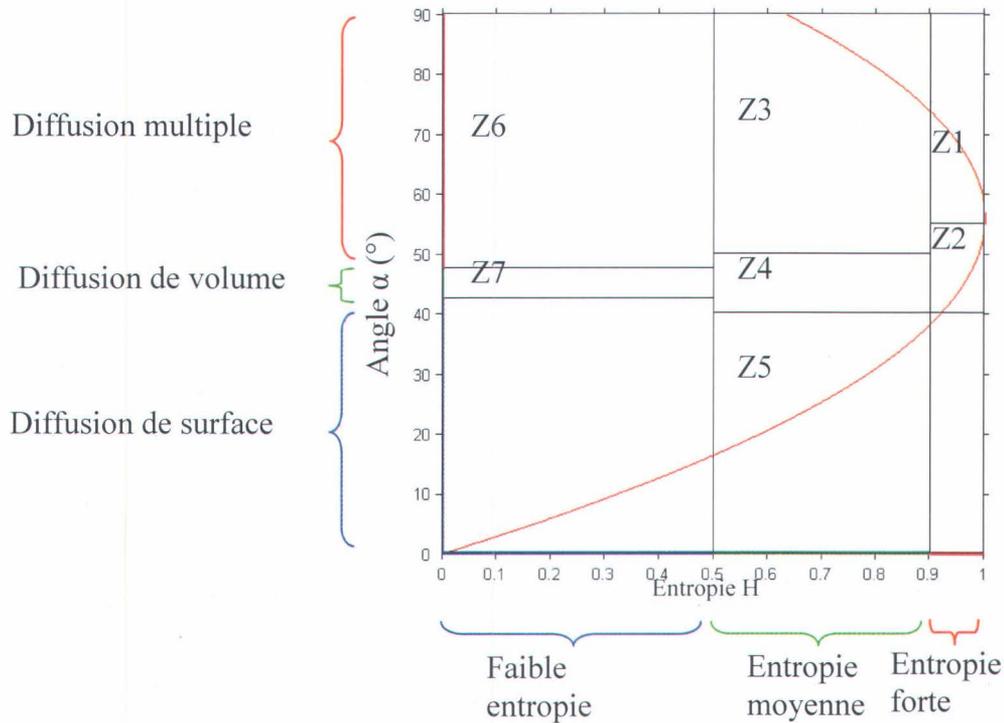


Figure 3.10 : Distribution des huit zones dans le plan de la classification H- $\alpha$  (adapté de Pottier et Lee, 1999)

Le plan H- $\alpha$  est une représentation utile de l'information sur les mécanismes de diffusion (surface, volume, multiple) qui se produisent dans une zone donnée. La classification non supervisée qui permet de distribuer chaque pixel de l'image dans la zone correspondante du plan H- $\alpha$  permet de segmenter une image SAR sur le critère du mécanisme de rétrodiffusion moyen  $\alpha$  et du caractère aléatoire de la rétrodiffusion globale, H. L'avantage de cette méthode consiste dans son efficacité dans la classification automatisée, tout en fournissant des interprétations basées sur le mécanisme de diffusion pour chaque classe. Plusieurs applications ont démontré l'utilité du concept pour interpréter en détail les mécanismes physiques des surfaces étudiées (Freeman et Durden, 1998 ; Lee et *al.*, 1997).

### 3.5.4 La constante diélectrique

La constante diélectrique est un paramètre caractéristique du comportement électrique d'un milieu. En effet, le signal rétrodiffusé est influencé surtout par la constante diélectrique du milieu observé (Boisvert et *al.*, 1995). Lorsqu'on applique un champ électrique à un diélectrique, les

charges que contient celui-ci se déplacent légèrement. Des dipôles électriques apparaissent donc et leur moment dipolaire par unité de volume est la polarisation du milieu; cette polarisation, qui est la réponse du milieu au champ électrique, régit en particulier tout ce qui concerne la propagation d'une onde électromagnétique, c'est-à-dire de la lumière, dans un diélectrique (Bonn et Rochon, 1992). Plus explicitement, sous la pulsation de l'onde radar, les molécules d'eau dans le sol acquièrent une polarisation diélectrique suivant le temps de relaxation requis aux molécules pour s'aligner avec le champ électromagnétique de l'onde radar. Cette onde étant sinusoïdale, les molécules d'eau possèdent alors un mouvement de rotation entretenu à la fréquence de l'onde appliquée. La fréquence d'excitation  $f$  est reliée à la vitesse angulaire,  $\omega$ , par l'équation  $\omega = 2\pi f$ . Ainsi, chaque molécule d'eau va réémettre une onde secondaire de même fréquence et de même forme, mais avec une intensité de retour qui dépend de l'atténuation propre aux délais de relaxation diélectrique des molécules d'eau. Cette onde secondaire, qui est réémise, constitue le phénomène de la rétrodiffusion à partir du sol. Elle dépend de la portion d'énergie responsable de l'excitation des molécules d'eau dans le sol et elle est également influencée par la géométrie de la visée de l'onde radar incidente et de la rugosité du sol (Niang, 2001).

La quantité de molécules d'eau polarisées par le champ magnétique de l'onde radar incidente définit la densité superficielle de charge induite par unité de volume, laquelle est numériquement égale à la polarisation diélectrique du milieu. Le degré de polarisation diélectrique dépend de la nature du sol (dimension et distribution des particules) et de l'intensité du champ électrique de l'onde radar. La nature du milieu diélectrique est définie par sa susceptibilité diélectrique  $\eta$ . Plus celle-ci est grande, plus le milieu diélectrique sera polarisé. La susceptibilité diélectrique est reliée à la constante diélectrique par  $\varepsilon = 1 + \eta/\varepsilon_0$  où  $\varepsilon_0$  est la permittivité du vide (Niang, 2001).

La constante diélectrique  $\varepsilon$  s'exprime sous la forme d'un nombre complexe (3.11). La partie réelle ( $\varepsilon'$ ) rend compte de la vitesse de propagation de l'onde dans le sol, tandis que la partie imaginaire ( $\varepsilon''$ ) exprime la perte de l'énergie dans la matière, c'est-à-dire le fait qu'elle dépend de l'absorption du milieu. Ainsi la pénétration dans un sol sec sera forte et la rétrodiffusion faible. A l'opposé, un sol humide va permettre une rétrodiffusion plus forte (Bonn et Rochon, 1992).

$$\varepsilon = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (3.11)$$

$$\text{Avec } j=\sqrt{-1} \quad (3.12)$$

Plus la constante diélectrique est grande, plus l'énergie rétrodiffusée est forte. L'eau, avec une valeur réelle de sa constante diélectrique ( $\epsilon'$ ) de 80 (pour les sols  $3 < \epsilon' < 8$ ), est un très fort réflecteur micro-ondes (ce qui confirme le fait que ce soit un faible émetteur). Ainsi, quand le sol est humide (proche de la saturation) la rétrodiffusion vient principalement de la surface du sol puisque les micro-ondes ne pénètrent pas (Boisvert et *al.*, 1997). La valeur de la constante diélectrique a une grande influence sur le comportement et sur la direction de l'onde émise par le radar. Cependant, lorsqu'une onde radar entre en contact avec une interface de deux milieux ayant des caractéristiques diélectriques différentes, le comportement de l'onde rétrodiffusée sera différent. La figure 3.11 montre la forte relation entre l'humidité du sol et la constante diélectrique pour cinq types de sols. Le même scénario est illustré dans la figure 3.12, mais cette fois-ci on mesure les variations de la constante diélectrique en fonction de l'humidité d'un seul type de sol pour des fréquences différentes.

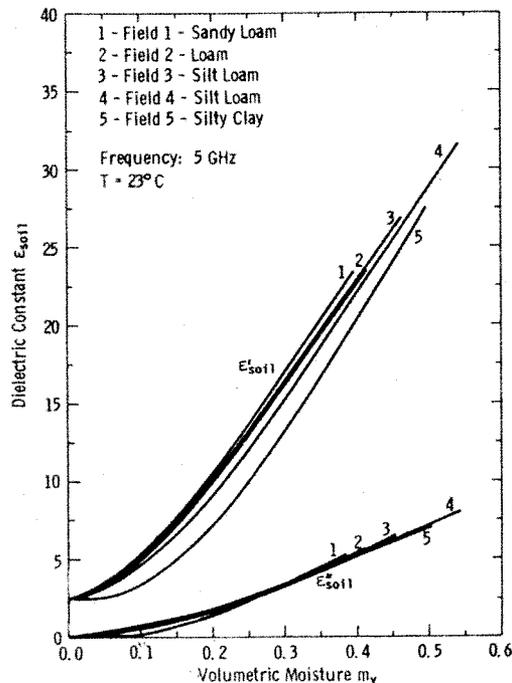


Figure 3.11 : Constante diélectrique mesurée en fonction de l'humidité volumique pour cinq types de sols à la fréquence de 5 GHz (Ulaby et *al.*, 1986).

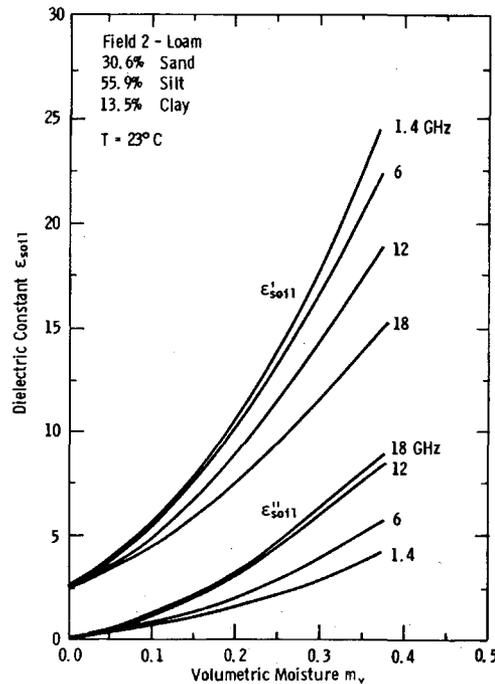


Figure 3.12 : Constante diélectrique mesurée en fonction de l'humidité volumique pour un sol loameux dans quatre fréquences micro-ondes (Ulaby *et al.*, 1986).

### 3.5.5 Rugosité

La rugosité peut être décrite comme la variation moyenne des aspérités de la surface par rapport à une surface plane. Une surface est dite lisse quand l'onde incidente est diffusée à l'opposé du capteur, à savoir que seulement une infime partie de cette dernière retournera vers le radar. Dans ce cas, on assiste à une diffusion dite spéculaire : une surface lisse se traduit par une zone faiblement brillante à l'image, pendant que sur une surface rugueuse l'énergie incidente est dispersée dans toutes les directions, ce qui augmente l'énergie rétrodiffusée vers le radar. De ce fait, une zone rugueuse apparaîtra plus claire sur une image radar.

La rugosité de la surface joue un rôle important dans la quantité d'énergie renvoyée vers le radar (figure 3.13). La sensibilité du radar à la rugosité de surface dépend également de la longueur d'onde. Si la forme de la réflexion (spéculaire ou diffuse) dépend essentiellement de la rugosité de la surface, le concept même de rugosité est relatif à la longueur d'onde. En effet, lorsque la longueur d'onde diminue, la surface du sol tend à être rugueuse. A une longueur d'onde donnée, à

faible angle d'incidence, le signal rétrodiffusé augmente pour les surfaces lisses, car c'est la composante spéculaire qui domine dans le signal, tandis que les effets d'angle d'incidence décroissent lorsque la rugosité augmente (Niang, 2001). A un taux d'humidité constant, Boisvert et al. (1996a) ont constaté que le signal varie avec l'angle d'incidence d'une manière linéaire.

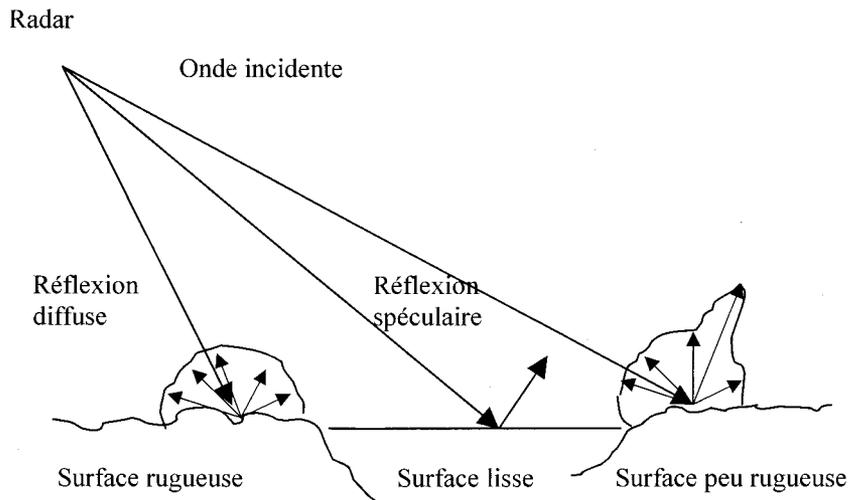
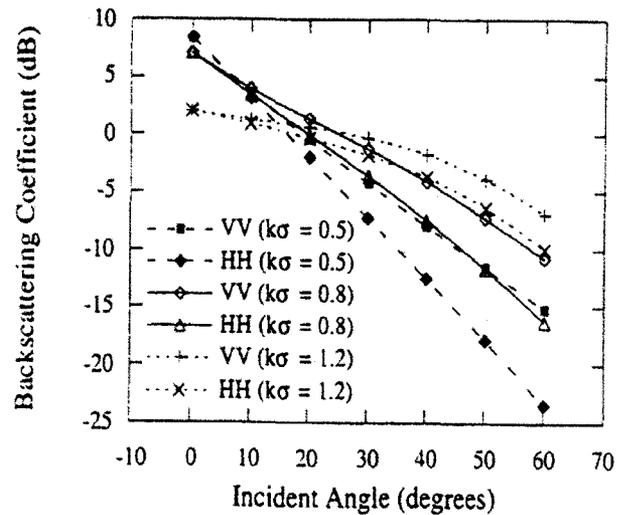


Figure 3.13 : Influence de la rugosité sur la forme de réflexion (adapté de Bonn et Rochon, 1992).

Qualitativement, la sensibilité du radar à la rugosité est bien connue; il reste pourtant à la déterminer quantitativement dans les conditions naturelles (Mattia et Le Taon, 1999). Suivant les conditions de surface et la longueur d'onde de mesure, la variation de la polarisation sur le coefficient de rétrodiffusion se manifeste par plusieurs effets. En général,  $\sigma_{VV}$  est supérieur à  $\sigma_{HH}$  (Magagi, 1995). Au fur et à mesure que la rugosité de surface augmente, l'écart entre les deux signaux acquis en polarisation parallèle diminue (figure 3.14) et le rapport de copolarisation  $\sigma_{HH}/\sigma_{VV}$  tend vers 1. Dans ce cas, le rapport de copolarisation diminue l'effet perturbateur dû à la rugosité de surface. Il est d'autant plus sensible à l'humidité que l'angle d'incidence est élevé (Oh et al., 1992). La rugosité d'une surface est habituellement exprimée par deux paramètres : l'écart type ( $\sigma$ ) de la variation des irrégularités de la surface (hauteur quadratique moyenne : Root Mean Square RMS) et une mesure de la dimension horizontale de la rugosité. La quantité  $k\sigma$  (où :  $k=2\pi/\lambda$ ,  $\lambda$  : la longueur d'onde) utilisée dans la figure 3.14 définit le degré de rugosité pour la surface étudiée. En général une surface peut être considérée lisse si  $k\sigma < 0.2$  et très rugueuse si  $k\sigma > 1.0$  (Ulaby et al., 1982).



**Figure 3.14 : Comportement angulaire du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la rugosité ( $k\sigma$ ) pour un sol nu (Fung, 1994).**

Mais le défi le plus important pour l'étude de l'humidité dans un milieu agricole, en utilisant une seule fréquence et une seule polarisation, est de s'affranchir de l'effet de la rugosité (Sano *et al.*, 1998; Zribi et Dechambre, 2002; Wang *et al.*, 2004). Selon une étude menée par Wang *et al.* (2004), l'effet de la rugosité a été réduit en appliquant une différence de deux images ERS-2 entre une image de la saison humide et une image de la saison sèche. D'après Ulaby *et al.* (1978), un autre moyen pour réduire l'effet de la rugosité est d'utiliser des angles d'incidence faibles, autour de  $10^\circ$ , avec une configuration optimale de la mesure hyperfréquences (bande C (fréquence 5GHz), polarisation HH) Le problème c'est que les seuls satellites opérationnels pour l'instant ont des angles d'incidence au-delà de  $10^\circ$  selon les modes, par exemple  $19^\circ$  pour ERS-2,  $35^\circ$  pour JERS-1, de  $15^\circ$  à  $60^\circ$  pour RADARSAT-1 et de  $20^\circ$  à  $50^\circ$  pour ENVISAT.

Le facteur « rugosité de surface » influence fortement la rétrodiffusion radar. Dans le cas où on travaille sur la même zone, les conditions de rugosité pour le même site pour des dates différentes peuvent être considérées constantes (Bernier, 1991). Rignot et Van Zyl (1993) ont utilisé un rapport d'images pour pouvoir discriminer le gel de sol. Ils ont observé une baisse du signal de 3dB, ce qui correspondait à une baisse de la constante diélectrique du sol observé. Dans une étude

similaire, Villasenor et *al.* (1993) ont stipulé que la végétation et la texture du sol influençaient le gel du sol et contribuaient à modifier le signal radar.

### 3.5.6 Couvert végétal

Dans le cas d'un couvert végétal, le signal rétrodiffusé par le sol est fortement atténué par rapport à celui rétrodiffusé par la végétation (Le Hégarat-Masclé et *al.*, 2001). Dans certain cas (culture de blé, profil vertical des tiges), la réduction de  $\sigma_{VV}^{\circ}$  par le couvert est beaucoup plus importante que celle de  $\sigma_{HH}^{\circ}$  (Ulaby et Wilson, 1985). Le rapport  $\sigma_{HH}^{\circ}/\sigma_{VV}^{\circ}$  croît donc avec la couverture végétale tout en restant indépendant de l'humidité, en raison de la faible contribution du sol (Ulaby et *al.*, 1986).

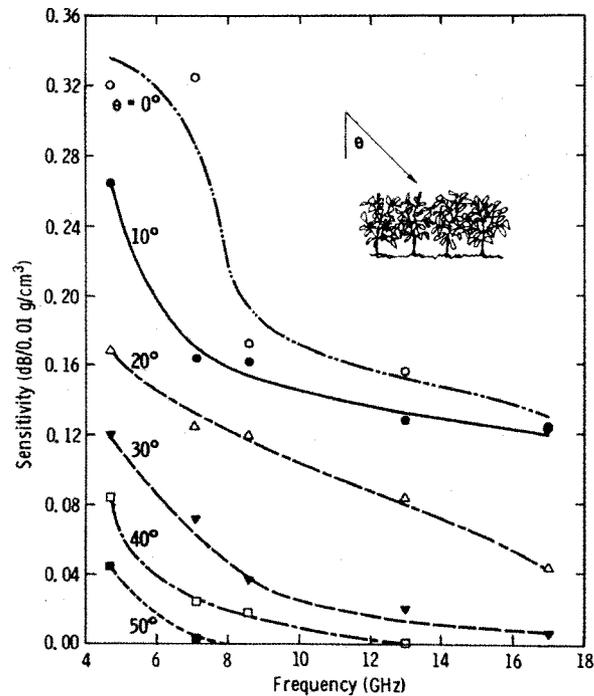


Figure 3.15 : Sensibilité du signal radar à l'humidité d'un sol couvert de végétation en fonction de la fréquence et de l'angle d'incidence (Ulaby et *al.*, 1986).

A la figure 3.15, on note une baisse de la sensibilité radar à l'humidité du sol avec l'augmentation de la fréquence (le maximum étant autour de 5.6 GHz). Il est à remarquer aussi, qu'avec l'augmentation de l'angle d'incidence, la sensibilité baisse.

L'effet de la végétation sur la sensibilité des micro-ondes actives à l'humidité du sol dépend considérablement de l'angle d'incidence, de la fréquence et de la polarisation. Ces facteurs sont illustrés à la figure 3.16. Nous pouvons remarquer dans le premier graphique (figure 3.16(a)) que l'atténuation du signal pour la polarisation horizontale est relativement faible par rapport à la polarisation verticale, où le signal est atténué à un degré beaucoup plus grand, en raison de son interaction avec la structure verticale de la végétation (Engman et Chauhan, 1995). Cela se traduit par une faible pénétration du signal dans le couvert. L'effet de la fréquence sur la profondeur de pénétration peut être élucidé dans le deuxième graphique (figure 3.16b). La profondeur de pénétration dans le sol augmente avec une diminution de la fréquence ou une augmentation de la longueur d'onde (Engman et Chauhan, 1995).

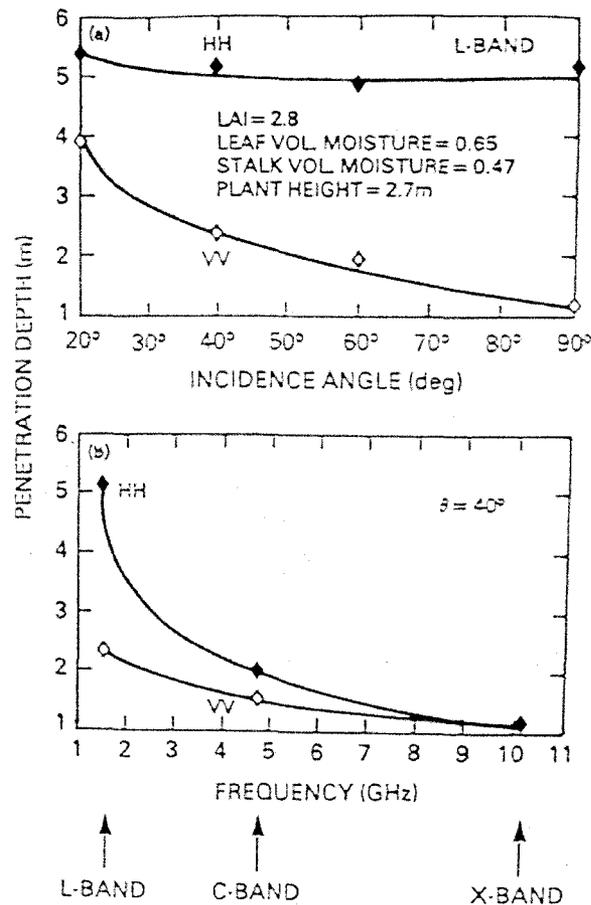


Figure 3.16 : Une illustration de la profondeur de la pénétration du signal radar au niveau d'un couvert de maïs, a) en fonction de l'angle d'incidence pour les polarisations HH et VV en bande L, et b) en fonction de la fréquence pour un angle d'incidence de 40° (Engman et Chauhan, 1995).

Concernant la diffusion d'un couvert végétal, l'interface air-végétation n'étant pas significative, la rétrodiffusion reçue combine la diffusion de volume à l'intérieur de la voûte et la diffusion de surface par le sol. D'après des études menées par Dobson et *al.*, (1995), la rétrodiffusion radar d'une couverture végétale peut être exprimée de deux façons selon la présence (équation 3.13) ou l'absence des troncs d'arbres (équation 3.14)

$$\sigma_{t-w}^0 = \sigma_c^0 + T_c^2 \cdot T_t^2 (\sigma_m^0 + \sigma_t^0 \cdot \sigma_s^0 + \sigma_d^0) \quad (3.13)$$

$$\sigma_{t-h}^0 = \sigma_c^0 + T_c^2 (\sigma_m^0 + \sigma_s^0) \quad (3.14)$$

Où :

$\sigma_{t-w}^0$  : Le coefficient de rétrodiffusion totale d'une végétation arborée

$\sigma_{t-h}^0$  : Le coefficient de rétrodiffusion totale d'une végétation arbustive ou herbacée (non arborée)

$\sigma_c^0$  : Le coefficient de rétrodiffusion des petites branches et du feuillage

$\sigma_m^0$  : Le coefficient de rétrodiffusion multiple entre le sol et le feuillage

$\sigma_t^0$  : Le coefficient de rétrodiffusion direct des troncs

$\sigma_s^0$  : Le coefficient de rétrodiffusion direct du sol

$\sigma_d^0$  : Le coefficient de rétrodiffusion dû à l'interaction entre le sol et les troncs d'arbres

$T_c$  : Le coefficient de rétrodiffusion des micro-ondes à travers le feuillage

$T_t$  : Le coefficient de rétrodiffusion des micro-ondes à travers les troncs d'arbres

Les valeurs de la rétrodiffusion et les coefficients de transmission utilisés sont directement proportionnelles à la constante diélectrique de la végétation et du sol. Leurs valeurs varient aussi en fonction du type de végétation, de la longueur d'onde et de la polarisation du signal incident

(Kasischke et Bourgeau-Chavez, 1997). Les coefficients de transmission  $T_i$  et  $T_c$  atténuent le signal dans les deux sens (émission et rétrodiffusion) c'est ce qui explique la mise de leurs valeurs au carré. La valeur de ce coefficient dépend de l'angle d'incidence ( $\theta$ ) et de l'épaisseur optique du milieu atténuant ( $\tau$ ). Elle est calculée par l'équation

$$T^2(\theta) = \exp\left(\frac{-2\tau}{\cos(\theta)}\right) \quad (3.15)$$

Cependant, pour des angles d'incidence plus grands que  $45^\circ$  la diffusion provient essentiellement de la voûte du feuillage. Toutefois, si la teneur en eau des plantes reste faible comme à la fin de la saison végétative, la contribution du sol devient relativement importante. En effet, les propriétés de diffusion et d'absorption de la végétation dépendent de sa teneur en eau volumique (Bernier, 1991).

### 3.6 Suivi du gel de sol par RSO

Comme on l'a vu, la mesure du signal de rétrodiffusion dépend de plusieurs paramètres comme la rugosité de la surface, la présence de végétation et le contenu en eau du sol (Dawson et *al.*, 1997). Il est difficile d'isoler la contribution spécifique de chacun de ces facteurs (Dawson et *al.*, 1997). D'autre part, la relation entre l'humidité du sol et le coefficient de rétrodiffusion mesuré est non linéaire quand d'autres facteurs interviennent (Ulaby et *al.*, 1986). On observe une meilleure corrélation entre le taux d'humidité du sol et le coefficient de rétrodiffusion radar lorsque le signal est corrigé à l'aide de modèles d'inversion qui tiennent compte de la rugosité de la surface (Lehrsch et *al.*, 1988 ; Boisvert et *al.*, 1996a ; Escadafal et *al.*, 1996 ; Hajnsek et *al.*, 2003). Pour les sols nus, la corrélation est meilleure, en raison d'une moins grande rugosité de la surface et de l'absence de couvert de végétation (Shi et Dozier, 1997). La rugosité peut affecter le coefficient de rétrodiffusion et masquer ainsi la contribution de la constante diélectrique (Boisvert et *al.*, 1996a). A des angles d'incidence supérieurs à  $15^\circ$ , l'intensité du signal rétrodiffusé est proportionnelle à la rugosité de la surface. Celui-ci se comporte alors d'une manière lambertienne, c'est-à-dire que le signal est diffusé dans toutes les directions. Par contre, à de plus faibles angles d'incidence, le signal de retour est plutôt spéculaire et il est d'autant plus intense que la surface est lisse (figure 3.5). Xu et *al.* (1998) ont étudié le potentiel de RADARSAT-1 pour le suivi de l'humidité au niveau d'un sol organique. Ces auteurs ont obtenu une relation

linéaire entre le signal radar et la constante diélectrique du sol (laquelle varie avec l'humidité du sol) avec un angle d'incidence de 25°. Ils ont montré aussi que l'effet de la rugosité du sol est très grand lorsque celui-ci est très humide. Une étude qui visait à évaluer l'effet de l'angle d'incidence sur l'estimation de l'humidité du sol a montré qu'en bande C, une augmentation de 1° de l'angle d'incidence faisait baisser le signal radar de 0.25 dB, ce qui correspondait à une différence de 2% au niveau de l'humidité du sol (Boisvert et *al.*, 1996b). D'autres facteurs, comme la texture du sol, la profondeur de pénétration de l'onde radar et des facteurs environnementaux (précipitation, gel) ont été étudiés (Pultz et *al.*, 1997). Il a été démontré que l'effet de la texture sur l'estimation de l'humidité du sol par la rétrodiffusion radar était relativement négligeable et que la rugosité peut être aussi ignorée si les mesures de l'humidité du sol étaient exécutées pendant une période de temps relativement courte pour un site donné. En effet, comme le signal radar est sensible à l'humidité du sol (constante diélectrique du sol), qui peut varier significativement spatialement et temporellement, il est très important que les mesures prises sur le terrain soient effectuées à des intervalles de temps les plus courts et les plus près possible de la période d'acquisition de l'image et pour un plus grand nombre de sites possible. Un autre facteur qui peut affecter le signal radar venant du sol est le couvert végétal. En effet, en présence d'un couvert végétal, la partie contributive du sol peut être atténuée, le coefficient de rétrodiffusion du sol étant la somme des coefficients de rétrodiffusion du sol et du couvert végétal (Ulaby et *al.*, 1982). Dans ce cas l'équation du coefficient de rétrodiffusion du sol s'écrit comme suit :

$$\sigma_s^\circ(\theta) = C(\theta) \exp(Dm_s) / L^2(\theta) - B_2 m_v \cos \theta (1 - 1/L^2(\theta)) \quad (3.16)$$

où :

$C(\theta)$  représente l'influence de la rugosité de la surface du sol sur  $\sigma_s^\circ$ .

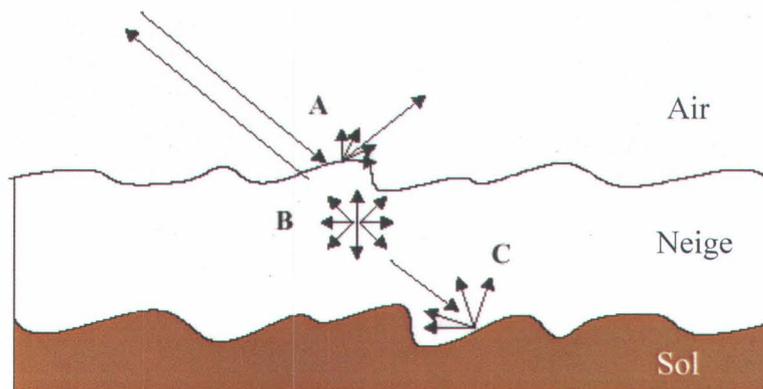
$D$  est une constante représentant la sensibilité de  $\sigma_s^\circ$  à la teneur en eau ( $m_s$ ).

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

$L^2(\theta)$  tient compte de la perte d'énergie causée par la propagation des ondes dans la végétation, dans les deux directions.  $L^2(\theta)$  grandit avec l'augmentation de l'angle d'incidence, et aussi avec

l'augmentation de l'humidité volumique  $m_v$ . Par contre, elle avoisine l'unité quand la fréquence radar est de 5 ou 10 GHz, ainsi que la teneur en eau du milieu demeure faible comme c'est le cas pendant l'hiver (Bernier, 1991). Ainsi, seule la partie contributive du sol est enregistrée par le capteur radar. D'ailleurs, des études menées par Ulaby et *al.* (1986) et Karam et *al.*, (1992) ont montré que les résidus des cultures n'affectent pas forcément le signal radar. Leur influence est infinitésimale sur le signal radar s'ils ne dépassent pas 8cm de haut et 0,02 kg/m<sup>2</sup> de biomasse humide (Wegmüller, 1990). Ainsi, pendant l'hiver, la végétation des champs de maïs et de foin étant généralement constituée de paille sèche, celle-ci ne devrait pas affecter le signal radar venant du sol. La rétrodiffusion du couvert végétal ou de l'absence du couvert végétal des parcelles agricoles (pâturages, champs de foin, champs de maïs coupés, labours à nu) peut donc être négligée en hiver.

Pendant l'hiver, la diffusion d'un sol couvert de neige est un processus compliqué (figure 3.17). En fait, le couvert de neige joue un rôle non négligeable sur la rétrodiffusion du signal radar. Sa contribution se produit à trois niveaux : lorsque le rayon incident du radar atteint une surface de neige sèche, il est diffusé à l'interface air/neige, à l'intérieur du couvert de neige et à l'interface neige/sol (Bernier, 1991). Il est donc important de connaître la contribution de chacune de ces composantes.



**Figure 3.17 : Mécanismes de diffusion d'une surface couverte de neige : A) rétrodiffusion de l'interface aire/neige, B) rétrodiffusion du couvert de neige et C) rétrodiffusion de l'interface neige/sol (Koskinen, 2001).**

L'interaction de l'onde incidente sur un terrain hétérogène implique une interaction surface/volume. La diffusion de volume dépend de la pénétration de l'onde électromagnétique dans le milieu diffusant. Il est donc possible de déterminer la profondeur de pénétration en fonction de l'opacité ou l'extinction du milieu. Les modèles de rétrodiffusion d'un couvert de neige tiennent compte de la diffusion de volume de la neige et de la diffusion à l'interface neige/sol (Ulaby et *al.*, 1982). Parce que la disparité diélectrique à la frontière air/neige est petite pour la neige sèche, le coefficient de réflexion est aussi moindre, ce qui signifie que l'apport de la rétrodiffusion à l'interface air/neige peut être négligé (Ulaby et *al.*, 1986). En effet, en bande C la neige sèche est transparente (Mätzler et *al.*, 1982). Si l'effet du couvert de neige sur la rétrodiffusion radar est négligeable lorsque la neige est sèche, il a plutôt une influence significative quand la neige est humide. La permittivité relative (ou constante diélectrique) de la neige sèche avec une densité typique de  $0,25 \text{ g cm}^{-3}$  est autour de 1.5 GHz, comparée à 2.6 à 6 GHz pour une neige contenant 10 % d'eau liquide (Ulaby et *al.*, 1986). En conséquence, dans les modèles de rétrodiffusion pour la neige humide, la surface du couvert de neige est considérée comme une surface rugueuse, alors qu'elle est considérée lisse dans le cas de la neige sèche. De ce fait, lors du traitement des images RSO, le couvert de neige sèche ne devrait pas influencer outre mesure le signal radar en provenance du sol, puisque, en bande C, la neige sèche est transparente (Ulaby et *al.*, 1986).

Pendant la saison froide, qui, au Québec s'étend du mois d'octobre jusqu'à la fin avril, et si les conditions du couvert de neige discutées précédemment sont respectées, la diffusion à l'interface neige/sol peut être réduite aux diffusions du sol (diffusion de la surface du sol et diffusion de volume du sol). Il a été établi que, à cause de la faible profondeur de pénétration de l'onde radar dans un sol humide, la contribution de la diffusion de volume est dérisoire en comparaison avec la diffusion de surface à l'interface air/sol. Ulaby et *al.* (1982) ont démontré que, pour des fréquences de 4 et 10 GHz, la profondeur de pénétration du signal radar était  $\leq 5 \text{ cm}$  pour des valeurs de l'humidité volumique du sol ( $m_v$ ) de  $0.05 \text{ g cm}^{-3}$ . Ceci laisse supposer que la diffusion de volume peut être ignorée en faveur de la diffusion de surface pour les humidités supérieures à  $0.05 \text{ g cm}^{-3}$  et pour des fréquences plus grandes que 4 GHz.

La partie contributive de diffusion du sol a été étudiée en établissant un lien entre le coefficient de rétrodiffusion d'un couvert de neige et sa résistance thermique (Bernier, 1991). Il a été démontré

que la rétrodiffusion diminuait en fonction de l'abaissement de la température du sol sous-jacent sous le point de congélation (Bernier et Fortin, 1998).

Le gel se produit quand la température du sol atteint ou descend en dessous de 0°C. Pour qu'un sol gèle, il lui faut passer sous un seuil, le plus souvent égal à 0°C (Konrad et Morgenstern, 1980). Selon le rapport publié par le Conseil de l'association internationale de pergélisol (IPA) (Permafrost Subcommittee, 1988), les indices de gel et de dégel sont définis par le nombre cumulatif de degrés-jours en dessous et au-dessus de 0°C, pendant une période de temps donnée.

Dans l'état d'Alaska, Kimball *et al.* (2001) ont mesuré une baisse du coefficient de rétrodiffusion de 1,6 à 4,9 dB. Ces baisses ont été associées à des conditions de gel puisque la température de l'air enregistrée était au-dessous de 0°C.

Toujours en Alaska, dans une autre expérience qui visait à suivre le comportement des ondes radar dans une couche gelée du sol, Hinkel *et al.* (2001) ont observé que le fort contraste de la constante diélectrique entre une couche de sol gelée et une couche de sol non gelée affecte dans une grande mesure le signal radar incident. Une baisse de 3 à 6 dB du coefficient de rétrodiffusion en bande C sur sols nus a aussi été observée au cours du gel/dégel diurne avec une polarisation verticale et un angle d'incidence de 23° (Wegmüller *et al.*, 1989). Cependant, l'influence du gel et du dégel sur le coefficient de rétrodiffusion se reflète surtout au niveau des propriétés diélectriques de la surface observée lesquelles sont dépendantes de l'humidité du sol (Boisvert *et al.*, 1997). Les baisses des coefficients de rétrodiffusion enregistrées par le capteur correspondent aux baisses des constantes diélectriques dans le sol gelé (Wegmüller, 1990 ; Rignot *et al.*, 1994).

### **3.7 Principaux systèmes RSO**

C'est dans les années soixante-dix que la télédétection spatiale dans le domaine des hyperfréquences a vu le jour. Le lancement du satellite américain SEASAT (1978) a orienté l'intérêt scientifique vers une nouvelle technologie d'observation de la terre. Equipé d'un Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO), SEASAT fournissait les premières données permettant la cartographie des limites des calottes polaires. Les séries de données qu'a fournies SEASAT étaient prometteuses, malgré la courte durée de son exploitation. Au début des années quatre-vingt-dix, on assiste aux lancements de nouvelles générations de satellites équipés d'une antenne

RSO. Les tableaux 3.1, 3.2 et 3.3 montrent les caractéristiques des principaux capteurs RSO, qu'ils soient aéroportés ou spatioportés.

**Tableau 3.1 : Quelques systèmes RSO aéroportés (Polidori, 1997).**

<b>opérateur</b>	<b>porteur, capteur</b>	<b>bande</b>	<b>observations</b>
Aero Service (France)	Caravelle	X	corrélation optique
ERIM (U.S.)	P-3	X, C, L	polarimétrique
INTERA (Canada)	Conquest, STAR	X	traitement SAR temps réel
NASA-JPL (U.S.)	DC-8, AIRSAR	C, L, P	polarimétrique
CCT (Canada)	Convair 580	X, C	polarimétrique
TNO (Pays-Bas)	PHARUS	C	polarimétrique
Dornier (Allemagne)	DO-SAR	Ka, X, C	interférométrique
DLR (Allemagne)	E-SAR	X, C, L	interférométrique

**Tableau 3.2 : Principaux systèmes RSO spatiaux (Polidori, 1997).**

<b>satellite</b>	<b>date de lancement</b>	<b>bande</b>	<b>observations</b>
SEASAT (U.S.)	1978	L	corrélation optique/numérique
SIR-A (U.S.)	1981	L	corrélation optique
SIR-B (U.S.)	1984	L	multi-incidence
ALMAZ (Russie)	1987	S	
ERS-1 (U.E.)	1991	C	
JERS-A (Japon)	1992	L	combiné capteur optique
SIR-C (U.S.)	1994	C,L	polarimétrique, multi-incidence,
ERS-2 (U.E.)	1995	C	identique à ERS-1
RADARSAT-1 (Canada)	1995	C	multi-incidence, multi-résolution
A-SAR (U.E.)	2002	C	ASAR polarimétrique, embarqué sur la plateforme ENVISAT, multi-incidence, multi-résolution

### 3.7.1 Les systèmes RSO satellitaires existants

Le progrès accompli dans le traitement des images RSO est en grande partie dû à l'avènement des radars satellitaires civiles ERS-1 et RADARSAT-1 qui ont permis de tester les nombreuses possibilités d'utilisation de l'imagerie radar et de ses applications en proposant des résolutions, des fréquences ou des polarisations diverses. Le tableau 3.3 donne les caractéristiques essentielles des principaux satellites dotés de systèmes RSO. Dans ce qui suit, nous décrirons plus en détail les caractéristiques des trois capteurs qui sont la source de nos données RSO, lesquels seront analysés dans les prochains chapitres de la thèse.

**Tableau 3.3 : Les caractéristiques principales des systèmes RSO satellitaires commerciaux (adapté de Maitre, 2001 ; ASE, 2005).**

	<b>SEASAT</b>	<b>Almaz</b>	<b>ERS-1&amp;2</b>	<b>JERS-1</b>	<b>RADARSAT-1</b>	<b>ENVISAT</b>	<b>RADARSAT-2</b>
<b>Bande</b>	L	S	C	L	C	C	C
<b>Polarisation</b>	HH	HH	VV	HH	HH	HH, VV, HV ou VH	HH, VV, HV et VH
<b>Fréquence</b>	1,275 GHz	3,125 GHz	5,3 GHz	1,275 GHz	5,3 GHz	5.3 GHz	5.3 GHz
<b>Longueur d'onde (<math>\lambda</math>)</b>	23,5 cm	9,6 cm	5,66 cm	23,53 cm	5,66 cm	5.66 cm	5.66 cm
<b>Dimension de l'antenne</b>	10,74m x 2,16m	15m x 1,5(x2)	10m x 1m	12m x 2,5 m	15m x 1,5 m	10m x 1.3m	15m x 1.5m
<b>Angle (incidence)</b>	19° à 26°	32° à 65°	23°	35°	20 à 49°	20 à 50°	10 à 60°
<b>Fauchée</b>	100 km	40 à 280 km	100 km	75 km	100 à 400 km	20 à 400 km	10 à 500 km
<b>Vues (Nlook)</b>	4	> 4	3	3	4		4
<b>Résolution</b>	25m	15 à 280 km	20 m	18 m	10 à 100 m	30 à 100 m	3 à 100 m
<b>Altitude</b>	800 km	280 à 380 km	782 km	568 km	797,9 km	799.8 km	798 km
<b>Période</b>	101 mn	92 mn	100 mn	96 mn	100,7 mn	100 mn	100.7 mn
<b>Orbites par jour</b>	14		14 + 11/35	15	14+7/24	14 + 11/35	14
<b>Inclinaison</b>	108°	72,7°	98,542°	97,6°	98,594°	98.55°	98.6°
<b>Héliosynchrone</b>	non	non	oui	oui	oui	oui	oui
<b>Passage ascendant</b>	***	***	22h30	22h45	18h00	22h00	18h00
<b>Passage descendant</b>	***	***	10h30	10h45	6h00	10h00	6h00
<b>Cycle</b>	17,3 jours	1-4 jours	35 jours	44 jours	24 jours	35 jours	24 jours
<b>Poids (tonne)</b>	2,29	18,5	2,4	1,4	2,75	8.2	2.2
<b>Lancement</b>	28/06/1978	31/03/1991	17/07/1991(1) 20/04/1995(2)	11/02/1992	4/11/1995	28/02/2002	2006
<b>Fin des émissions</b>	10/10/1978	21/10/1992	10/03/2000	11/10/1998			

### 3.7.2 RADARSAT-1

RADARSAT-1 est un satellite perfectionné d'observation de la Terre, conçu par l'Agence Spatiale Canadienne (ASC) pour surveiller les changements environnementaux et plus particulièrement le mouvement des banquises de glace et des icebergs. Opérationnel depuis avril 1996, le satellite est équipé d'un puissant système RSO qui permet d'observer la surface de la terre dans toutes conditions météorologiques. RADARSAT-1 permet d'importants progrès, aussi bien en radargrammétrie qu'en analyse multi-incidence, grâce à son angle de visée programmable qui faisait d'ailleurs son originalité (figure 3.18) (voir le tableau 3.3 pour les caractéristiques de RADARSAT-1).

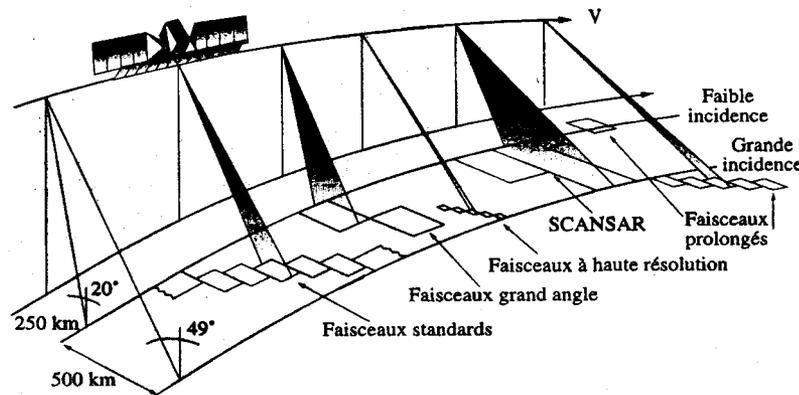


Figure 3.18 : Modes d'acquisition du satellite RADARSAT-1 (Maître, 2001).

Grâce aux caractéristiques exclusives de RADARSAT-1, un large choix de modes d'acquisition des images est disponible pour tirer le maximum d'informations d'une image pour une application donnée. Afin de cartographier le gel des parcelles agricoles ou pour une bonne précision spatiale, le mode fin de RADARSAT constitue un avantage intéressant. En effet, sa haute résolution spatiale (8m) permet une cartographie du gel du sol à l'échelle parcellaire (Gauthier, 1997). Toutefois, le nombre de vues unique de ce mode (1 vue) crée beaucoup de chatoiement qui se manifeste sur les images radar comme une texture poivre et sel.

### 3.7.3 RADARSAT-2

La dernière décennie a vu le développement d'une nouvelle génération de radars multipolarisations et polarimétriques aéroportés et satellitaires comme ENVISAT/ASAR (ASE, 2005), ALOS/PALSAR (NASDA, 2005), RADARSAT-2 (ASC, 2005).

Faisant suite au succès qu'a connu RADARSAT-1, l'Agence Spatiale Canadienne (ASC) et MacDonal Dettwiler (MDA) s'appêtent à lancer RADARSAT-2 vers la fin de l'année 2006. RADARSAT-2 est un satellite d'observation de la terre beaucoup plus performant que son prédécesseur RADARSAT-1. Des faisceaux supplémentaires avec de nouvelles résolutions seront fournis grâce au pouvoir pivotant du système, qui permet d'acquérir des images à gauche ou à droite du satellite (figure 3.19). La flexibilité de ce capteur en fera un outil puissant de cartographie (van der Sanden, 2004). Cependant, la caractéristique la plus importante de RADARSAT-2 est sa capacité d'enregistrer l'information pour diverses polarisations (HH, VH, HV et VV).

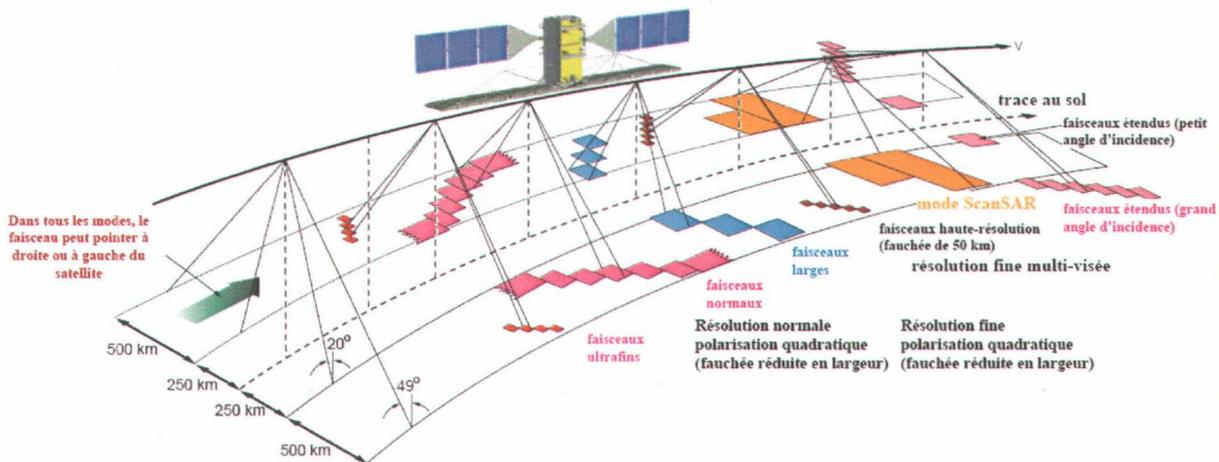


Figure 3.19 : Modes d'imagerie RADARSAT-2 (ASC, 2005)

L'ajout de données polarimétriques (en mode fin et standard) constitue un atout majeur dans la conception de RADARSAT-2. En effet, avec RADARSAT-1, une seule polarisation (HH) est disponible. Ceci se traduit par la mesure d'un seul paramètre (amplitude) dans le signal de retour, car la phase n'est pas enregistrée. Ainsi, la séparation de deux cibles similaires ou qui présentent

des caractéristiques diffusantes semblables est difficile. Avec RADARSAT-2, le signal est envoyé et enregistré dans la matrice de diffusion [S] pour les deux polarisations : horizontale et verticale. Chaque élément de la matrice de diffusion possède une sensibilité particulière à diverses caractéristiques ou propriétés de surface, ce qui améliore la discrimination entre les surfaces. En plus de mesurer l'amplitude du signal pour chaque polarisation, RADARSAT-2 conserve l'information de phase de l'onde rétrodiffusée, qui pourra être utilisée pour générer les signatures polarimétriques des éléments de surface. Les données polarimétriques sont importantes dans les études des mécanismes de diffusion et pour résoudre les ambivalences au sujet des surfaces observées (van der Sanden et Thomas, 2004).

Le satellite fournira tous les modes d'acquisition de RADARSAT-1, assurant ainsi la continuité de données à ses utilisateurs. De plus, de nouveaux modes seront en mesure de générer des images à très haute résolution (jusqu'à 3m en mode Ultra-Fin, mono-vue). Le Tableau 3.4 liste les innovations et les avantages de RADARSAT-2.

**Tableau 3.4 : Innovations et avantages de RADARSAT-2 (ASC, 2005).**

	<b>RADARSAT-1</b>	<b>INNOVATIONS RADARSAT-2</b>	<b>AVANTAGES</b>
<b>Résolution spatiale</b>	10 à 100 mètres	3 à 100 mètres	• Amélioration de la détection et de l'identification d'objets grâce aux faisceaux Ultra-fins
<b>Polarisation</b>	HH	HH, HV, VV et VH	• Meilleure discrimination de plusieurs types de surfaces et meilleure capacité de cartographie
<b>Direction de visée</b>	Visée à droite Visée à gauche pour les missions de l'Antarctique	Visées à gauche et à droite de routine	• Passages plus fréquents • Cartographie de l'Antarctique facilitée
<b>Appareils d'enregistrement à bord</b>	Enregistreurs analogiques	Enregistreurs transistorisés	• Fiabilité améliorée • Lecture et écriture simultanées • Permet un accès aléatoire à l'imagerie
<b>Système de positionnement global</b>	Aucun	Récepteurs GPS à bord	• Information sur la position de $\pm 60$ mètres en temps réel
<b>Pilotage en lacet</b>	Aucun	Pilotage en lacet pour la variation Doppler nulle au centre du faisceau	• Facilite le traitement d'images

Les améliorations apportées à RADARSAT-2 ne se limitent pas uniquement aux modes d'acquisition, mais aussi au contrôle orbital. L'ajout de récepteurs GPS à bord du satellite permettra d'obtenir une mesure plus précise de la localisation et de la vitesse du capteur. Ceci permettra une meilleure analyse de l'orbite et facilitera la correction géométrique des images. Le

satellite RADARSAT-2 sera positionné sur une orbite identique à celle de RADARSAT-1, à la différence d'un décalage dans le temps. RADARSAT-2 évoluera donc sur une orbite héliosynchrone à une altitude de 798 km (figure 3.20).

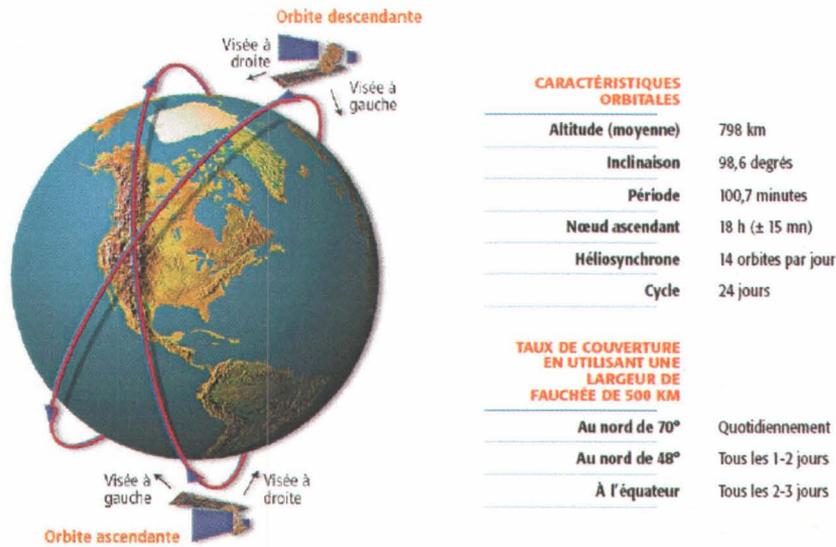


Figure 3.20 : Caractéristiques de l'orbite de RADARSAT-2 (ASC, 2005)

### 3.7.4 ENVISAT

D'après l'Agence Spatiale Européenne (ASE), ENVISAT, lancé au mois de février 2002, est l'outil le plus puissant jamais réalisé pour observer la Terre et surveiller les aspects critiques relatifs à l'environnement (ASE, 2005). Il est équipé de 10 instruments qui peuvent observer simultanément les terres émergées, les océans, l'atmosphère, ainsi que les glaces et la couverture neigeuse. Le radar "ASAR" (Advanced Synthetic Aperture Radar) est l'un des instruments qu'il embarque. C'est un radar spatial en bande C (fréquence d'environ 5.35 GHz), de technologie plus avancée par rapport aux radars des satellites européens de la génération précédente (ERS-1, ERS-2) et de RADARSAT-1. Il permet en particulier, une utilisation de nombreuses configurations d'angle d'incidence, de résolution spatiale, de fauchée et de polarisation. L'ASAR est le premier radar spatial pouvant transmettre et recevoir les signaux dans les deux polarisations : horizontale (H) et verticale (V). En effet, le RSO de la série de satellites ERS a fonctionné en polarisation verticale, pendant que le satellite RADARSAT-1 fonctionne en polarisation horizontale

seulement. Comme la rétrodiffusion des surfaces dépend de la polarisation de l'onde incidente, l'utilisation de plus d'une polarisation nous donne plus d'information sur les propriétés de ces surfaces. De plus, un second canal enregistre la polarisation croisée, c'est-à-dire que la portion du signal transmis est reçue dans l'autre polarisation. Ainsi, si le signal est transmis en polarisation verticale, le second canal enregistre la portion du signal reçu en polarisation horizontale, soit la combinaison VH. On peut ainsi obtenir simultanément les combinaisons VV et VH. Inversement, les combinaisons HH et HV, HH et VV peuvent aussi être enregistrées. Une application de la polarisation croisée est d'accentuer la discrimination entre les sols sous couvert végétal (diffusion multiple) et les sols nus (diffusion spéculaire). Des images ENVISAT ont été acquises pendant la saison hivernale 2003-2004 (polarisation HH et VV) et 2004-2005 (polarisation HH et VH) pour notre site d'étude.

Une étude basée sur les données ASAR d'ENVISAT (Zribi *et al.*, 2005) a montré de bonnes corrélations entre les paramètres de la surface du sol (rugosité, humidité) et les mesures radar. Holah *et al.*, (2005) ont trouvé que pour les polarisations HH et HV, la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion pour la rugosité de surface augmente avec l'angle d'incidence. Cependant, quand le sol devient très humide (supérieur à 35 %), le coefficient de rétrodiffusion devient indépendant de la rugosité de surface. La cartographie de l'humidité du sol en utilisant les données ASAR est optimale avec des angles d'incidence faible et moyenne (20-25° et 34-37°) avec une moindre influence de la rugosité de la surface du sol. La même étude a permis aussi d'observer une relation linéaire entre le rapport HH/HV et l'humidité du sol. Ainsi, avec le lancement du capteur ASAR d'ENVISAT, une nouvelle source de données est devenue disponible pour le suivi et la cartographie de l'état de la surface du sol.

### **3.7.5 Convair-580**

Le Convair-580 constitue une plate-forme polyvalente complètement dédiée à la télédétection, et équipée d'un système RSO en bande C et X (Tableau 3.5). Mis au point par le Centre Canadien de Télédétection en 1987, le capteur RSO peut produire des images à très haute résolution (6 m par 6 m) en mode nadir et en mode couloir étroit pour une surface imagée de 22 km et 18 km respectivement, alors qu'en mode couloir large, on peut obtenir des résolutions de 20 m sur 10 m pour une surface balayée de 63 km (CCT, 2005c). Ce système a permis d'affiner les spécifications de RADARSAT-1. En préparation du lancement du futur satellite canadien

RADARSAT-2, des modalités polarimétriques complètes ont été ajoutées à la bande C en 1988. La figure 3.21 montre la géométrie optimale du RSO pour une fauchée proximale. Cette fauchée (10 km) serait normalement sélectionnée pour les applications polarimétriques en bande-C au-dessus des terres agricoles (humidité, gel du sol, occupation du sol).

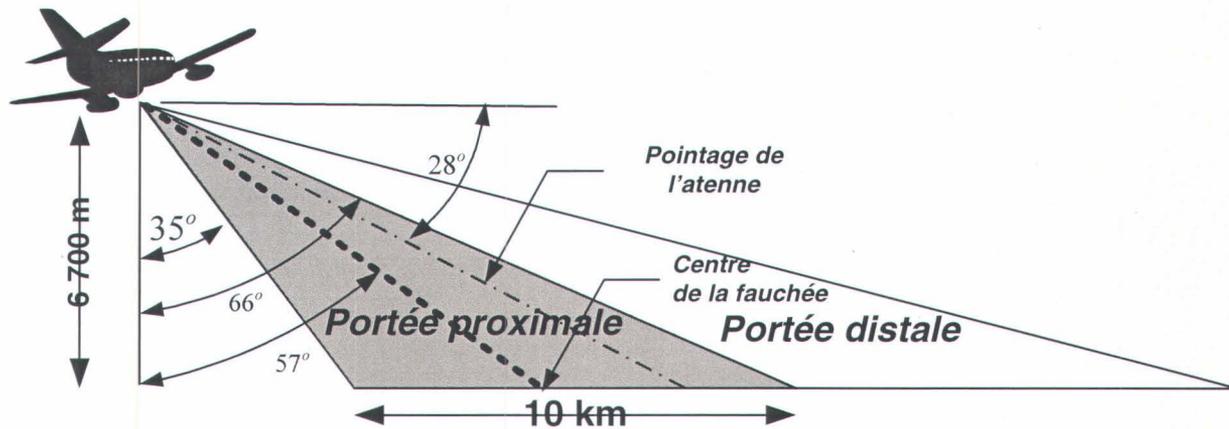


Figure 3.21 : Les différents modes d'acquisition du Convair-580 (CCT, 2005c).

La bande C du Convair-580 peut être utilisée comme un radar polarimétrique. En effet, le capteur RSO peut acquérir simultanément jusqu'à quatre polarisations. Les images peuvent être obtenues avec trois différentes géométries de visée (les modes Nadir, Étroit et Large) avec une large gamme d'angles d'incidence (de 5 à 85 degrés).

Tableau 3.5 : Spécifications techniques du RSO du Convair-580.

	Bande C	Bande X
Fréquence	5,30 GHz	9,25 GHz
Longueur d'onde	5,66 cm	3,24 cm
Polarisation	horizontale ou verticale ou polarimétrique	horizontale ou verticale

Depuis la mise en fonction du RSO en mode quad-polar, des données destinées à une gamme étendue d'applications, que ce soit en agriculture (McNairn et al., 1996), en géologie (Cu et al., 1995), en foresterie (Beaudoin et al. 1997), ou à la détection des navires (Touzi et al., 2004), etc.

ont été recueillies par le Convair-580. Les résultats obtenus nous permettent d'anticiper une forte demande des produits de RADARSAT-2.

### **3.8 Conclusion**

Les différents capteurs RSO présentés dans ce chapitre fournissent une information supplémentaire pour mieux caractériser les interactions entre l'onde électromagnétique et les surfaces naturelles. Comme l'ont montré plusieurs études antérieures, ces capteurs RSO sont très sensibles à l'humidité du sol, à la constante diélectrique du sol et indirectement à la température du sol. Les images RSO présentent donc un potentiel énorme pour la cartographie du gel du sol. Plusieurs études ont été menées pour suivre et cartographier le gel du sol, mais leur application s'est effectuée d'une manière régionale, comme par exemple en Alaska (Rignot et *al.*, 1994) ou en Sibirie (Boehnke et Wisemann, 1996a, 1996b). Cependant, aucune étude n'a été dirigée à l'échelle du parcellaire et du bassin versant.

Des méthodes sont utilisées pour estimer les caractéristiques de la surface observée à partir de données radar. Elles sont développées pour tirer avantage de données radar multipolarisation. Mais, jusqu'à présent, très peu d'informations sont connues. Voilà ce que nous attendons de l'application des trois capteurs utilisés dans cette étude :

L'acquisition des données en mode multipolarisation nous permettra de mieux ressortir l'information sur le couvert végétal des parcelles, et la polarisation croisée de mieux différencier les sols gelés des sols non gelés. Les rapports de polarisation nous aideront à contrecarrer le problème de la rugosité, du couvert végétal, de la topographie, mais aussi à mieux faire ressortir la différence du coefficient de rétrodiffusion dans chaque parcelle agricole (sensibilité à la température du sol), en exploitant l'information de la signature polarimétrique. Le futur satellite canadien RADARSAT-2 présentera un mode polarimétrique ; c'est pourquoi il est important de mettre au point un produit de données aéroportées plus convivial qui aidera au développement des applications de ce satellite.

Les images polarimétriques du Convair-580 nous permettront de tenir compte d'une information utile : la phase de l'onde électromagnétique. Des traitements polarimétriques permettront également d'améliorer la qualité radiométrique d'une image, soit de manière globale, soit de manière sélective, et donc d'accroître l'aptitude des données à une exploitation cartographique

(Bellemain, 1992). Les capacités de haute résolution dont sont munis les capteurs RSO utilisés dans cette recherche (RADARSAT-1, ENVISAT et Convair-580/RADARSAT-2), donneront une information plus détaillée sur nos sites d'étude, ce qui nous permettra de superposer les différentes informations recueillies sur le terrain sur les images acquises (Lagacé, 2001).

L'avantage de pouvoir cartographier l'état du sol à la résolution spatiale de l'imagerie aéroportée (6m) multipolarisation est évident lorsqu'on développe des applications à l'échelle de la parcelle agricole ou d'une source d'eau très localisée. Cela facilitera d'autant plus les mises en correspondance avec les données de terrain. Ainsi, la détection à l'échelle parcellaire des risques de gel de sol et sa cartographie permettront de mieux estimer le risque d'érosion des sols à la fonte des neiges par le biais de la modélisation hydrologique, ainsi que de quantifier les pertes de rendement des cultures pérennes couvertes par les assurances récoltes.

En outre, notre recherche permettra d'établir les relations qui existent entre la température du sol pendant l'hiver (à travers les caractéristiques diélectriques du sol) et les coefficients de rétrodiffusion radar.

Le chapitre suivant décrira les sites d'étude et la méthodologie employée pour recueillir et traiter les données de terrain et les informations satellitaires.



## **4 DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL ET APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE**

La détermination des paramètres physiques d'un sol naturel (température, humidité) à partir des données RSO requiert des connaissances approfondies sur l'état de la surface observée. Ainsi, ces connaissances permettraient de mieux interpréter les facteurs qui peuvent affecter la rétrodiffusion radar. Dans ce chapitre, nous décrivons le dispositif expérimental mis au point pour le suivi de la distribution spatio-temporelle de la température du sol et de la constante diélectrique des sols agricoles, selon le type et l'occupation du sol. Nous présenterons les sites d'étude et nous en décrivons les propriétés pédologiques. Les données radar seront aussi présentées.

### **4.1 Description des sites d'étude 2003-2004 et 2004-2005**

Dans le cadre du projet GRIP (Government Related Initiative Program) sous la responsabilité d'Agriculture et Agroalimentaire Canada, le bassin versant du Bras d'Henri a été choisi comme site d'étude pour la mise en place d'une méthode de cartographie du gel du sol. L'étude de doctorat s'est échelonnée sur deux saisons hivernales : 2003-2004 et 2004-2005. Le site d'étude du Bras d'Henri est un sous-bassin versant des rivières Beauvillage et Chaudière ; il se situe sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent, à environ 50 km au sud de Québec (figure 4.1). Il s'étend sur une superficie approximative de 167 km<sup>2</sup>. Le bassin versant du Bras d'Henri est borné au nord par le fleuve Saint-Laurent, à l'ouest par le comté de Lotbinière, au sud par ceux de Mégantic et Beauce et à l'est par ceux de Lévis et Dorchester (Baril et Rochefort, 1957; Laplante, 1963; Pageau, 1975; Ouellet et *al.*, 1995). Le centre du territoire est localisé à la latitude nord 46° 29' et la longitude ouest 71° 14'.

Du point de vue climatique, la zone d'étude se caractérise par des hivers tempérés froids avec une température moyenne hivernale d'environ -9,4 °C, la température moyenne durant la saison de végétation étant de l'ordre de 16,6 °C. La saison de végétation dure en moyenne 159 jours de mai à octobre (Baril et Rochefort, 1957), alors que la période du gel commence autour de la mi-novembre et s'étend jusqu'à la mi-avril. Les précipitations annuelles de pluie sont d'environ 873 mm et celles de la neige sont de 320 cm (calcul effectué entre 1971 et 2000, Environnement Canada, 2005).

Selon Thornthwaite, il est important de savoir si les précipitations sont plus ou moins abondantes que la quantité d'eau nécessaire à l'évapotranspiration. Cela revêt une importance particulière, car, suivant la saturation du sol, une partie de l'eau ruisselle à la surface du sol, tandis que l'autre s'y infiltre selon l'état du sol (gelé/non gelé). Dans le premier cas, il peut se produire une certaine érosion hydrique du sol, dépendant de la quantité d'eau de ruissellement, de la nature du sol et des conditions locales (Baril et Rochefort, 1957). La région agricole du bassin versant du Bras d'Henri est considérée comme l'une des plus intensives de la province de Québec. À cause de ses élevages bovins et porcins fort importants et en nombre croissant de l'amont vers l'aval, le bassin génère de grandes quantités de déjections animales. Les cultures à grande interligne, comme le maïs, prennent beaucoup d'importance, augmentant alors les risques de contamination reliés à l'érosion hydrique et à l'utilisation des engrais et des pesticides.

Toutefois, nous verrons dans ce qui suit que nous sommes en présence d'un milieu très diversifié du point de vue pédologique et topographique, ce qui confère à notre étude un caractère particulier, surtout sachant que le relief et le drainage sont parmi les facteurs principaux qui peuvent influencer la température et le régime hydrique des sols, produisant ainsi divers micro-climats pédologiques.

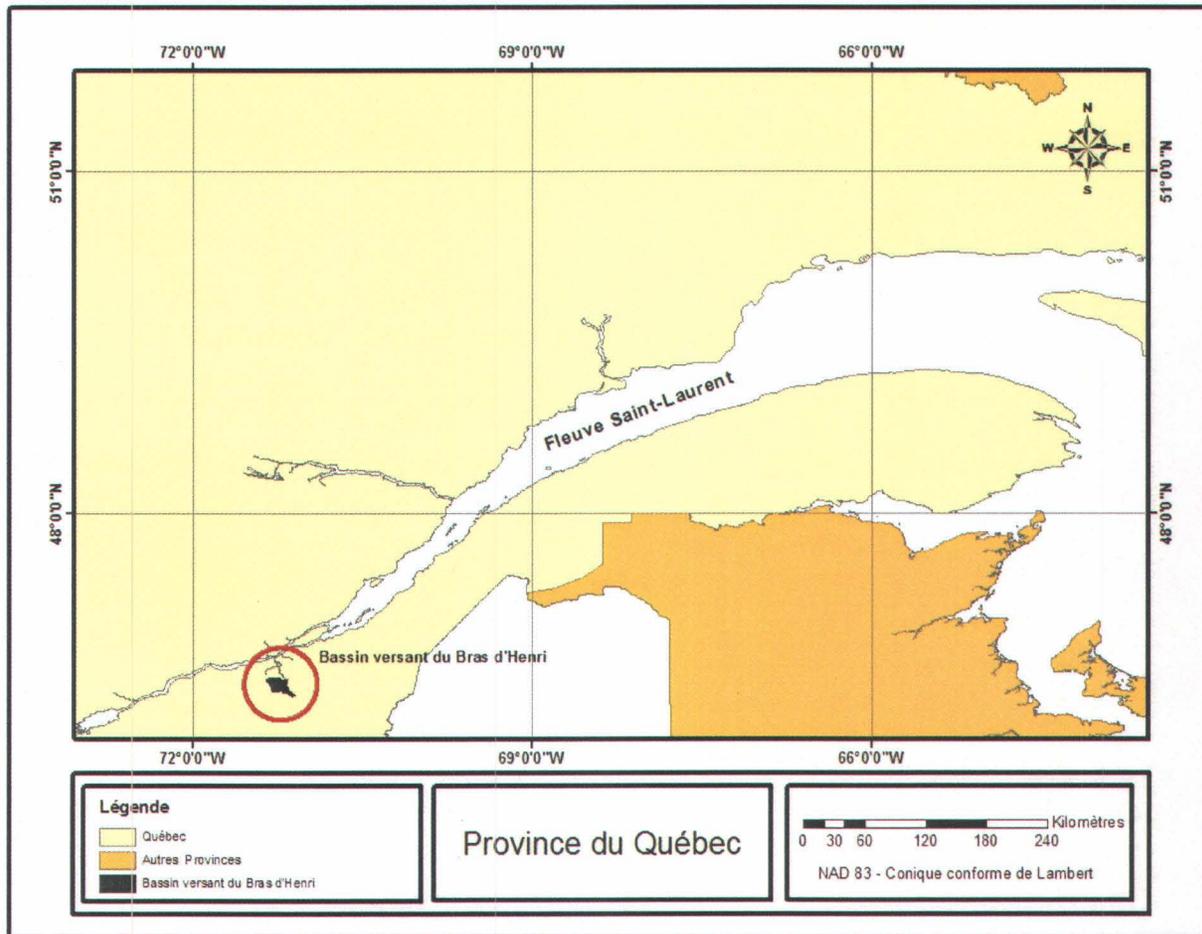


Figure 4.1 : Localisation du bassin versant du Bras d'Henri au sud de Québec, Canada.

En effet, le bassin versant traverse deux régions physiographiques du Québec méridional : au nord les basses-terres du Saint-Laurent (94% du bassin versant) avec une altitude variant de 120 à 190 m, et au sud, les montagnes des Appalaches, dont le relief s'élève de 190 à 375 m dans la partie occupée par le bassin versant du Bras d'Henri (Lamontagne et Nolin, 1997). Les basses-terres du Saint-Laurent sont caractérisées par un paysage uniforme fréquemment interrompu par des coteaux morainiques, des cordons graveleux ou sableux, des éperons rocheux et de nombreuses dépressions occupées par des milieux humides, ce qui confère au relief une allure ondulée (2-5% de pente) ou faiblement à moyennement vallonnée (5 à 16%). Ce genre de relief gêne l'écoulement des eaux excédentaires, surtout là où le sous-sol est constitué de till imperméable et pierreux (champs 1 et 2) (figure 4.2). On y retrouve des dépôts de plages marines

ou de gravier disposé en gradins successifs (5%) constitués de sols sableux ou graveleux et acides. Des sédiments fins couvrant de faibles étendues et correspondant généralement à des apports lacustres ou fluvio-lacustres (10%), se sont aussi déposés au fond de cuvettes peu profondes. Ce sont des sols à texture variant du loam au loam argileux (champs 3 et 4). La roche mère est généralement limoneuse-fine à argileuse, avec une texture moyenne de loam limono-argileux. Les pierres sont à peu près absentes du profil, mais on peut parfois y observer plusieurs gros blocs erratiques en surface. Le drainage est bon sur les parties élevées du microrelief (champs 5 et 6), mais lent sur les parties inférieures (champs 3 et 4). Ces sols appartiennent respectivement aux séries de sols de Neubois et de Le Bras. Presque toute l'étendue des sols de Neubois est cultivée, ce qui occasionne de nombreux problèmes d'érosion et de fertilité, surtout aux endroits où la topographie est vallonnée (Baril et Rochefort, 1957 ; Lamontagne et Nolin, 1997).

Les sols de la série de Beurivage, quant à eux, se sont formés aux dépens de sables d'épaisseur et de grosseur variables sur gravier arrondi et grossier. On y trouve d'importants matériaux constitués de graviers ou de sables stratifiés (champ 14). Les sols issus de ces dépôts sont des sols profonds et bien drainés. On y trouve aussi, en faible quantité, des tills remaniés (15%), loameux ou squelettique-loameux provenant de schistes, de quartz, d'ardoises et de conglomérats (champs 1 et 2). Les sols issus de ces matériaux font partie de la caténa de Dosquet et sont principalement représentés par les sols mal drainés de la série de Mawcook.

La topographie des sols de Beurivage est celle des plaines de délavage ou des larges terrasses légèrement ondulées. D'ailleurs, les plaines près des rivières ont été fortement entaillées par l'érosion. Le drainage interne et externe est bon à modéré (champs 7 et 12), à cause de la nature poreuse du substratum graveleux. La très grande majorité des sols de Beurivage est réservée à la grande culture et à l'industrie laitière. Étant donné le faible niveau de fertilité de ces sols, de généreuses quantités de fumier et d'engrais y sont régulièrement appliquées.

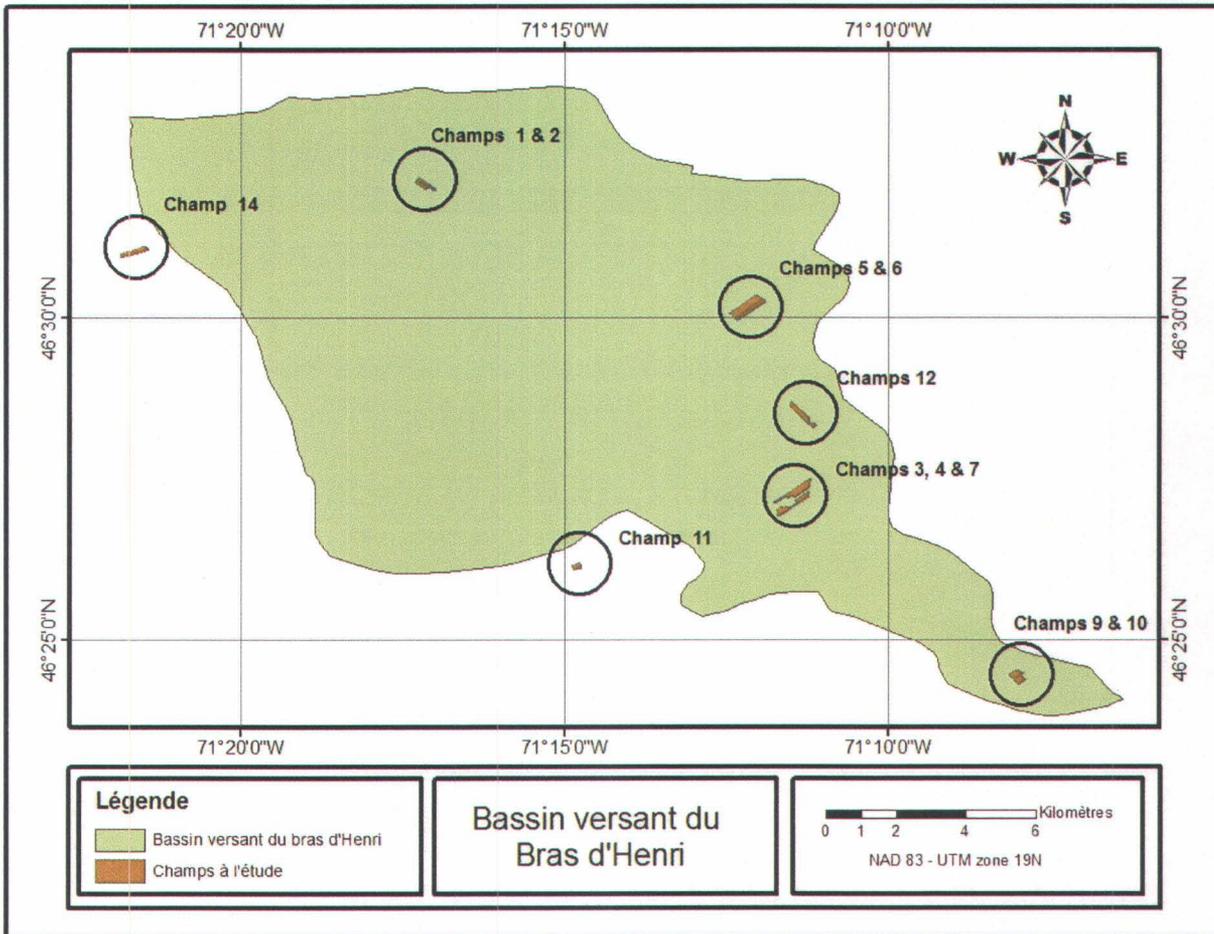


Figure 4.2 : Localisation des sites d'étude (12 champs) couvrant le bassin versant du Bras d'Henri.

Les sols situés au nord du bassin possèdent un profil à texture hétérogène particulièrement pierreux et gréseux et se caractérisent par un drainage généralement mauvais (champs 1 et 2) et un niveau de fertilité inférieur. Les sous-sols sont très compacts.

Dans la partie ouest du bassin, plus particulièrement au nord, on observe la présence de nombreuses tourbières profondes et acides sur sable, gravier ou till remanié, qui ont donné des sols organiques à la suite d'accumulation de matières organiques. Ces sols varient selon l'épaisseur de la couche organique et du degré de décomposition ; ainsi, on y trouve des sols organiques proprement-dits qui regroupent les tourbières et les terres noires (champ 11) et des sols organiques « minces » appartenant au sous-groupe taxonomique des humisols terriques. Ces

sols organiques sont caractérisés par un très mauvais drainage, puisque leur formation a été influencée par la présence permanente ou saisonnière d'une nappe d'eau très élevée.

Dans la région des hautes terres Appalachiennes, le relief s'accroît promptement et devient de plus en plus montagneux. La région forme un plateau incliné vers le sud-est, où les rivières et les torrents ont entaillé les vallées. On y observe de hauts sommets nivelés et des plateaux rocailloux, qui confèrent au paysage une allure fortement vallonnée (15 à 30%). Des cailloux et des pierres se sont déposés un peu partout au-dessus et à l'intérieur des dépôts régionaux. Les sols, surtout dérivés de dépôts glaciaires, sont des tills pierreux (6%) d'épaisseurs variables et à granulométrie moyenne. Ce till compact forme une couche dure qui s'oppose à l'infiltration des eaux de drainage, le lessivage oblique qui en résulte maintient le sol humide en temps de pluie. La texture est celle du loam avec un drainage modérément bon à imparfait (champs 9 et 10). Les sols développés sur ces matériaux appartiennent à la caténa de Leeds, principalement représentée par les sols de la série de Woodbridge.

Comme nous pouvons le constater après cette étude pédologique, le bassin versant du Bras d'Henri représente un site idéal, compte tenu de la diversité des sols et des conditions topographiques qu'on y rencontre, pour évaluer l'impact de la texture du sol sur la profondeur et la répartition spatiale et temporelle du gel dans le sol.

## **4.2 Acquisition des données de terrain**

Pour cette étude, douze champs ont été sélectionnés pour y mesurer la température du sol, l'humidité et les caractéristiques du couvert nival à chaque acquisition de données RSO. Tel qu'illustré aux figures 4.3 et 4.4, les champs agricoles ont été sélectionnés en fonction des paramètres pédologiques (matériau originel, classification taxonomique, drainage et conductivité électrique) et des pratiques agricoles (champs labourés vs non labourés). Ces paramètres nous permettront d'étudier leurs impacts sur les répartitions spatiale et temporelle de la température du sol, ainsi que la profondeur du gel dans le sol (tableau 4.1).

Chaque champ a été échantillonné en cinq points de mesure (figure 4.3), avec une distance minimum entre eux de 40 m. Quatre points comprenaient un profil de trois thermocouples de type T (1, 5 et 10 cm); le cinquième, situé au centre du dispositif, présentait un profil de six thermocouples (1, 5, 10, 15, 35 et 50 cm). Les mesures de température ont été prises avec un

lecteur de température (Omega HH64A, précision de  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ ). Des mesures du contenu en matière organique, de sable, de limon et d'argile ont été effectuées au niveau du point de mesure central (point de mesure #5) ainsi que l'analyse granulométrique de la surface du sol (tableau 4.2).

Une sonde TDR a été implantée à 5 cm de la surface afin de mesurer la constante diélectrique. Les lectures ont été faites avec l'appareil Tektronix, model 1502C d'une précision de mesure de  $\pm 0,02\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ . L'implantation des sondes TDR dans le sol est une opération délicate, vu que les tiges métalliques des guides d'onde doivent rester parallèles une fois installées dans l'horizon (la longueur des tiges métalliques utilisées est de 30 cm). Par ailleurs, il ne faut pas que la mise en place de la sonde entraîne une perte de contact entre le sol et la sonde car on aurait alors des trajets parasites dans l'air qui perturberaient complètement le signal ainsi que l'apparition de "macropores" qui modifieraient le fonctionnement hydrique du sol au voisinage de la sonde. Pour s'assurer de la bonne implantation (parallélisme des tiges), nous nous sommes servis d'un avant-trou qui favorise une pénétration rectiligne et horizontale des tiges. Les sondes TDR utilisées sont fabriquées au laboratoire. Nous avons pris des tiges en acier inoxydable de 3 mm de diamètre que nous avons découpées en tiges de 35 cm de longueur. Par la suite, nous avons fixé les câbles coaxiaux et nous avons effectué l'assemblage final. Une fois le dispositif monté, nous avons testé séparément chaque sonde fabriquée, en vérifiant sa fiabilité et son identité. Les mesures ont été effectuées dans l'air et dans l'eau, la comparaison des courbes enregistrées nous permettant de valider leur identité.

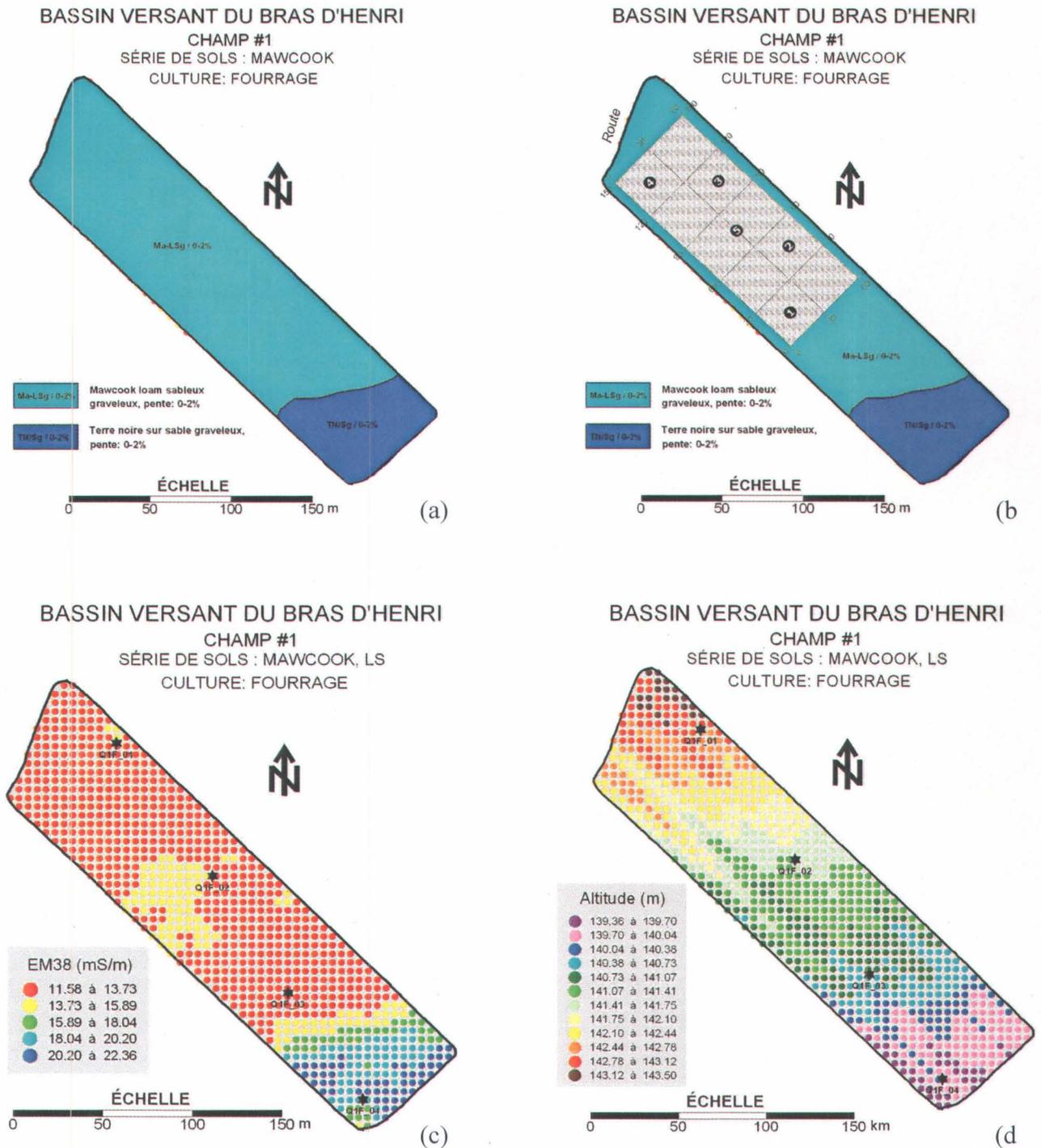


Figure 4.3 : Caractérisation du champ numéro 1 (cas d'un champ étroit), a) profil pédologique, b) stratégie de l'implantation des profils de thermocouples, c) distribution de la conductivité électrique, d) profil topographique.

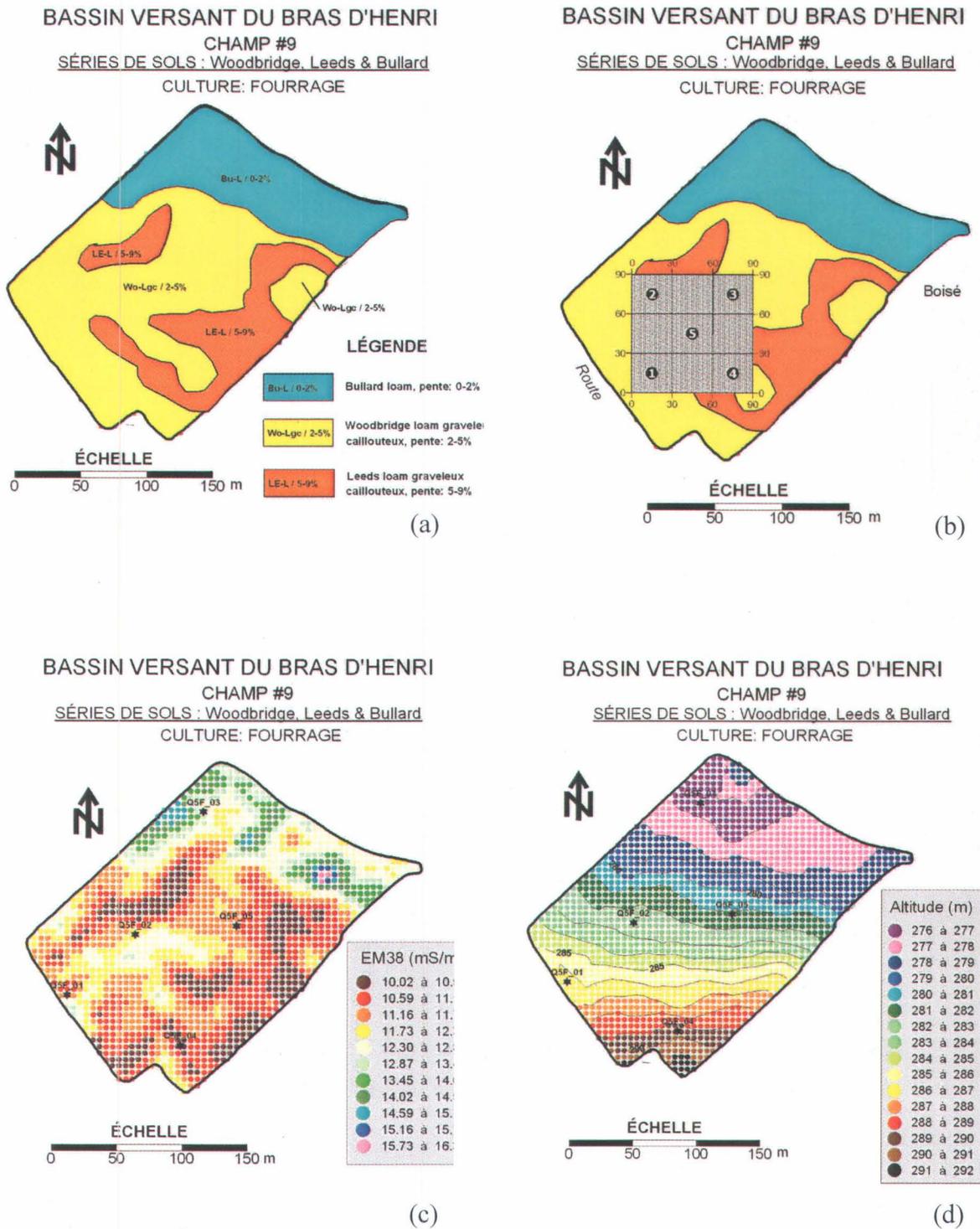


Figure 4.4 : Caractérisation du champ numéro 9 (cas d'un champ large), a) profil pédologique, b) stratégie de l'implantation des profils de thermocouples, c) distribution de la conductivité électrique, d) profil topographique.

**Tableau 4.1 : Caractéristiques pédologiques des 12 champs sélectionnés pour l'expérimentation**

Matériau	Région physiographique	Séries de sols	Drainage	Sous-groupe	Famille**	Culture	Champ
Till	Appalaches	Woodbridge	Modéré à imparfait	BDY.EGL	SQL à LOG	Foin	9
	Appalaches	Woodbridge	Modéré à imparfait	BDY.EGL	SQL à LOG	Maïs	10
	Basses terres	Mawcook	Mal drainé	GH.O	SQL à LOG	Foin	1
	Basses terres	Mawcook	Mal drainé	GH.O	SQL à LOG	Labour	2
Fluvio-lacustre	Basses terres	Neubois	Modéré à imparfait	PHF.GL	LIF	Foin	5
	Basses terres	Neubois	Modéré à imparfait	PHF.GL	LIF	Avoine	6
	Basses terres	Le Bras	Mal drainé	GH.O	LIF	Foin	3
	Basses terres	Le Bras	Mal drainé	GH.O	LIF	Maïs	4
Fluviale	Basses terres	Beaurivage	Modéré	PHF.O	SAB	Foin	7
	Basses terres	Beaurivage	Modéré	PHF.O	SAB	Labour	12
	Basses terres	Beaurivage	Bien drainé	PHF.O	SAB	Foin	14
Organique	Basses terres	Sol organique	Très mal drainé	H.TE	ORG	Labour	11

\* Sous-groupe taxonomique (Lamontagne et Nolin, 1997) : BDY.EGL = brunisol dystrique éluvié gleyifié ; GH.O = gleysol humique orthique ; PHF.GL = podzol humo-ferrique gleyifié ; PHF.O = podzol humo-ferrique orthique ; H.TE = humisol terrique.

\*\* **Classe granulométrique de la famille** (Lamontagne et Nolin, 1997): SQL = squelettique loameux; LOG = loameux grossier; LIF = limoneux-fin; SAB = sableux; ORG = organique.

Tableau 4.2 : Caractéristiques physico-chimiques (point #5) des 12 champs sélectionnés pour l'expérimentation

Champ	Matière organique (%) Couche de surface	Sable (%)	Limon (%)	Argile (%)	Texture de surface	Altitude (m)
1	4,31	56,7	30,5	12,8	Loam sableux	139,36
2	3,50	55,0	31,6	13,5	Loam sableux	140,03
3	3,35	47,9	38,7	13,4	Loam	180,37
4	5,11	52,3	34,2	13,5	Loam sableux	178,46
5	4,25	47,4	42,0	10,7	Loam	158,06
6	2,68	44,2	43,2	12,5	Loam	157,31
7	3,75	47,6	45,0	7,4	Loam	184,38
9	3,05	52,8	39,7	7,4	Loam sableux	282,81
10	3,75	41,2	45,4	13,3	Loam	292,37
11	42,06	-	-	-	Organique	173,19
12	3,40	69,4	25,4	5,3	Loam sableux	173,67
14	1,82	79,5	17,1	3,4	Sable loameux	131,88

Des géopositions précises, de l'ordre du mètre, ont été prises pour relever les limites des parcelles agricoles, et des sondes thermiques installées durant la saison d'automne (figure 4.5). Les données recueillies ont été répertoriées dans une base de données à l'aide du logiciel ACCESS. Des photos numériques ont été prises pendant chaque campagne de terrain, afin de nous aider à interpréter et à argumenter nos résultats quant à la rugosité de surface du sol de chaque champ.

Outre les stations météorologiques de Scott-Jonction et de Saint-Jean-Chrysostome, une station météorologique a été aménagée dans un de nos champs (champ 12). Elle comprend un capteur ultrasonique pour la hauteur de neige, une sonde expérimentale SNOWPOWER (Hübner et Brandelik, 1997) qui prend des mesures de densité et de teneur en eau liquide de la neige, un pluviomètre, une sonde de température de l'air, six sondes de température dans le couvert de neige, une sonde de radiation solaire, une sonde d'humidité du sol et une sonde de vitesse et direction du vent. La station météorologique fournit des données horaires de manière automatique.

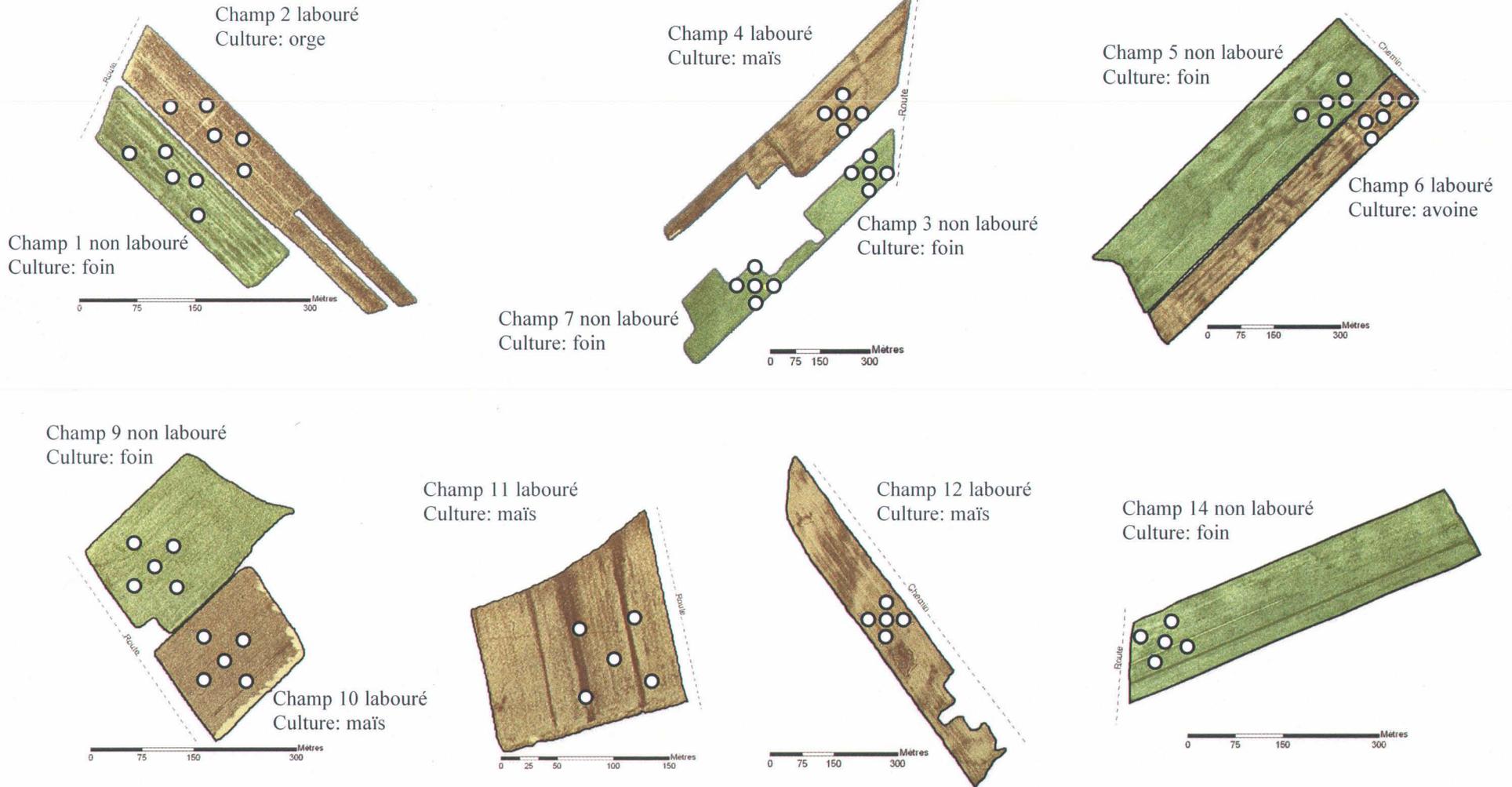
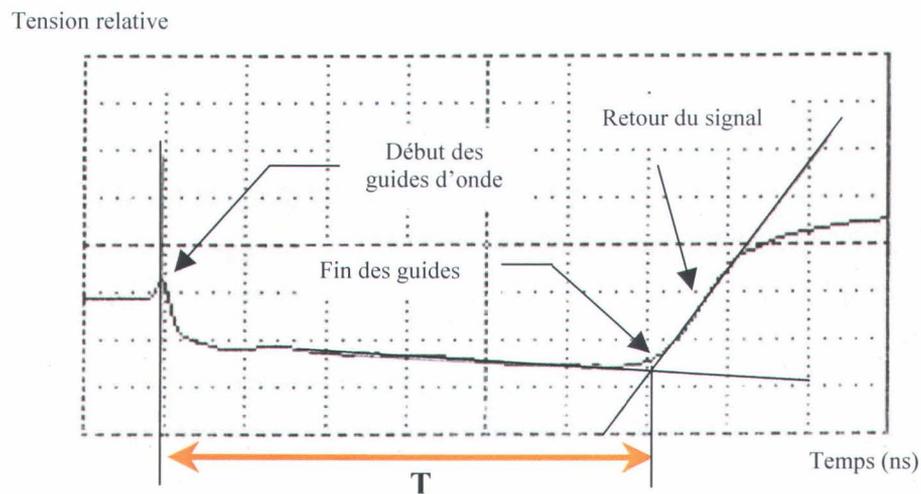


Figure 4.5 : Localisation des 5 profils de mesure à l'intérieur des 12 champs sélectionnés pour l'étude des variations de température du sol.

### 4.3 Principe et mesure de l'humidité du sol par réflectométrie temporelle (TDR)

La détermination de l'humidité du sol est un des paramètres les plus importants pour le suivi des surfaces naturelles par la télédétection radar. La rétrodiffusion radar est fortement affectée par les propriétés diélectriques, qui sont elles-mêmes liées à l'humidité du sol.

La réflectométrie dans le domaine temporel (TDR : *Time Domain Reflectometry*) est une méthode qui permet de mesurer la quantité volumique d'eau libre qui se trouve dans le sol (Topp et *al.* 1980). Le réflectomètre est constitué d'un générateur de signal, d'un guide d'onde, d'un coupleur, d'un oscilloscope et d'un échantillonneur<sup>2</sup>. Le principe est simple : le générateur émet un signal qui se propage via le câble constitué de deux ou trois tiges. Une fois arrivé à l'extrémité, le signal est réfléchi et repart vers l'oscilloscope qui enregistre les variations d'amplitude du signal en fonction du temps, au début du câble. Le résultat est présenté sous forme d'une courbe dont la forme habituelle est présentée à la figure 4.6.



**Figure 4.6 : Exemple de signal TDR acquis avec le lecteur Tektronix 1502C sur une sonde bi-tiges de 30 cm de longueur (Champ 3, 21 avril 2004).**

<sup>2</sup> L'échantillonneur permet à l'oscilloscope d'atteindre des fréquences d'échantillonnage de l'ordre de plusieurs dizaines de GHz.

La mesure de la teneur en eau par la méthode TDR passe par la détermination de la constante diélectrique du sol, qui est calculée à partir du temps de transit d'une impulsion électromagnétique à travers le sol le long de la sonde soit :

$$\varepsilon_r = \left( \frac{cT}{2L} \right)^2 \quad (4.1)$$

Où :

C : La vitesse de la lumière dans le vide ( $c=3.108m.s^{-1}$ ),

T : Le temps de propagation aller-retour, mesuré à partir de la courbe du signal réfléchi,

L : Longueur des guides d'onde.

On détermine le temps de propagation T des ondes en repérant le moment de leur arrivée au début des guides, et le moment du retour des ondes réfléchies en bout de guides. Ce temps varie selon la valeur de la constante diélectrique relative du sol  $\varepsilon_r$ . La constante diélectrique mesurée du sol est fonction des constantes diélectriques de ses constituants, c'est à dire de l'air ( $\varepsilon_r = 1$ ), des particules minérales ( $\varepsilon_r = 3-5$ ) et de l'eau ( $\varepsilon_r = 80$ ). Celle de l'eau dominant largement, c'est la teneur relative en eau qui impose la constante diélectrique globale du sol. A partir des paramètres de la courbe et de l'équation de Topp et *al.* (1980), on peut relier celle-ci à la teneur en eau volumique du sol comme suit :

$$W_v = -5,3.10^{-2} + 2,92.10^{-2}\varepsilon_r - 5,5.10^{-4}\varepsilon_r^2 + 4,3.10^{-6}\varepsilon_r^3 \quad (4.2)$$

Avec  $W_v$  = humidité volumique en  $m^3$  d'eau  $m^{-3}$  de sol

La teneur en eau mesurée par la sonde TDR doit être représentative de l'humidité de l'horizon de surface du sol. Pour s'assurer de la représentativité des mesures par le Tektronix, une sonde portable de mesure du contenu volumique en eau (PDP Campbell Scientific) a aussi été utilisée afin de mesurer la teneur en eau de la surface du sol, avant et après la période du gel.

#### 4.4 Mesure de la température du sol

La température est un paramètre qui varie en fonction de la profondeur du sol et du temps. Ces variations sont gouvernées par des conditions climatiques et météorologiques<sup>3</sup>. Pour connaître la température du sol et analyser ses variations, nous avons suivi ses changements sur un profil vertical et en fonction du temps. Cependant, il ne faut pas oublier que le sol représente un milieu naturel complexe, ayant des propriétés intrinsèques spécifiques.

La température du sol a été mesurée à six profondeurs différentes (-1 cm, -5 cm, -10 cm, -15 cm, -35 cm et -50 cm). Les thermocouples utilisés pour cette étude sont de type « T » et ont été implantés à ces profondeurs afin de mesurer les variations de température sous couvert de neige pendant la saison hivernale. La figure 4.7 montre le schéma d'instrumentation des points de mesure au niveau du point 5 de chaque champ.

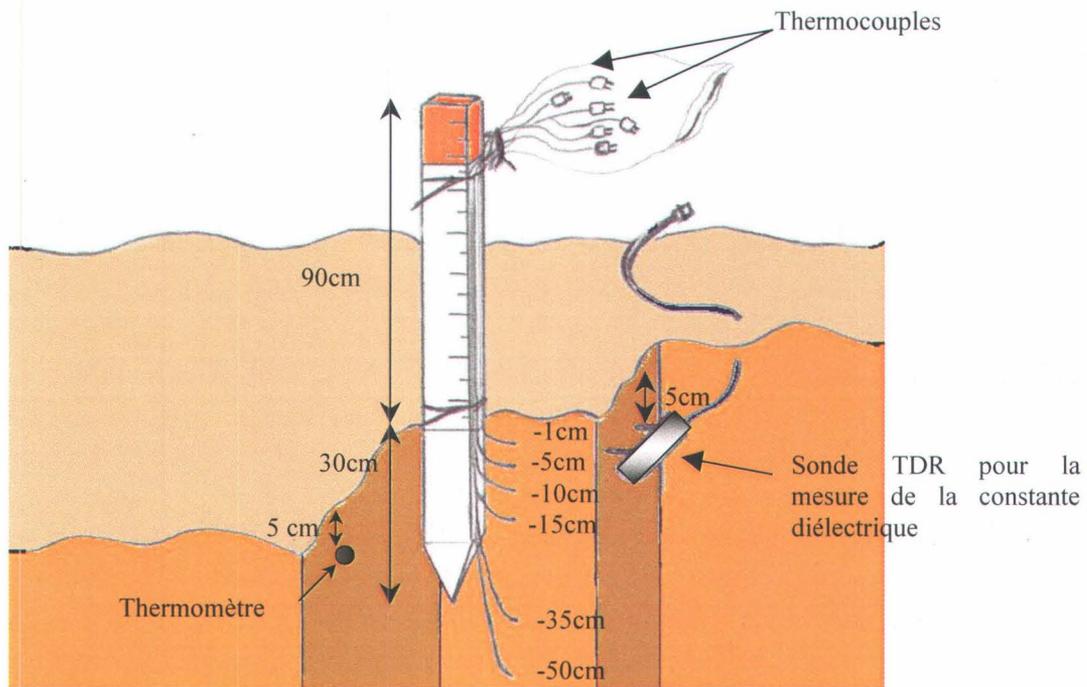


Figure 4.7 : Représentation schématique de l'instrumentation d'un point de mesure.

<sup>3</sup> Il est important de faire une distinction entre ces expressions. Les «conditions météorologiques» décrivent les changements des conditions atmosphériques à un endroit donné d'un jour à un autre et d'une heure à une autre. Les «conditions climatiques» sont la synthèse des changements quotidiens par rapport à un ensemble de conditions moyennes ou prévues (Ressources Naturelles Canada, 2006).

Les thermocouples sont étalonnés avant chaque installation. L'étalonnage se fait en plaçant les sondes dans un mélange contenant de l'eau et de la glace (moitié eau-moitié glace), en s'assurant pendant toute la durée de l'étalonnage que ce mélange est bien réalisé et en vérifiant périodiquement que la température est à 0°C à l'aide d'un thermomètre à mercure. Les thermocouples qui ne mesurent pas cette température ne sont tout simplement pas retenus pour la mesure au champ.

Sur le terrain, nous avons creusé une fosse et enfoncé horizontalement le bout de chaque sonde de quelques centimètres (~2cm) dans la couche du sol. Cela a permis d'obtenir un meilleur contact entre le matériau de l'horizon et le thermocouple, sans altérer les caractéristiques du milieu étudié.

#### **4.5 Description de la méthodologie de recherche**

Afin d'atteindre les objectifs définis auparavant, nous avons développé un protocole méthodologique représenté par la figure 4.8. Le diagramme comprend trois phases principales de la recherche : une phase de traitement des images RSO issues de trois sources différentes, une deuxième phase de saisie de données dans un Système d'Information Géographique (SIG) et une dernière phase, qui est par ailleurs critique, puisqu'elle découle des deux phases antérieures et qu'elle se traduit par le développement (la réalisation) d'une carte du gel du sol. Pour mieux nous situer dans ce qui va suivre, nous allons expliquer l'importance et les contraintes de chaque phase.

Mais avant, il faut savoir que jusqu'à maintenant peu d'études ont été réalisées sur le comportement des hyperfréquences actives en sols gelés. Là où les relations entre le coefficient de rétrodiffusion radar en bande C (5.3 GHz) et la température de la surface de sol (0-5cm) doit être déterminée en tenant compte qu'il y a plusieurs paramètres qui interviennent et qu'il ne faut pas les négliger : la rugosité, l'humidité et le type de sol (constante diélectrique), le type et la densité du couvert végétal ainsi que l'épaisseur, la densité et la teneur en eau du couvert de neige.

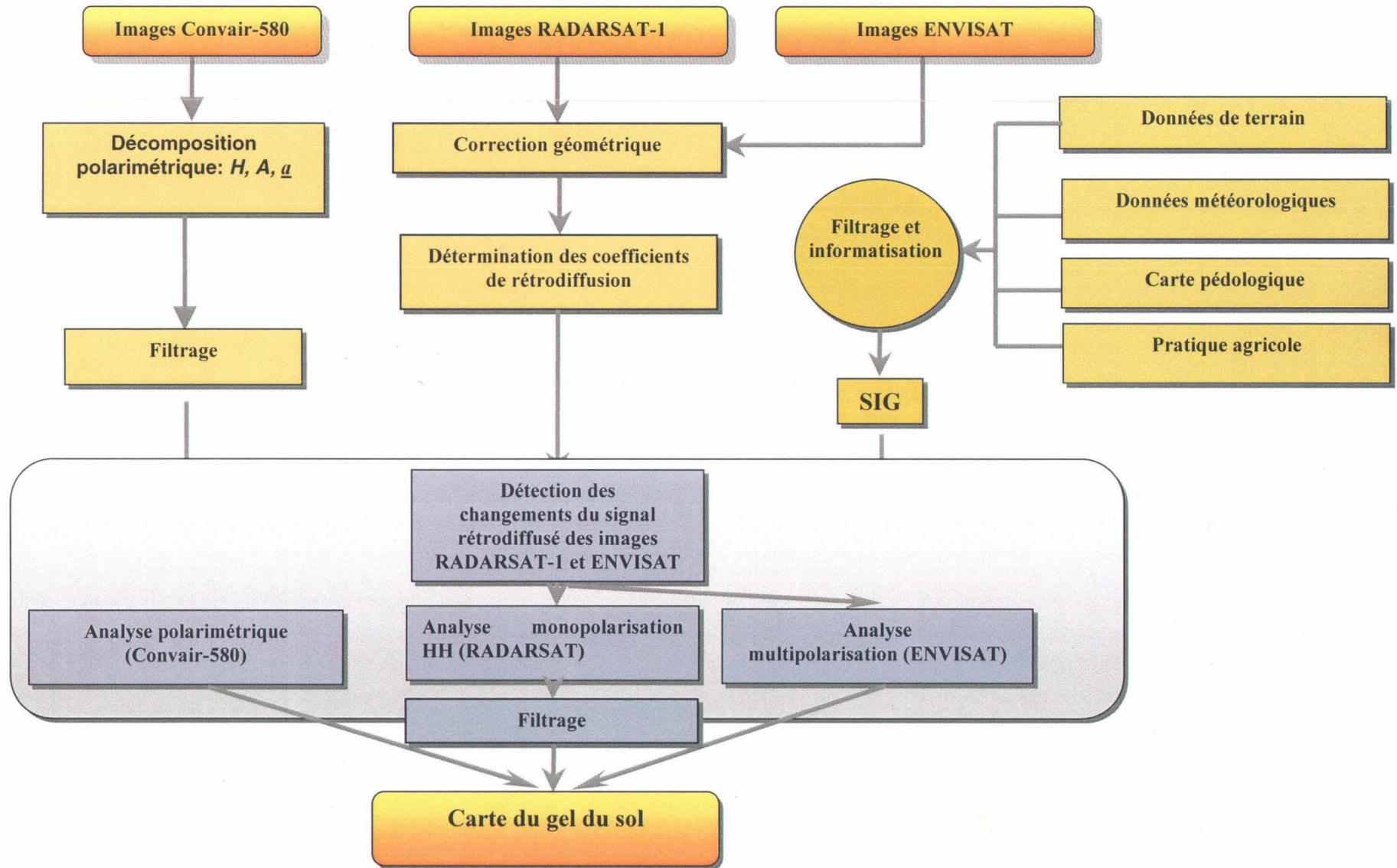


Figure 4.8 : Schéma synoptique de la méthodologie de la cartographie du gel du sol.

#### 4.5.1 Système d'information géographique

Tenant compte que l'analyse des images RSO est dépendante des données acquises sur le terrain, nous avons choisi d'utiliser un SIG dans notre recherche afin de mieux gérer le système de base de données recueillies sur le terrain. Parmi les données d'entrée, nous retrouvons, entre autres, la délimitation de la zone d'étude, des renseignements sur la hauteur et la densité de la neige pour chaque parcelle étudiée, des informations sur les conditions météorologiques, sur le type de sol et les pratiques agricoles. Toutes ces données vont être intégrées dans le modèle de représentation spatiale et temporelle de la profondeur du gel dans le sol. , Par ailleurs, ces données jouent un rôle essentiel pour connaître l'état du sol sous le couvert de neige et mieux interpréter nos résultats (figure 4.9).

En ce qui concerne la correction géométrique des images RSO, nous avons utilisé la Base de Données Topographiques du Québec (BDTQ), avec un modèle numérique d'altitude (MNA), contenant l'information cartographique et topographique vectorielle de la province de Québec à l'échelle 1/20 000. Le MNA utilisé a une résolution spatiale de 10 m et la précision altitudinale est de 5 à 10 m. La qualité des données en fait une bonne source de renseignements pour l'implantation du système d'information géographique du projet. On y retrouve plusieurs thématiques comme l'hydrographie, les voies de communication, les bâtiments et les courbes de niveau. L'intégration des données a été réalisée sous forme tabulaire, pour chaque point localisé au niveau du site. Nous avons pu ainsi relever toutes les informations qui lui sont reliées ou attribuées. Chaque site a été localisé dans un référentiel spatial. La localisation des parcelles a été réalisée dans le logiciel ArcView, en se basant sur les relevés GPS. Les données ponctuelles ont été intégrées dans des couches de données spécifiques et ensuite traduites sous forme spatiale.

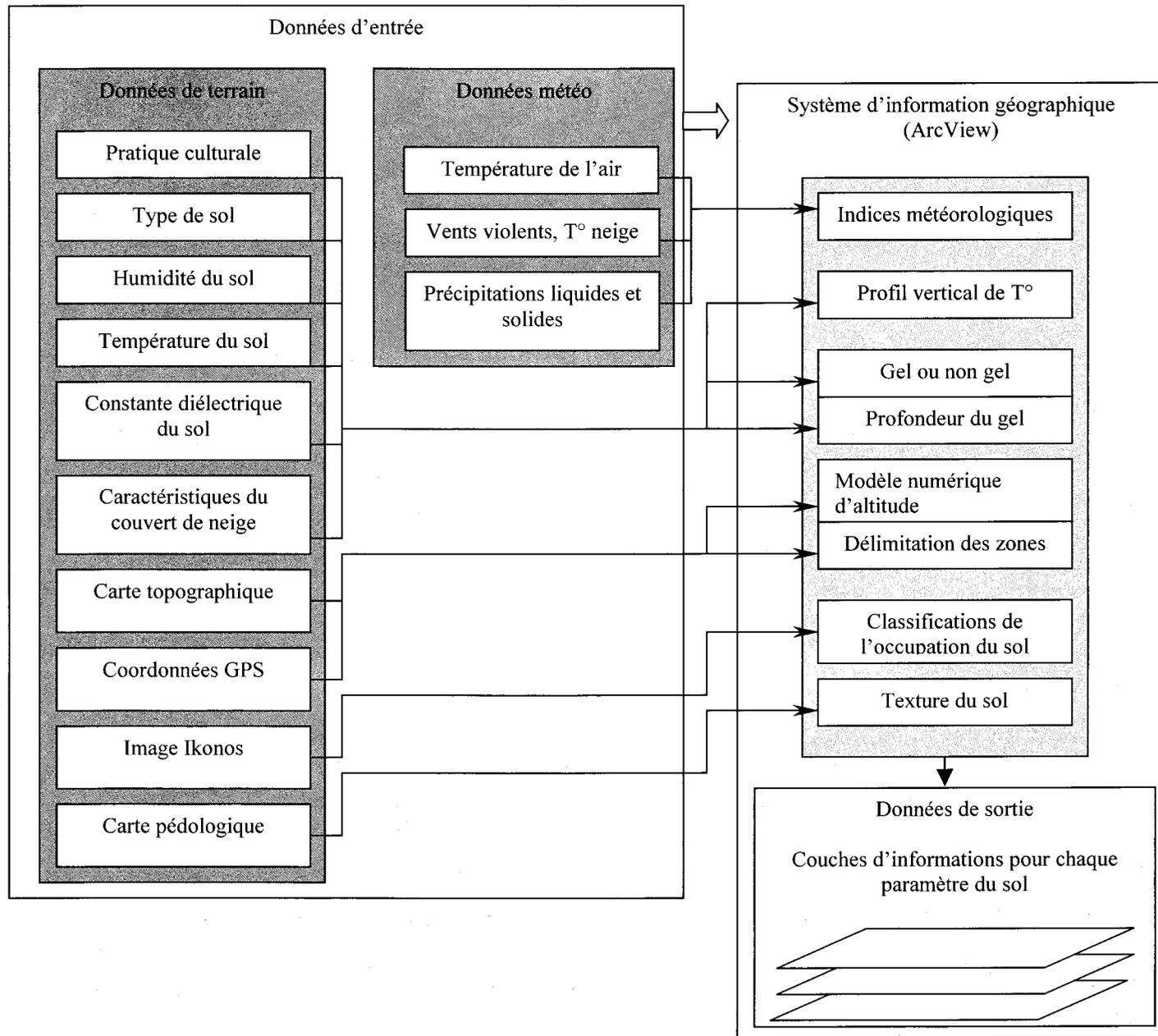


Figure 4.9 : Schéma général de la méthode de saisie des données dans un SIG.

## 4.6 Acquisition des données RSO

### 4.6.1 Images RADARSAT-1

Durant les saisons hivernales 2003-2004 et 2004-2005, sept images RSO ont été acquises au dessus du bassin versant du Bras d'Henri (tableau 4.3). Grâce aux caractéristiques exclusives de RADARSAT-1 (bande C, fréquence 5,3 GHz), un large choix de modes d'acquisition des images a été disponible pour tirer le maximum d'informations d'une image pour une application donnée. La bande C de RSO à bord de RADARSAT-1 a été programmée pour acquérir des images dans le mode faisceau à résolution fine avec deux angles d'incidence, à savoir F1 et F3. Ces modes correspondent respectivement à des angles d'incidence variant respectivement de 36,9° à 40,1° et de 41,6° à 44,2°.

Dans notre cas, le mode fin de RADARSAT-1 constitue un avantage intéressant car la très haute résolution spatiale que l'on peut obtenir (9 m) permet de cartographier le gel du sol à l'échelle parcellaire.

**Tableau 4.3 : Caractéristiques des sept images RADARSAT-1 acquises au cours du projet**

Polarisation	Centre de la scène	Date d'acquisition	Nombre de visées	Mode	Orbite
HH	N 46°29'' W 71°14''	8 novembre 2003	1	F1F	Ascendant
HH	N 46°29'' W 71°14''	2 décembre 2003	1	F1F	Ascendant
HH	N 46°29'' W 71°14''	19 janvier 2004	1	F1F	Ascendant
HH	N 46°29'' W 71°14''	29 février 2004	1	F3N	Ascendant
HH	N 46°29'' W 71°14''	2 novembre 2004	1	F1F	Ascendant
HH	N 46°29'' W 71°14''	13 janvier 2005	1	F1F	Ascendant
HH	N 46°29'' W 71°14''	6 février 2005	1	F1F	Ascendant

#### 4.6.2 Images ENVISAT

Neuf images ASAR d'ENVISAT (bande C, fréquence : 5,3 GHz) ont été acquises (tableau 4.4), parmi lesquelles quatre en mode APS (*Alternative Polarization Mode Single Look Complex*) et cinq en mode APP (*Alternative Polarization Mode Precision*). Les acquisitions APS et APP correspondent au mode alternatif de polarisation, qui fournit à deux images de la même scène une combinaison de deux polarisations (HH et VV ou HH et HV ou VV et VH). Les images couvrent une zone de 80 à 100 km de largeur (dépendamment du mode et de l'angle d'incidence).

Le mode « *Alternating Polarisation* » a été choisi à cause de la haute résolution spatiale des images (~30 m) et de la taille des pixels de 12.5 m. Les images ont été acquises dans les modes IS2 (angles d'incidence variant de 19.2° à 26.7°) et IS3 (angles d'incidence variant de 26.0° à 31.4°). Les polarisations choisies pour cette étude étaient HH/VV et HH/VH.

**Tableau 4.4 : Caractéristiques des neuf images ENVISAT-ASAR acquises au cours du projet**

<b>Polarisations</b>	<b>Type</b>	<b>Mode</b>	<b>Date d'acquisition</b>	<b>Nombre de visées</b>	<b>Angle</b>	<b>Orbite</b>
HH/VV	ASA_APS_1P	Complexe	21 décembre 2003	1	S2	Descendant
HH/VV	ASA_APP_1P	Précision	10 janvier 2004	2	S3	Ascendant
HH/VV	ASA_APS_1P	Précision	25 janvier 2004	1	S2	Descendant
HH/VV	ASA_APP_1P	Précision	14 février 2004	2	S3	Ascendant
HH/VV	ASA_APS_1P	Complexe	29 février 2004	1	S2	Descendant
HH/VV	ASA_APS_1P	Complexe	9 mai 2004	1	S2	Descendant
HH/VH	ASA_APP_1P	Précision	6 décembre 2004	2	S2	Ascendant
HH/VH	ASA_APP_1P	Précision	10 janvier 2005	2	S2	Ascendant
HH/VH	ASA_APP_1P	Précision	14 février 2005	2	S2	Ascendant

#### 4.6.3 Extraction d'informations des images RSO

La détection spatiale et temporelle des changements de la surface observée est l'une des importantes applications des radars imageurs (Rignot et Van Zyl, 1993). Le défi de détection des

changements liés au gel du sol représente un problème de classification dont le résultat peut être directement interprété comme une carte de détection des changements (Lagacé, 2001).

#### 4.6.3.1 Traitement des images RSO

Le but de la rectification et de la restauration d'image est de corriger la déformation inhérente et/ou la dégradation de l'image originale (Lillesand et Kiefer, 1994 ; Gerbrands, 1993). Premièrement, des corrections radiométriques et géométriques sont appliquées pour compenser les distorsions géométriques causées par le capteur (Richards, 1986). Une fois que les images sont corrigées, des filtres peuvent être appliqués aux images. Afin d'optimiser l'analyse des images radar, celles-ci ont subi une série de traitements qui les rendent utilisables ultérieurement pour l'analyse visuelle et statistique. Pour ce faire, nous avons utilisé les programmes *OrthoEngine*, *Xpace* et *Image works* en tant qu'élément du logiciel de PCI Geomatica V9.0 (PCI Geomatics, 2003). Les traitements réalisés sur les images RADARSAT-1 et ENVISAT sont documentés dans les sections qui suivent.

##### a) Correction radiométrique

Les images RSO sont étalonnées par le fournisseur. Une fois reçues, elles doivent subir une correction radiométrique afin de prendre en compte des paramètres d'acquisition (angle d'incidence et gain de l'antenne). Ces paramètres ont un effet sur la quantité d'énergie saisie par le capteur. La correction radiométrique permet d'assurer une uniformité radiométrique acceptable des images multi-temporelles. Pour ce faire, il faut connaître le gain initial de l'antenne, ainsi que le gain étendu et l'angle d'incidence pour chaque colonne des pixels (Ghedira, 2002). Ces informations sont fournies sous forme de vecteur avec l'image brute et elles sont prises en compte automatiquement par le logiciel EASI/Pace (PCI Geomatics, 2003).

Pour convertir en intensités les valeurs numériques des images brutes, il suffit de calculer pour chaque pixel la valeur de la rétrodiffusion  $\sigma_{ij}$ , en utilisant l'équation suivante :

$$\text{Intensité} = \sigma_{ij}^0 = \left[ \frac{DN_{ij}^2 + A_0}{A_j} \cdot \sin(I_j) \right]$$

Où :

$DN_{ij}$  : La valeur numérique d'entrée du pixel de coordonnées (ligne  $i$ , colonne  $j$ )

$A^0$  : Le gain initial

$A_j$  : Le gain étendu sur la colonne  $j$

$I_j$  : L'angle d'incidence à la colonne  $j$

$\sigma_{ij}^0$  : Le coefficient de rétrodiffusion radar du pixel de coordonnées ( $i,j$ )

### **b) Correction géométrique**

La position du satellite dans l'espace, le mouvement de son dispositif de prise de vue et la rotation de la terre sont autant de sources de distorsion des images brutes. Il en résulte une altération de l'aspect géométrique global des images. L'objectif étant de rendre les images superposables afin de les comparer, il est indispensable de trouver une standardisation des produits à travers une procédure de correction ou de rectification géométrique. Celle-ci est indispensable si l'on veut réaliser des études multitemporelles à partir de l'imagerie satellitaire.

Le choix d'une méthode de correction géométrique dépend des critères liés aux utilisations futures des images corrigées et des informations disponibles sur la région étudiée. Pour les fins de ce travail, les corrections sont faites par la méthode "Ortho" qui consiste à corriger directement les distorsions en tenant compte de leurs sources ou de leurs origines.

La méthode "Ortho" est une technique développée au centre canadien de télédétection (Toutin et Carbonneau, 1992) qui tient compte de plusieurs paramètres reliés au satellite (mouvement et altitude), au vecteur d'illumination (orientation, angle et temps) et à la géométrie de la Terre (rotation, courbure et élévation). Le modèle mathématique utilisé par cette méthode représente la réalité physique lors de la formation de l'image en intégrant plusieurs paramètres qui décrivent la géométrie totale de prise de vue (Ghedira, 2002).

Le programme OrthoEngine de PCI Geomatica V9.1.5 a été utilisé pour la correction géométrique des images RADARSAT-1 enregistrées en intensité dans un canal réel de 32 bit, selon la méthode photogrammétrique (Toutin, 1985). Les images ont été corrigées géométriquement en UTM (Universal Transverse Mercator) coordonnées (zone 19, Row T, D04-

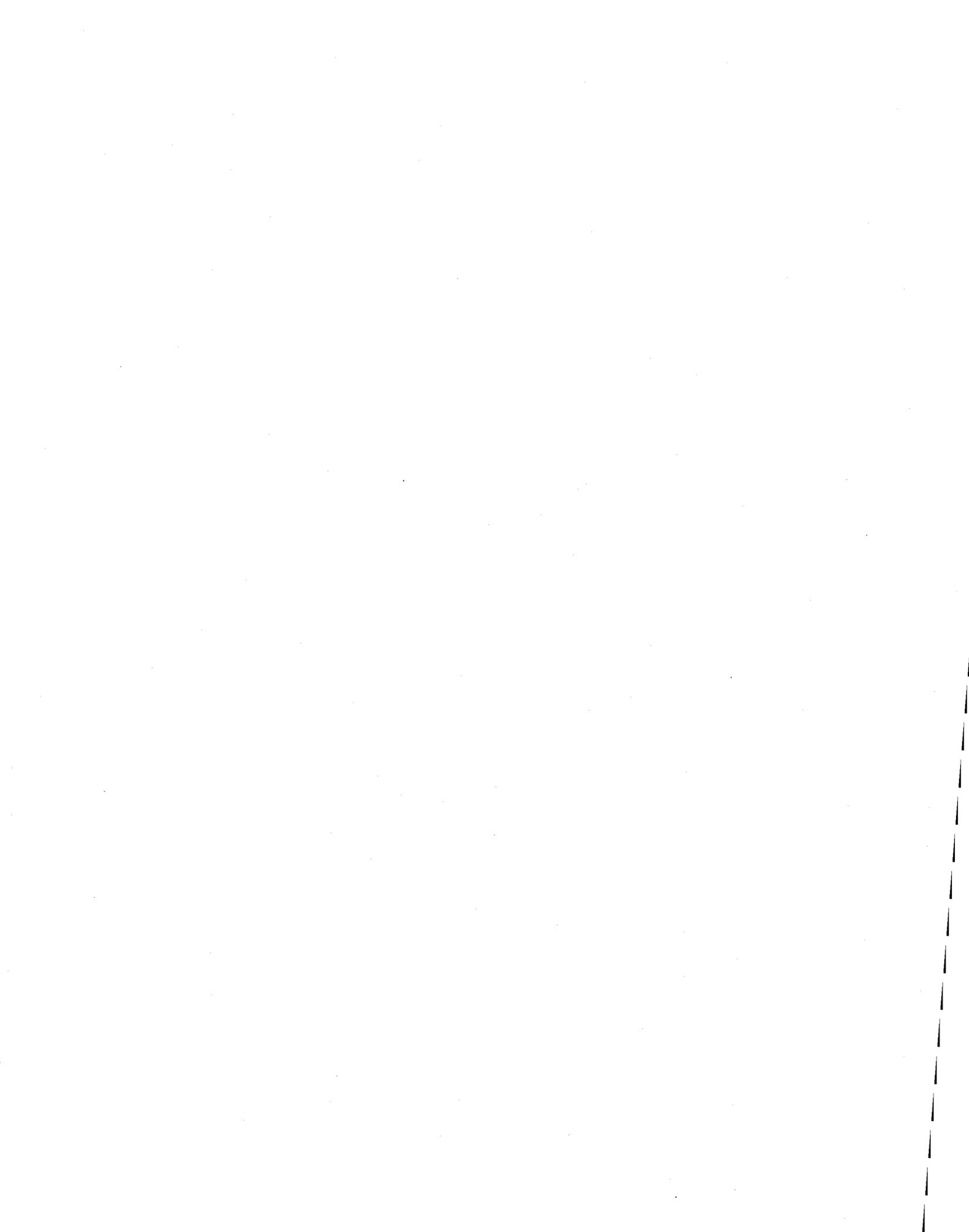
NAD83) en utilisant des points de contrôle (GCPs) extraits à partir du vecteur de la zone d'étude à l'échelle de 1/20 000 et d'un Modèle Numérique d'Altitude (MNA) au 1/20 000 de la région d'étude comme image de référence. Par cette procédure, nous avons relevé des points de contrôle (GCP) sur chaque image et effectué un redressement correct (Toutin, 1995).

Un masque a été appliqué sur chaque champ qui permettait d'extraire la moyenne, minimum, maximum et l'écart type des valeurs d'intensité à partir des images RSO. Les valeurs d'intensité ont été converties en dB en utilisant l'équation suivante (4.3).

$$\text{dB}=10\times\text{Log}_{10}(\text{intensité}). \quad (4.3)$$

Les images RSO ont été filtrées pour réduire la texture granuleuse (speckle ou chatoiement) des images. Le filtre Gaussien a été appliqué aux sous-images RADARSAT-1 et ENVISAT. La réduction du chatoiement est souvent une étape essentielle à l'analyse d'images radar. Pourtant, elle est préférable d'appliquer le filtrage après que les données soient extraites pour ne pas altérer l'information polarimétrique représentative de la cible. Afin de garder intact l'information, la procédure de filtrage a été appliquée seulement à la phase finale de cartographie, une fois que les coefficients de rétrodiffusion ont été relevés.

L'analyse des données de terrain recueillies, ainsi que les résultats du traitement des images RADARSAT-1 et ENVISAT feront l'objet du chapitre 5.



## 5 CARTOGRAPHIE DU GEL DU SOL

L'humidité du sol est une variable-clé régulant l'échange d'eau et d'énergie thermique entre le sol et l'atmosphère. Les changements de température à la surface du sol pendant l'hiver créent des mouvements d'eau ascendants, de sorte que l'eau se déplace de la zone humide vers le front de gel afin d'établir l'équilibre thermique. Cependant, le processus n'est pas aussi trivial qu'il ne le paraît. Le gel du sol est plus complexe, les propriétés thermiques du sol, sa teneur en eau et la température de l'air ambiant contribue grandement au mouvement de l'eau à travers les horizons du sol. En effet, selon l'arrangement des particules du sol et ses propriétés isolantes, ainsi que la texture et l'utilisation du sol, le gel est plus ou moins profond. Un autre facteur peut jouer un rôle important sur la profondeur du gel : l'épaisseur du couvert de neige. Dans le domaine des hyperfréquences, le signal radar rétrodiffusé dépend de l'humidité du sol par l'intermédiaire de sa constante diélectrique, de la topographie et de la rugosité de surface. Dans le cas où les deux derniers paramètres demeurent constants, le suivi du gel du sol avec des images multitemporelles est surtout influencé par les variations de la constante diélectrique du milieu étudié.

L'objectif du présent chapitre est 1) d'analyser la dynamique du gel dans le sol ; 2) d'étudier l'effet des variables du sol (température, humidité, texture et rugosité) sur le coefficient de rétrodiffusion radar et 3) de proposer un modèle de cartographie du gel du sol établi à partir des relations observées entre la température du sol et le coefficient de rétrodiffusion radar. Dans un premier temps, nous utiliserons des images RADARSAT-1 pour la cartographie du gel du sol, en nous basant sur un modèle statistique approprié. Dans un second temps, nous analyserons les images ENVISAT et nous réaliserons une cartographie du gel du sol dans les deux polarisations (HH/VV ou HH/HV) du capteur ASAR.

### 5.1 Analyse stationnelle de la variation temporelle des profils de température du sol

La connaissance et la compréhension de la variation temporelle des profils de température du sol constituent des éléments clés dans le développement d'une méthode de cartographie du gel du sol, principalement à cause du rapport étroit entre le mouvement de l'eau dans le sol et la dynamique du gel dans le sol. En effet, le profil de la température du sol traduit les phénomènes de transfert de la chaleur dans le sol. C'est une fonction de l'apport de chaleur à la surface, de la

conductivité thermique, de la capacité calorifique du sol et de l'évolution thermique du sol. L'analyse des données de température mesurées à différentes profondeurs pour chaque champ agricole au niveau du bassin versant du Bras d'Henri est représentée sur les figures suivantes.

La figure 5.1 montre qu'au champ 1, représentatif des sols mal drainés de la série Mawcook issus de tills squelettiques loameux remaniés et sous couvert de plantes fourragères, la température à la surface du sol est demeurée autour de  $-1^{\circ}\text{C}$  pendant les mois les plus froids de l'hiver, et qu'en général, la température est restée positive. Les profils de température sont rapprochés et se superposent entre décembre 2003 et février 2004. Ce n'est qu'à 50 cm que l'écart des températures est marqué.

Pendant la deuxième saison, le régime de température était différent. La température a baissé d'une manière notable en surface, alors qu'en profondeur elle a diminué seulement au mois de mars 2005 où elle est restée négative à 50 cm de profondeur. L'écart entre les profils est très grand comparativement à la première saison.

Dans le champ 2 (figure 5.2), également composé des sols de la série Mawcook mais en condition de sol nu, la température à la surface était plus basse par rapport au champ 1. Les profils sont presque les mêmes pour toutes les dates. Plusieurs tendances se démarquent. Dans la section du sol comprise entre 1 cm et 10 cm, la température augmente d'un degré ; par contre, à partir de 10 cm, cette tendance s'inverse et la température tend à baisser, avant d'augmenter à nouveau à 35 cm. Le pic observé à 10 cm du sol est probablement dû à l'apport d'eau interstitielle qui migre vers ce front de ségrégation pour maintenir l'équilibre volumique. Cette augmentation de température à 10 cm du sol s'observe aussi durant la 2<sup>ème</sup> saison. Le 11 mars 2005 est la seule date où le gel a presque atteint une profondeur de 50 cm.

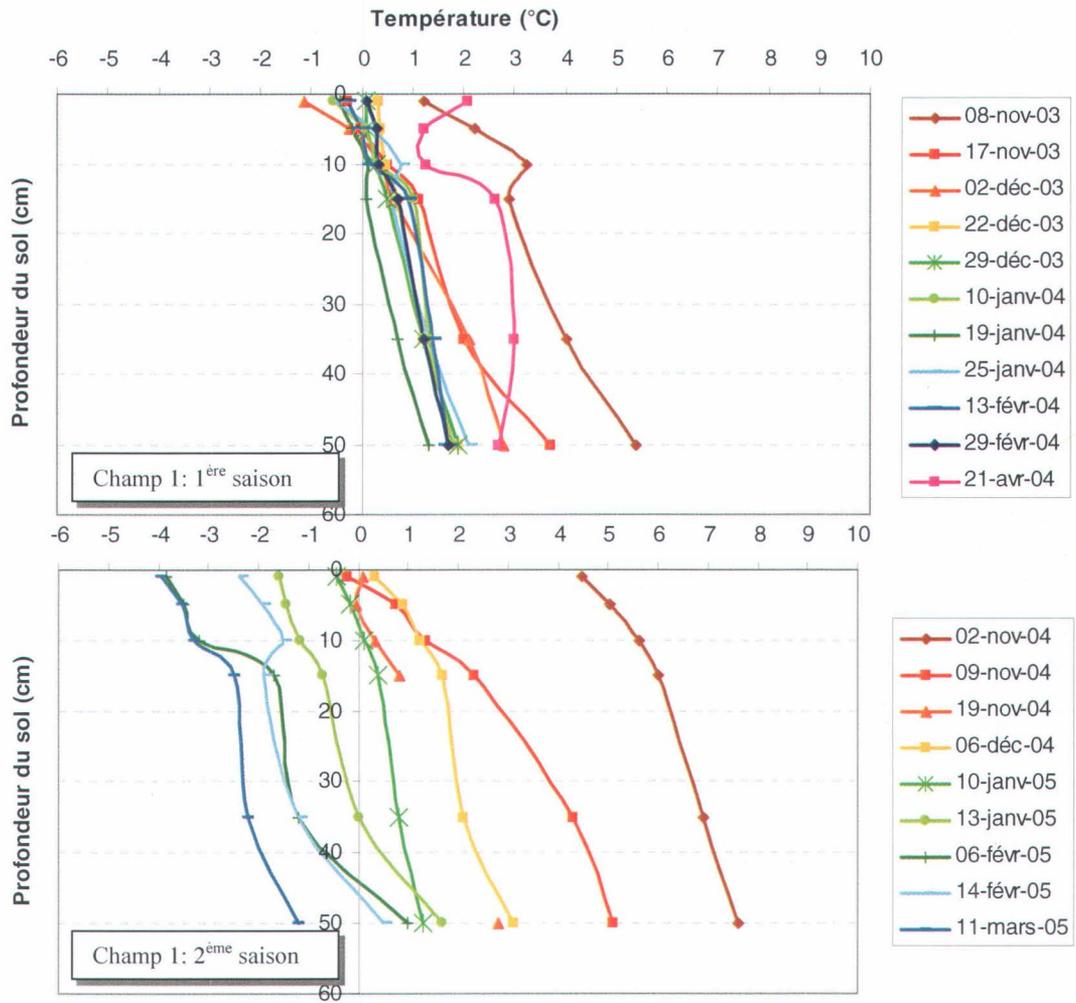
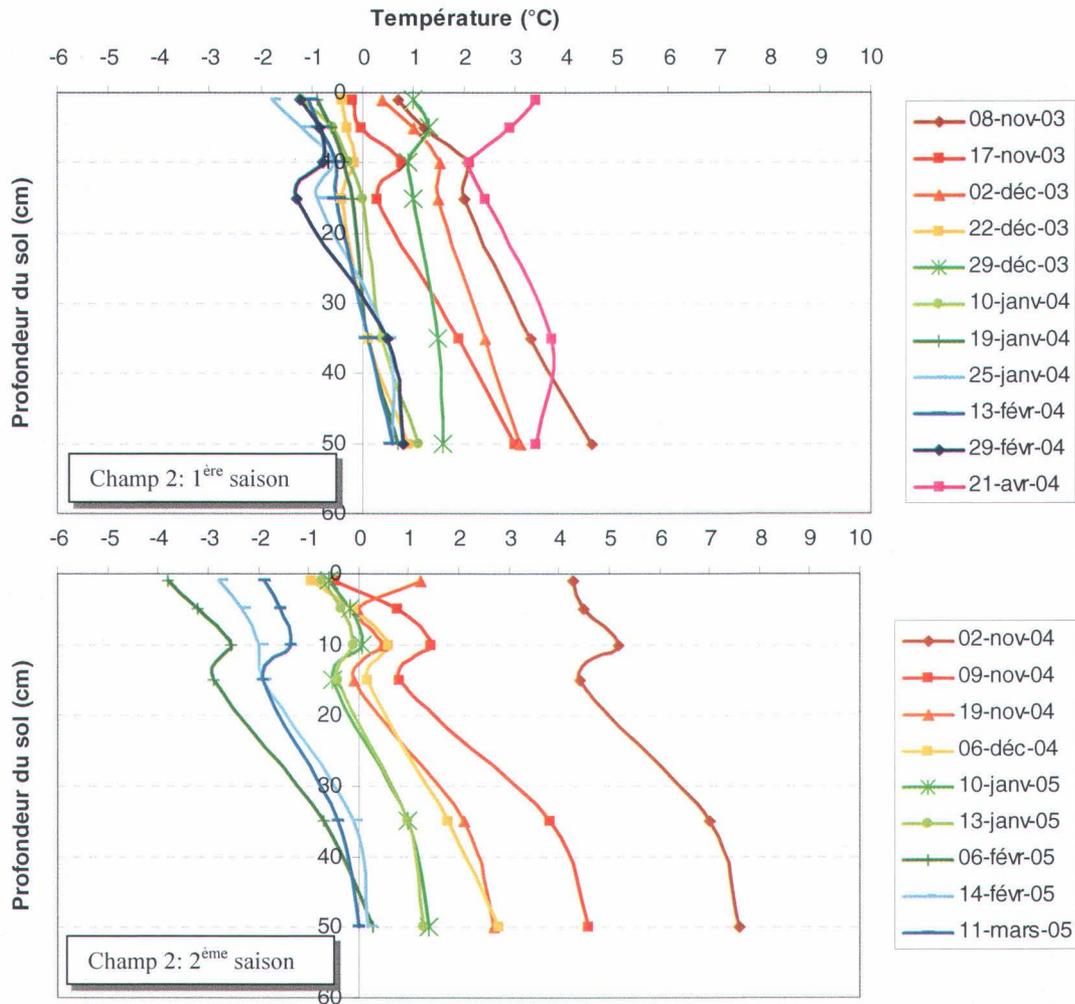
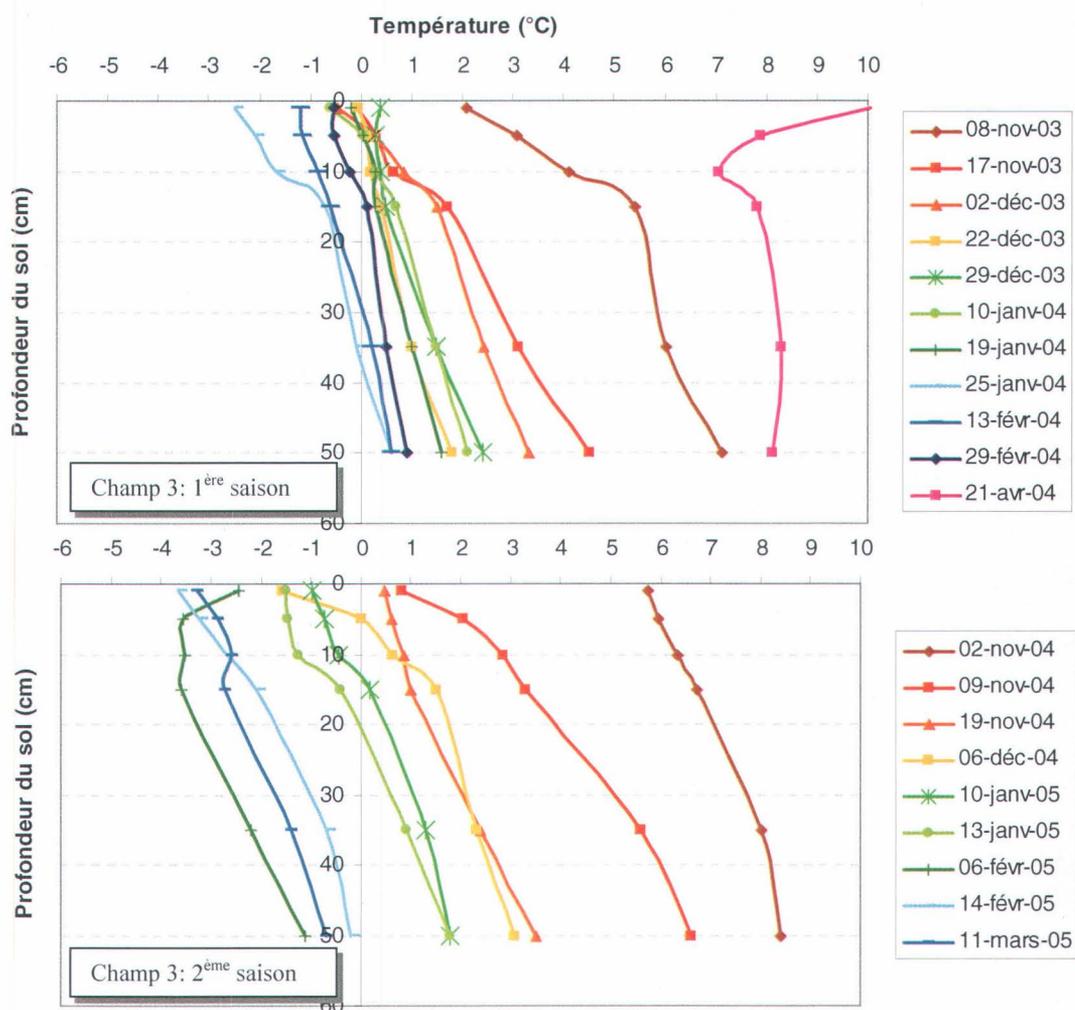


Figure 5.1 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 1.



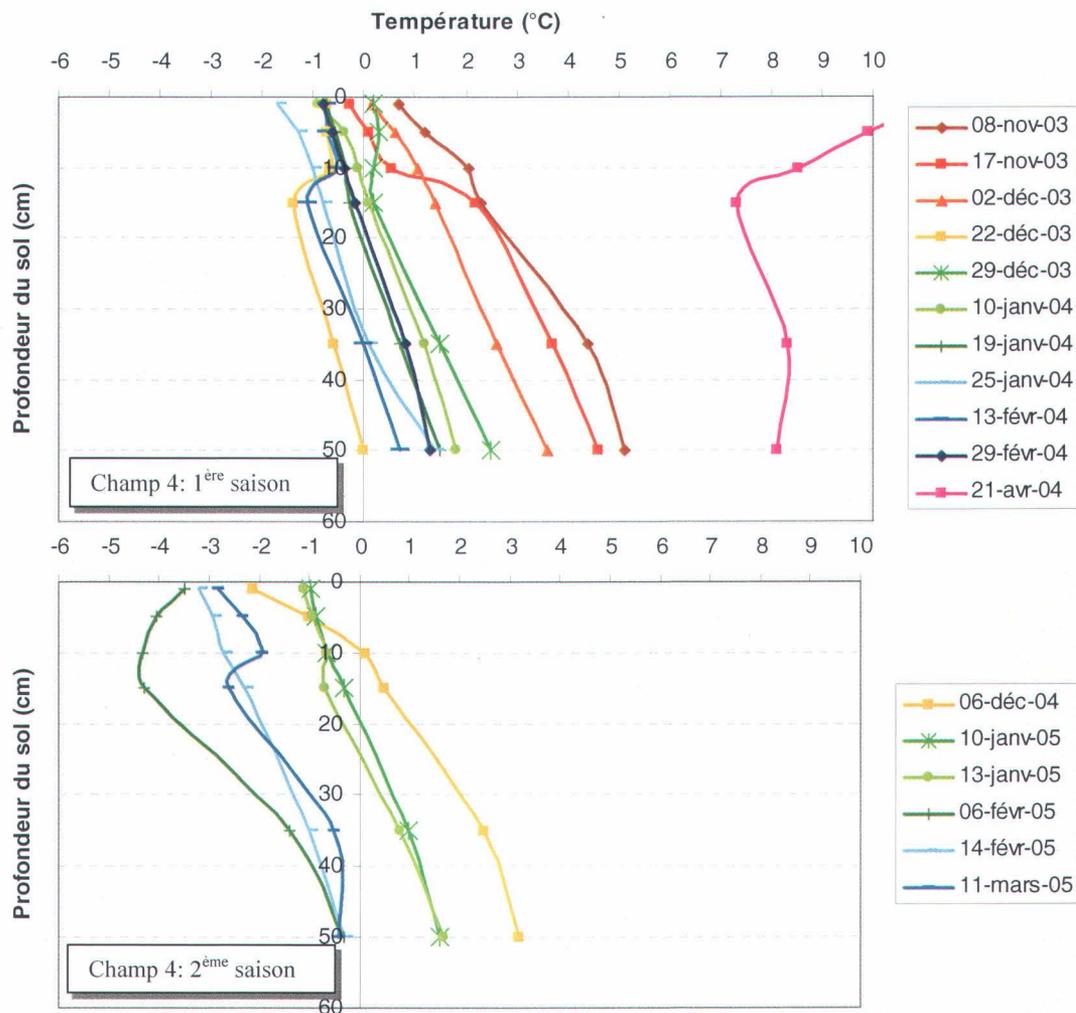
**Figure 5.2 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 2.**

Le champ 3 (figure 5.3), occupé par des sols issus de sédiments fluvio-lacustres limoneux fins et mal drainés de la série de LeBras sous couvert de plantes fourragères, affiche des températures plus froides à la surface que les deux champs précédents. Mais, celles-ci augmentent progressivement, de manière linéaire, au fur et à mesure que l'on se déplace en profondeur. Durant la 1<sup>ère</sup> saison, le gel n'atteint jamais 50 cm, alors que pendant la 2<sup>ème</sup> saison, le gel a atteint 50 cm de profondeur les 6 février, 14 février et 11 mars 2005.



**Figure 5.3 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d’hiver au niveau du champ 3.**

La figure 5.4 montre que les profils de température pour le champ 4 sont à peu près semblables à ceux du champ 3 durant les deux saisons. Ce champ présente des conditions pédologiques similaires au champ 3 à l’exception qu’il est non labouré et sous un important couvert de résidus de culture de maïs (>20% de la surface). Comme pour le champ 2, on y observe des températures moins élevées que celles du champ 3 démontrant l’impact du couvert végétal sur la dynamique du gel dans le sol. Le gel a atteint presque 50 cm, le 22 décembre 2003.



**Figure 5.4 : Profils des températures mesurées à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 4.**

Au champ 5 (figure 5.5), le gel atteignait 50 cm de profondeur le 13 février 2004. Pour les autres dates de la 1<sup>ère</sup> saison, le sol restait dégelé à cette profondeur. Le 21 avril 2004, la température restait presque constante pour les trois dernières profondeurs. Les champs 5 et 6 sont occupés par des sols modérément bien drainés de la série de Neubois, développés sur matériau fluvio-lacustre limoneux fin.

Durant la 2<sup>ème</sup> saison, nous avons remarqué un changement rapide de la température entre 1 cm et 5 cm de profondeur, qui s'est manifesté par une augmentation de 2°C le 19 novembre 2004. Ce jour-là, la température de l'air était aussi positive (2°C). Par contre, le 6 décembre 2004 la

température à la surface était autour de  $-3^{\circ}\text{C}$ , avant de suivre le même profil que celui du 19 novembre 2004 vers les 10 cm. A cette date, on a enregistré des températures très froides ( $-17^{\circ}\text{C}$ ), alors que la veille, la température de l'air était autour de  $1^{\circ}\text{C}$ , ce qui explique la température positive à 10 cm. Un autre facteur a joué un rôle important dans ces variations : il s'agit du couvert de neige, dont la hauteur mesurée était de 5 cm. En effet, sans couvert de neige important, le sol aurait réagi rapidement aux changements de la température extérieure, étant affecté directement par les fluctuations quotidiennes de la température de l'air.

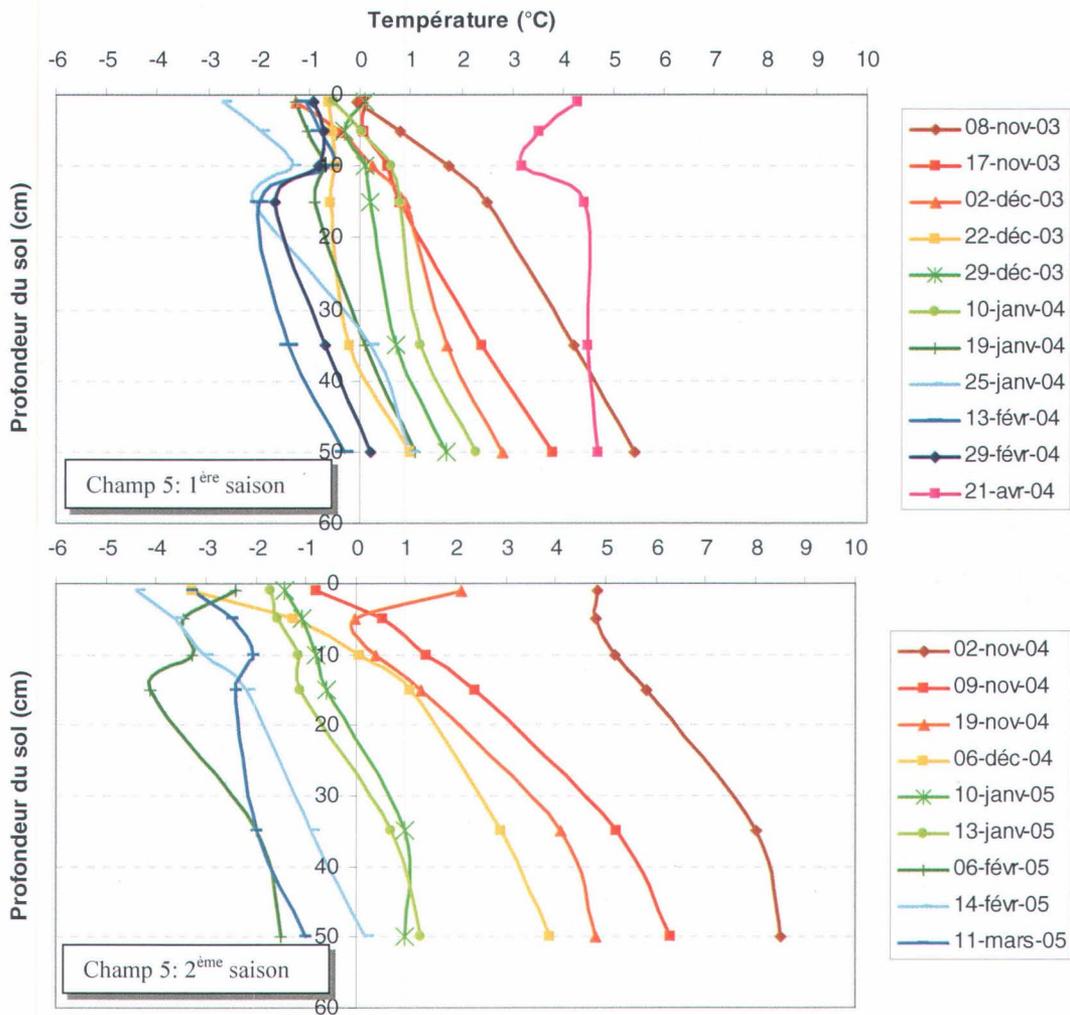


Figure 5.5 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 5.

À la figure 5.6 (1<sup>ère</sup> saison) nous pouvons remarquer les mêmes tendances des profils et les mêmes scénarios pour le champ 6, que pour son voisin, le champ 5, relativement semblable sur le plan pédologique. La seule différence entre les deux est la profondeur de gel qui a atteint les 50 cm le 13 février 2004 pour le champ 5, alors qu'à la même profondeur, le champ 6 est resté dégelé. Durant la 2<sup>ème</sup> saison, la température à la surface a beaucoup baissé (jusqu'à -5°C et moins), sans que la profondeur du gel atteigne 50 cm pour la plupart des dates. A cette profondeur, le gel a été mesuré le 14 février et le 11 mars 2005.

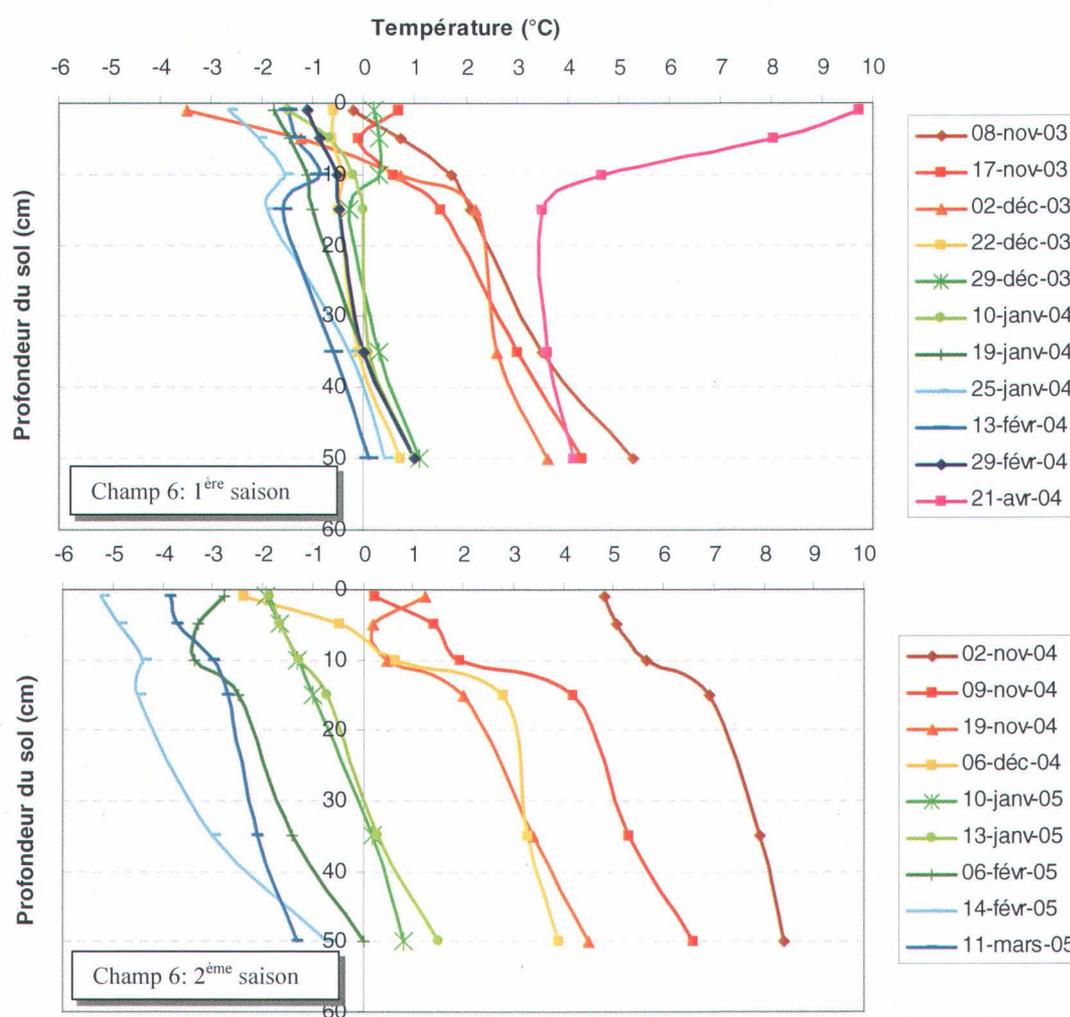
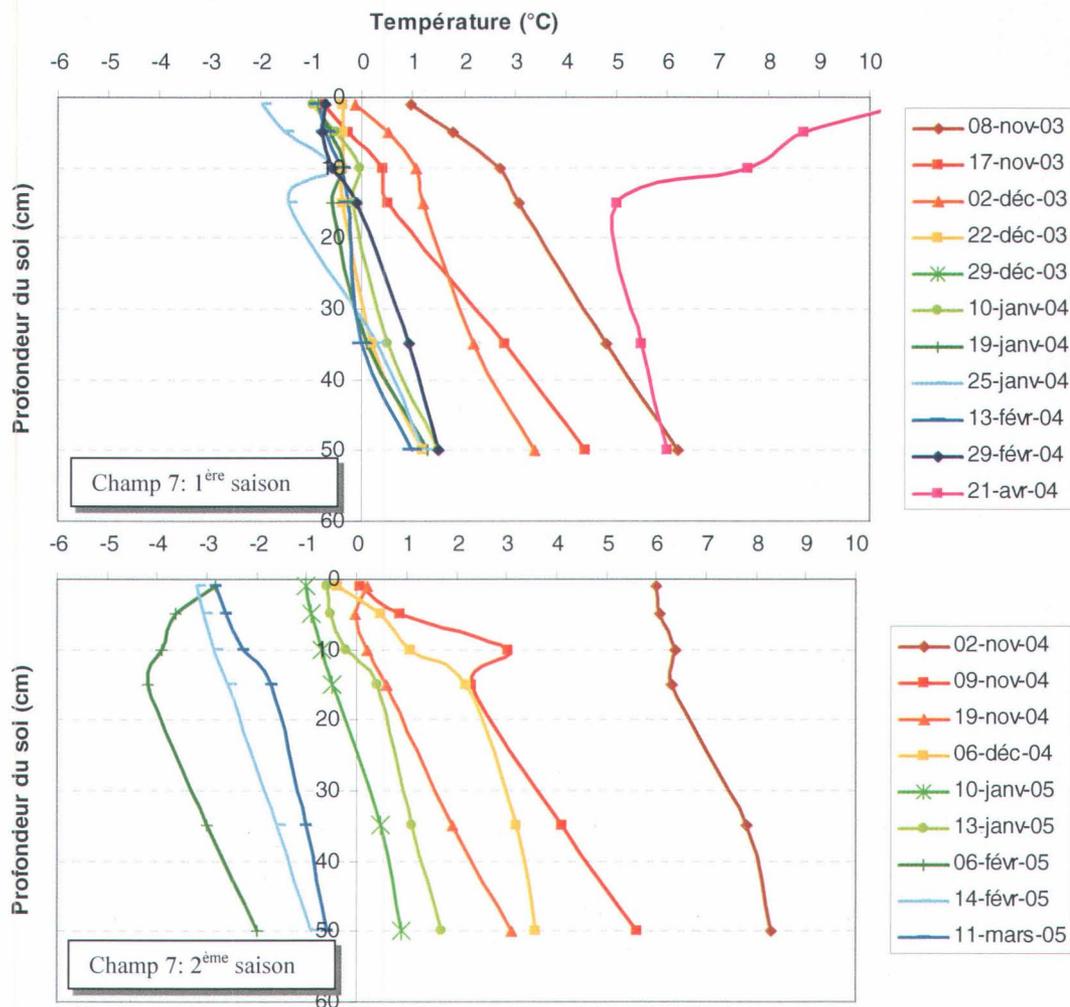


Figure 5.6 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au champ 6.

Le gel de sol au niveau du champ 7 (figure 5.7) au cours de la première saison hivernale n'a jamais atteint 35 cm, pendant que les températures enregistrées à la surface du sol ne sont jamais descendu en dessous de  $-2^{\circ}\text{C}$ . Le scénario est complètement différent pour la deuxième saison, comme d'ailleurs pour tous les autres champs, à cause des conditions climatiques différentes et surtout au niveau des accumulations nivales. L'absence de neige a rendu la surface du sol vulnérable et le gel a atteint plus de 50 cm de profondeur.



**Figure 5.7 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au champ 7.**

La figure 5.8 illustre bien que le champ 9, contrairement aux autres champs, est celui où la température enregistrée à 1 cm dans le sol a avoisiné  $-6^{\circ}\text{C}$  le 25 janvier 2004, avant d'augmenter

à 0,5°C vers 50 cm de profondeur. C'est la température la plus basse enregistrée à 1cm de profondeur au cours des deux saisons hivernales. La température de l'air enregistrée à la station SNOWPOWER était de -24°C lors du passage du satellite. Les mesures de terrain ont révélé que les accumulations de neige pour ce champ étaient les plus basses (22 cm) pour cette saison, par rapport aux autres champs. Sa position physiographique, au sommet d'une terrasse surplombant une vallée encaissée dans les Appalaches rend ce champ très exposé aux vents dominants. Développés sur un matériau de till loameux grossier à squelettique loameux, les sols de la série de Woodbridge qui dominent la partie étudiée des champs 9 et 10 présentent un drainage modéré. Le champ 9 est en foin tandis que le champ 10 a reçu un labour d'automne.

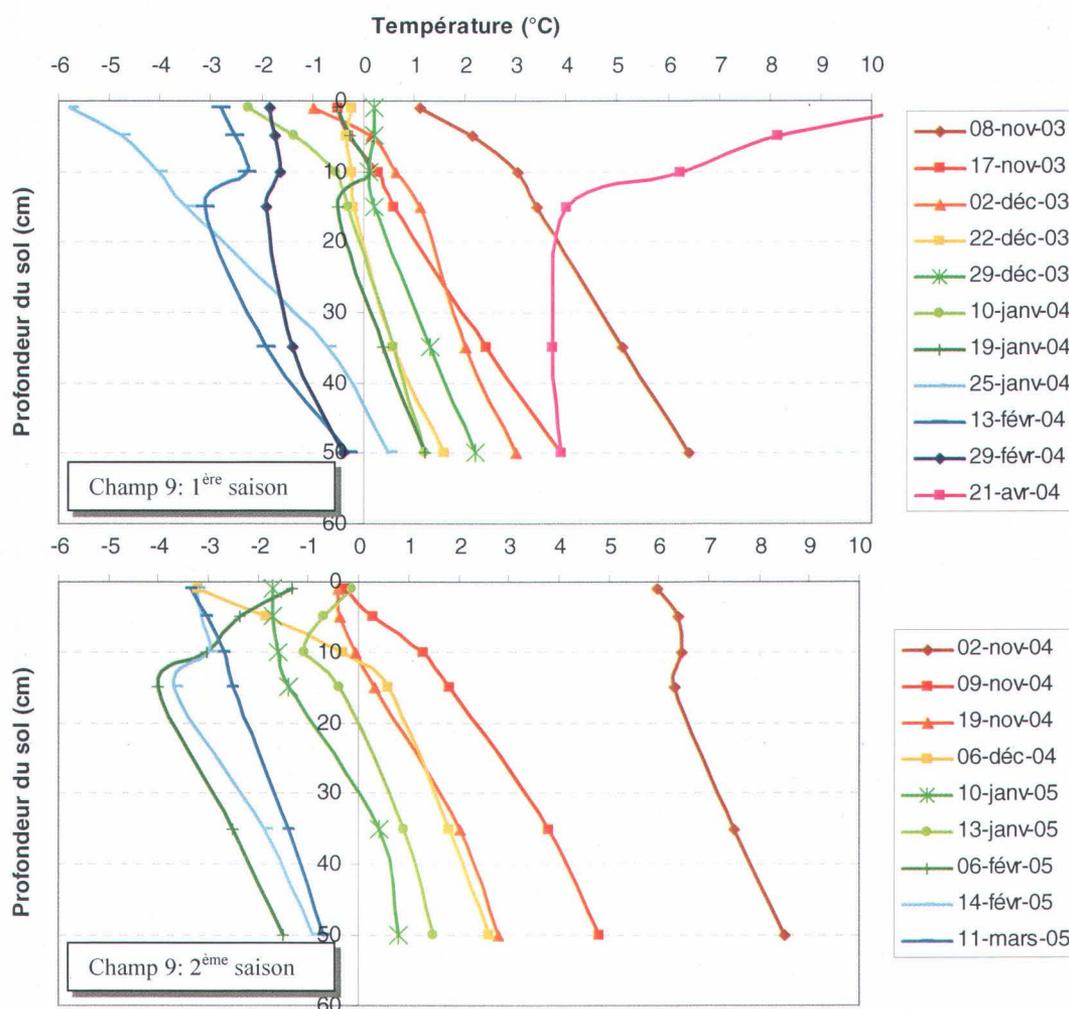


Figure 5.8 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 9.

Durant la 2<sup>ème</sup> saison, une première baisse de température ( $-3,2^{\circ}\text{C}$ ) a été enregistrée le 6 décembre 2004 à la surface du sol (1 cm), la température de l'air prélevée oscillant entre  $-9$  et  $-19^{\circ}\text{C}$ . Le 13 janvier 2005, une baisse de température a été enregistrée à 10 cm de profondeur, la température à la surface du sol se maintenant près de point de congélation grâce à la température de l'air qui avait augmenté ce jour-là. Une dernière baisse de température s'est manifestée entre le 6 février et le 14 février 2005, à 15 cm, la température de l'air enregistrée entre ses deux dates variant entre  $+4$  et  $-12^{\circ}\text{C}$  et entre  $-7$  et  $-13^{\circ}\text{C}$  respectivement. Les variations de température de l'air expliquent le déplacement du gel du sol aux différents niveaux du sol.

La figure 5.9 montre les températures mesurées au champ 10 : durant la 1<sup>ère</sup> saison, un revirement de la distribution de la température au niveau de la surface du sol a été observé le 17 novembre 2003, entre 1 et 10 cm. Aucune accumulation de neige n'a été enregistrée à cette date et la température de l'air était de  $-5^{\circ}\text{C}$ . Ce changement du profil peut être attribué au changement de la conductivité thermique qui a induit un changement de gradient thermique qui s'est reflété au niveau du champ par une différence dans l'inclinaison du profil de température.

Durant la 2<sup>ème</sup> saison, la température du sol n'a jamais descendu en dessous de  $-3^{\circ}\text{C}$ , entre 15 et 50 cm de profondeur ; le sol est donc demeuré dégelé et c'est seulement le 6 février 2005 que le gel a atteint 35 cm de profondeur.

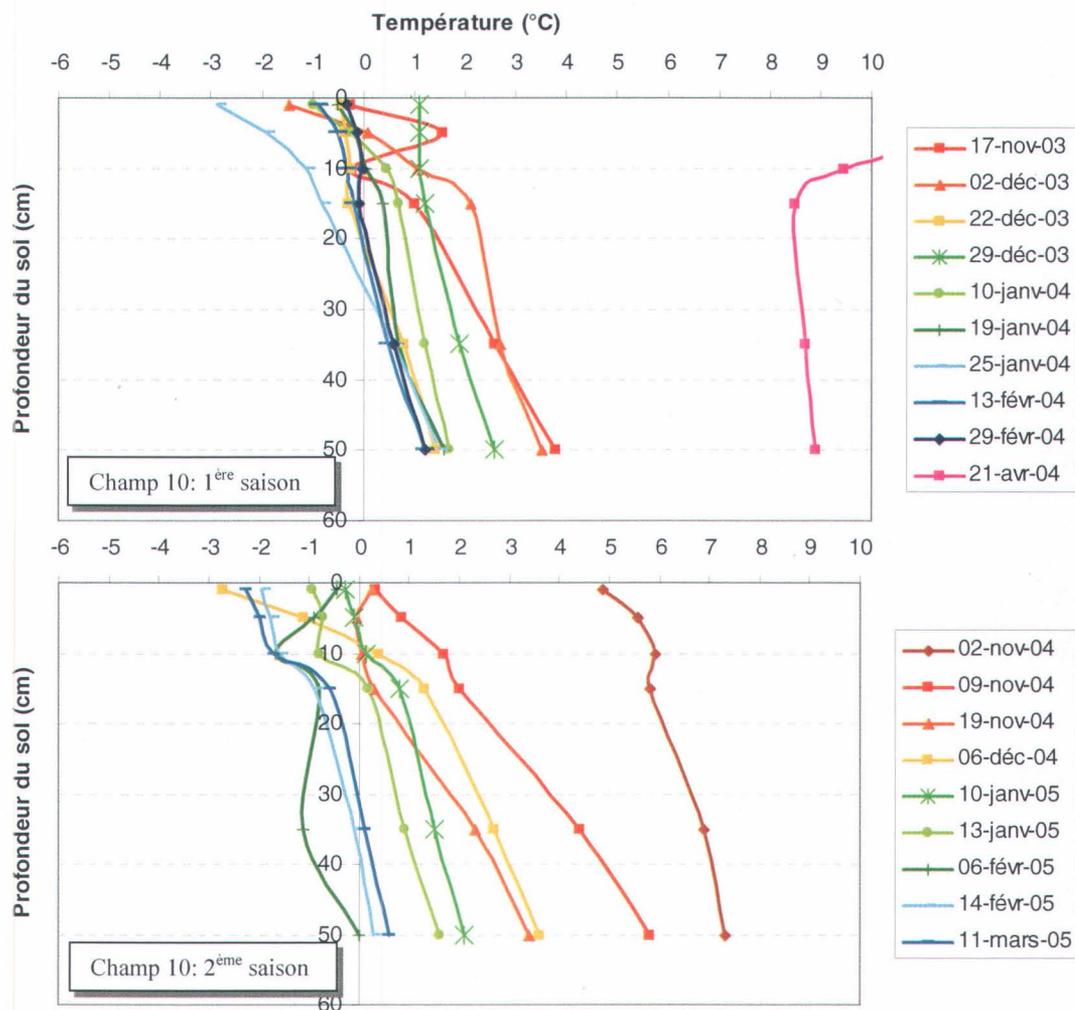
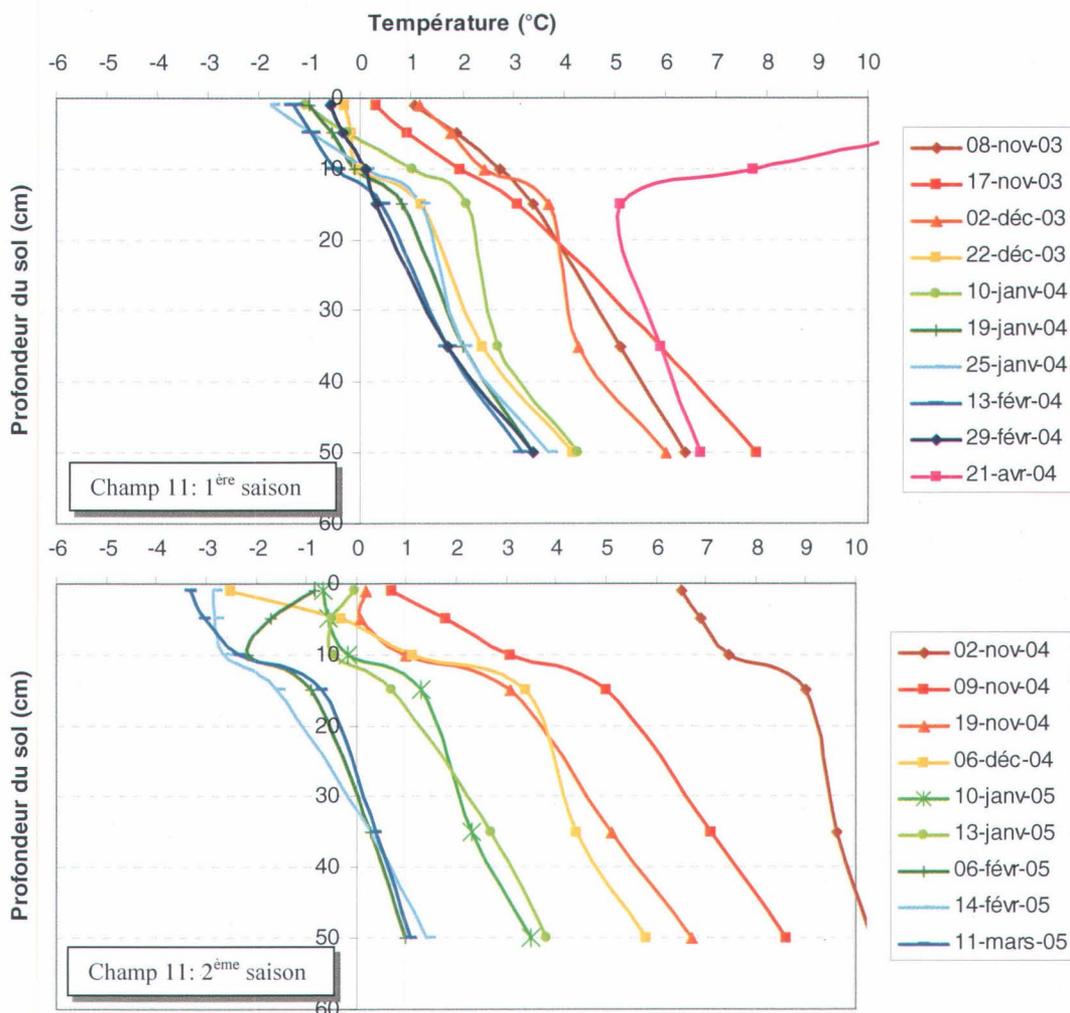


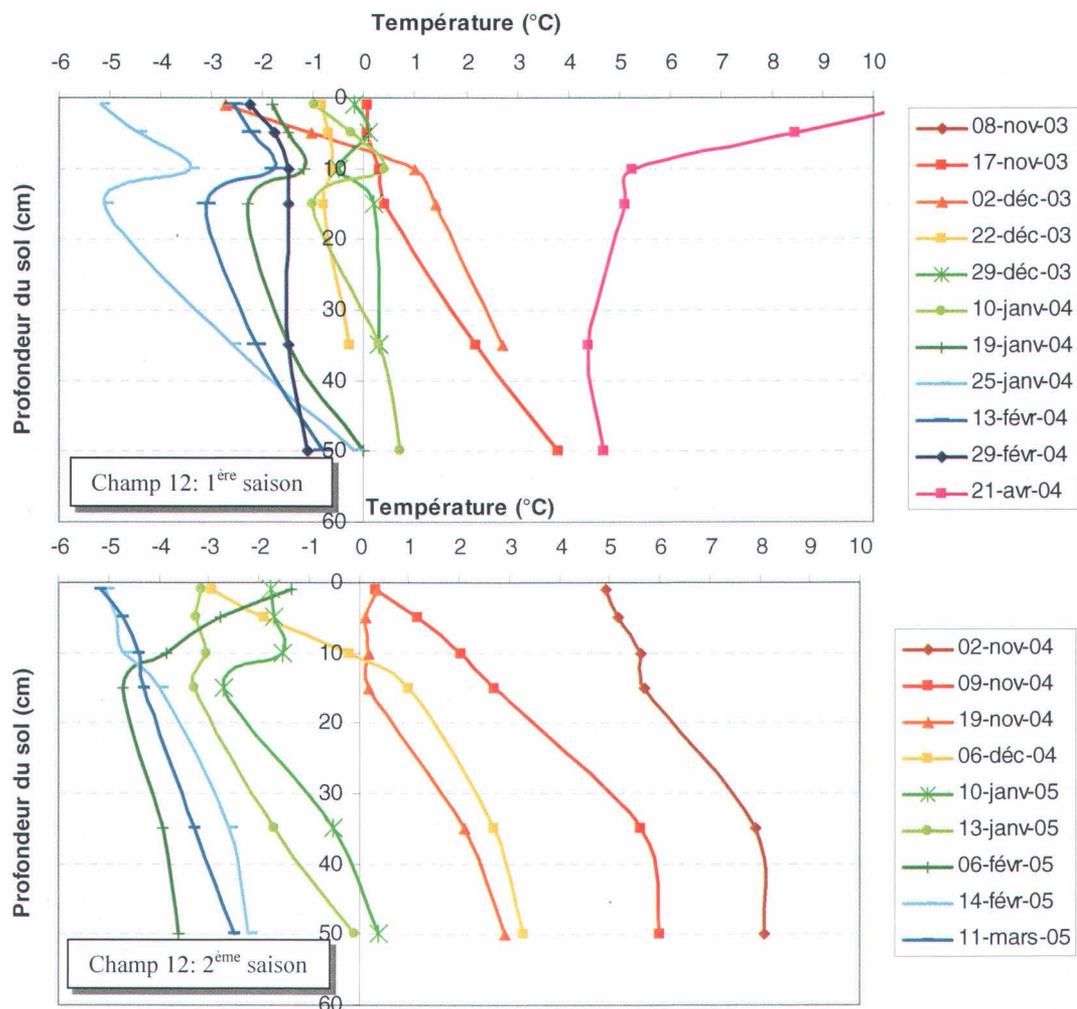
Figure 5.9 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 10.

La figure 5.10 illustre les températures relevées au champ 11. En ce qui concerne ce champ, le gel a seulement touché les premiers 10 cm de la surface au cours de la première saison, et environ 15 cm pendant la deuxième saison, sans pour autant aller jusqu'au 35 ou 50 cm, comme c'est le cas pour les autres champs. En outre, on remarque que la température augmente rapidement de la surface vers le fond.



**Figure 5.10 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d’hiver au niveau du champ 11.**

Au champ 12 (figure 5.11), la température mesurée le 25 janvier 2004 à 1 cm était aussi basse ( $-5^{\circ}\text{C}$ ) que celle mesurée au champ 9 ( $-6^{\circ}\text{C}$ ) et elle a par la suite augmenté vers 10 cm ( $-3^{\circ}\text{C}$ ), avant de subir un revirement autour de 15 cm de profondeur ( $-5^{\circ}\text{C}$ ). En ce qui concerne ce champ, il faut noter aussi la faible accumulation de neige (26 cm) durant la 1<sup>ère</sup> saison. Pendant la 2<sup>ème</sup> saison, du 13 janvier jusqu’à la dernière date de mesure (le 11 mars 2005), le gel a dépassé les 50 cm de profondeur (entre  $-0,1$  et  $-4,7^{\circ}\text{C}$ ).



**Figure 5.11 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 12.**

Pour le champ 14 (figure 5.12) constitué des sols sableux bien drainés de la série de Beurivage sous couvert végétal, les mesures ont été effectuées seulement pendant la deuxième saison hivernale. Les profils de température démontrent un gradient positif de la surface vers la profondeur. Le 11 mars 2005, la température mesurée à 1 cm était de  $-5^{\circ}\text{C}$ , tandis qu'à 15 cm, elle était de  $-8,5^{\circ}\text{C}$ . La température de l'air enregistrée oscillait entre  $-13^{\circ}\text{C}$  le jour et  $-3^{\circ}\text{C}$  à l'heure du passage du capteur.

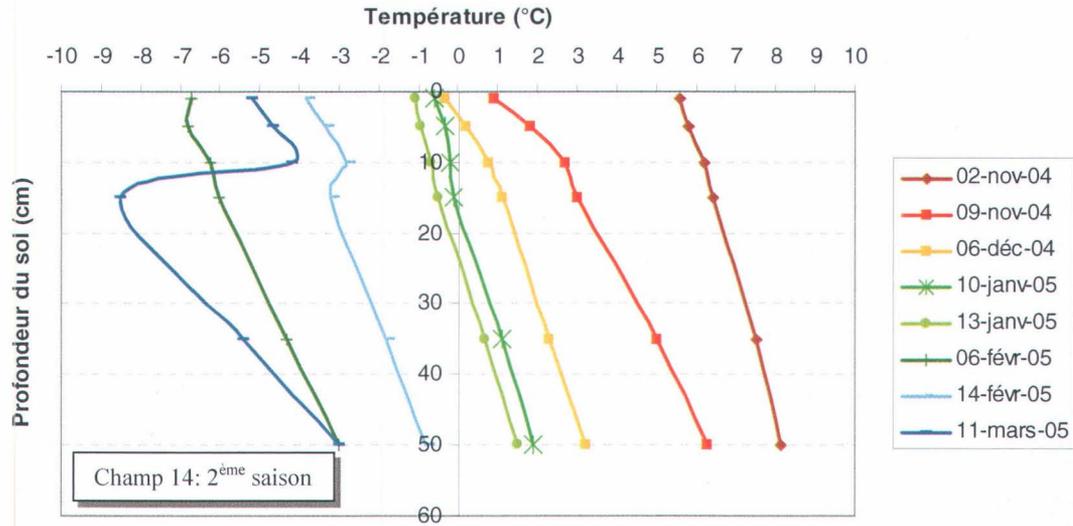


Figure 5.12 : Profils de température mesurés à différentes profondeurs du sol au cours des deux saisons d'hiver au niveau du champ 14.

## 5.2 Analyse synthèse de la variation temporelle des profils de température du sol

D'une manière générale, l'étude des profils de température dans les champs agricoles du bassin versant du Bras d'Henri met en évidence les variations plus ou moins rapide de la température du sol selon les champs, de la surface (1 cm) jusqu'à 50 cm de profondeur. Pour certaines dates, le 14 février et le 11 mars 2005 par exemple, les profils de température montrent une augmentation lente de la température. Le 11 mars 2005, la température a fortement baissé entre 10 et 15 cm, passant de  $-4^{\circ}\text{C}$  à  $-8,5^{\circ}\text{C}$  avant de rejoindre la tendance des autres profils. On peut relier cette forte baisse de température au changement de la température de l'air à cette date ; ainsi la température à la surface a baissé, sans pourtant affecter la profondeur de 15 cm. Cette action directe est sans aucun doute due aux faibles accumulations de neige mesurées ce jour là, entre un minimum de 13 cm pour le champ 12 et un maximum de 40 cm pour le champ 2.

L'analyse des profils montre aussi qu'il y a un transfert de chaleur de la profondeur vers la surface et non seulement de la surface vers la profondeur. Dans tous les champs, le profil de température du 21 avril 2004 a subi un changement rapide au niveau des premiers 10 cm.

Le 6 février 2005, le profil est inversé : la température à 10 cm était moins élevée en surface qu'en profondeur. Ce phénomène peut être expliqué par le fait que ce jour-là, la température de l'air et les précipitations ont augmenté la température à la surface, alors qu'autour de 10 cm, le sol est resté gelé à cause des températures plus basses. La variation rapide de la température peut aussi être attribuée à la faible hauteur de la neige qui rend la surface du sol plus vulnérable aux changements rapides de la température de l'air, modifiant ainsi le régime thermique de la surface du sol.

La deuxième saison présente des profils de température très variés les uns par rapport aux autres, ainsi que des températures nettement inférieures à celles de la première saison. Les faibles chutes de neige jumelées aux basses températures de l'air qui ont marqué cette saison ont contribué dans une large mesure à cette baisse de température dans les couches du sol.

À travers cette analyse, l'étude des profils de température dans le sol met en évidence les interactions complexes qui lient entre elles les variables du milieu édaphique. Les précipitations qui sont interceptées par la surface du sol, et la dynamique de la nappe déterminent le stock d'eau du sol. En fonction des caractéristiques de drainage et d'accumulation de neige, de la température de l'air et de la végétation, cette eau est soustraite à la surface du sol par évapotranspiration ou par infiltration, ce qui modifie sa tension dans le sol, elle-même déterminante de la disponibilité de l'eau pour le transfert de chaleur latente lors du gel. La présence d'un couvert végétal, aussi minimal soit-il, détermine également la teneur en matière organique des formations superficielles, ce qui influence la distribution verticale de la température dans le sol. Il en résulte un système complexe où les facteurs climatiques, biogéographiques et édaphiques se trouvent étroitement liés. Ces trois composantes sont liées aux formes du relief et diffèrent largement entre un terrain pentu et un paysage de plaine par exemple. La nature et la mise en place de ces formes joue donc un rôle dans le comportement thermique des sols et constitue le degré supérieur de fonctionnement du milieu étudié.

La prochaine section traitera de l'impact des facteurs pédologiques cités auparavant sur la profondeur du gel dans le sol.

### 5.3 Analyse de la profondeur du gel

La profondeur du gel a été analysée en tenant compte du type de sol et des conditions climatiques externes. Ainsi, la profondeur du gel a été calculée (équation 5.1) à partir des mesures des températures à six profondeurs du sol que nous avons représentées en fonction de l'humidité du sol mesurée par TDR à 5 cm, et de la hauteur de neige, ainsi que des moyennes journalières, minimum et maximum de la température de l'air et de la moyenne mensuelle des précipitations. Pour les données météorologiques, nous nous sommes servi de deux stations météorologiques, situées à proximité de nos champs, une au nord du bassin, la station de Saint-Jean-Chrysostome et l'autre au sud, la station de Scott. La station météorologique installée au niveau du champ 12 n'a pas servi à cause d'un manque de données. Elle nous a fourni pourtant des données sur la densité de la neige et, à titre comparatif, des données de température quand elles étaient disponibles. Les informations sur l'humidité du sol et le couvert de neige sont aussi représentées aux figures 5.13 à 5.16.

$$P_{gel} = P_1 - T_1 \frac{(P_1 - P_2)}{(T_1 - T_2)} \quad (5.1)$$

Avec,

$P_{gel}$  : profondeur du gel (cm)

$P_1$  : profondeur à ce niveau (cm)

$P_2$  : profondeur à ce niveau (cm)

$T_1$  : température négative au niveau ( $P_1$ )

$T_2$  : température positive au niveau ( $P_2$ )

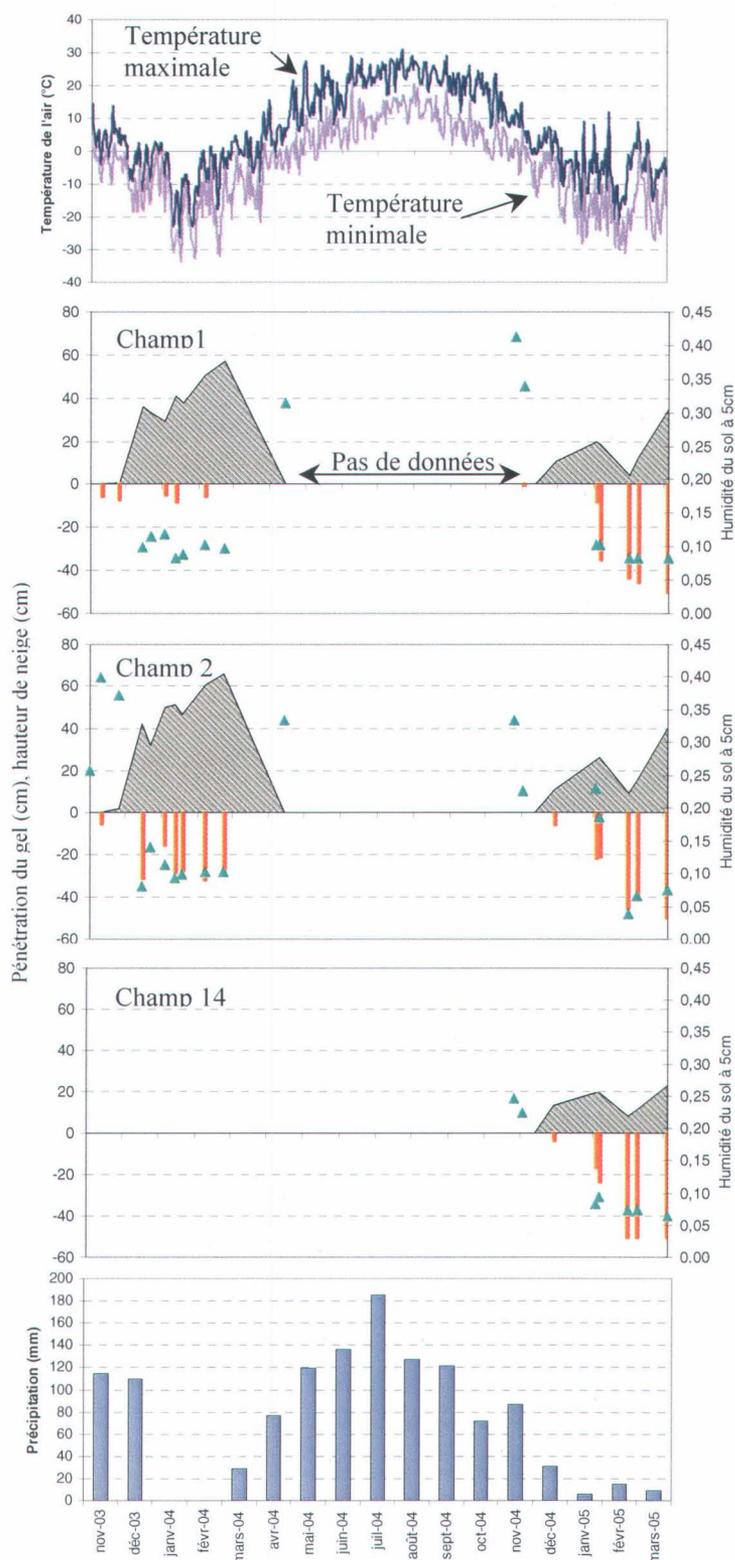


Figure 5.13 : Variation de la profondeur du gel (barre orange), hauteur de la neige (en gris) et humidité du sol enregistrées à 5 cm (triangles bleus) pour les champs 1, 2 et 14 avec la moyenne des précipitations mensuelles, la moyenne des températures quotidiennes maximales et minimales enregistrée au niveau de la station météorologique de St-Jean-Chrysostome, en fonction du temps.

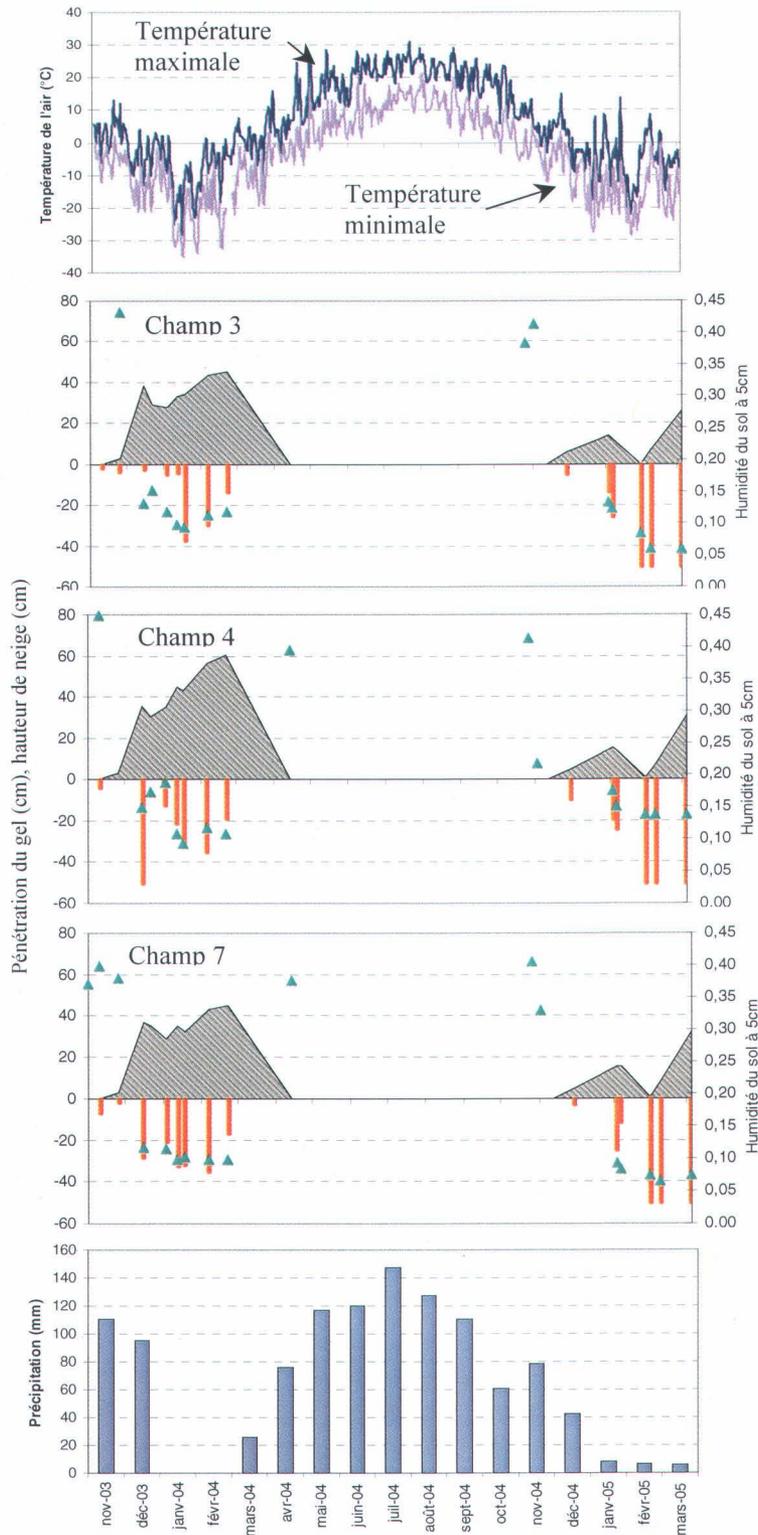


Figure 5.14 : Variation de la profondeur du gel (barre orange), hauteur de la neige (en gris) et humidité du sol (triangles bleus) enregistrées à 5 cm pour les champs 3, 4 et 7, avec la moyenne des précipitations mensuelles, la moyenne des températures quotidiennes maximales et minimales enregistrée au niveau de la station météorologique de Scott, en fonction du temps.

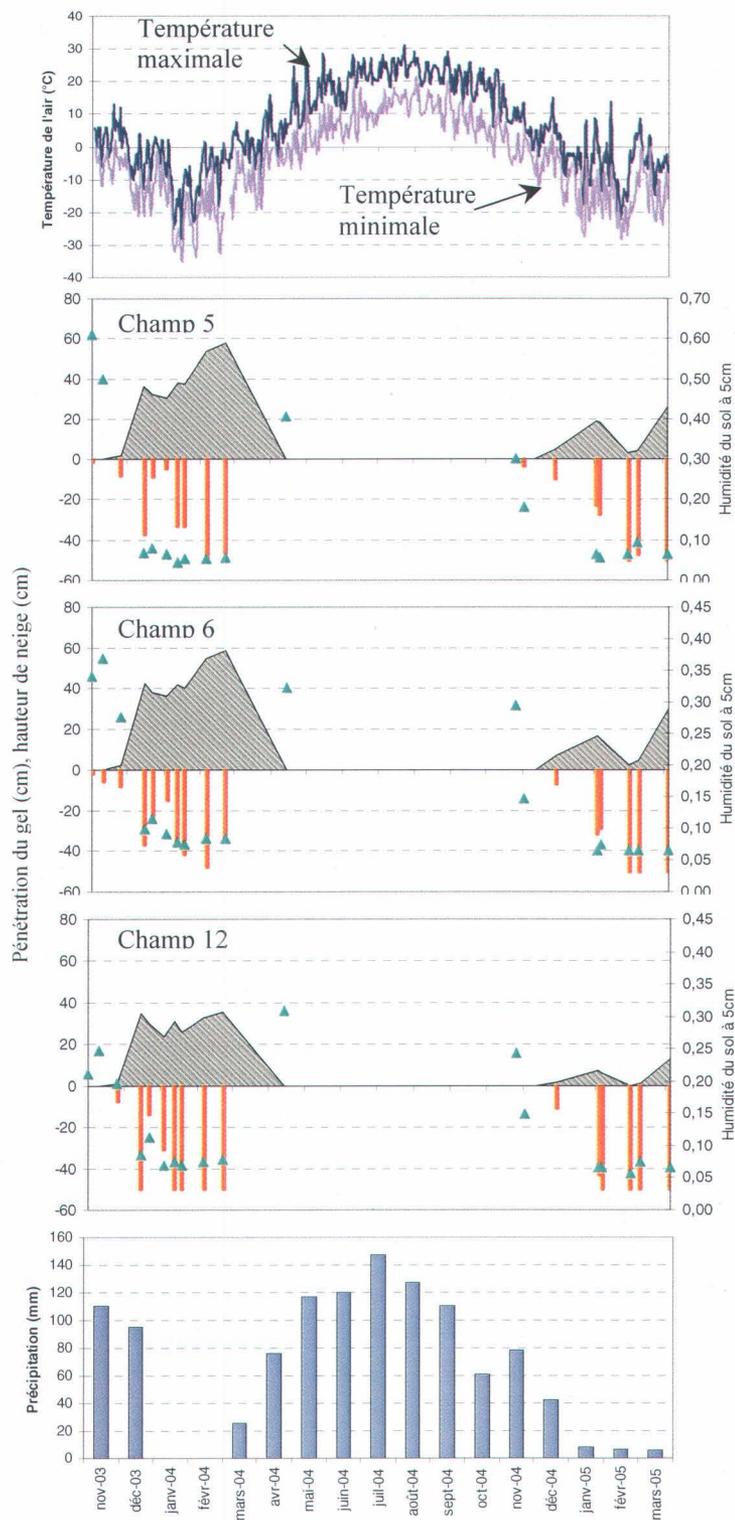


Figure 5.15 : Variation de la profondeur du gel (barre orange), hauteur de la neige (en gris) et humidité du sol (triangles bleus) enregistrée à 5 cm pour les champs 5, 6 et 12, avec la moyenne des précipitations mensuelles, la moyenne des températures quotidiennes maximales et minimales enregistrée au niveau de la station météorologique de Scott, en fonction du temps.

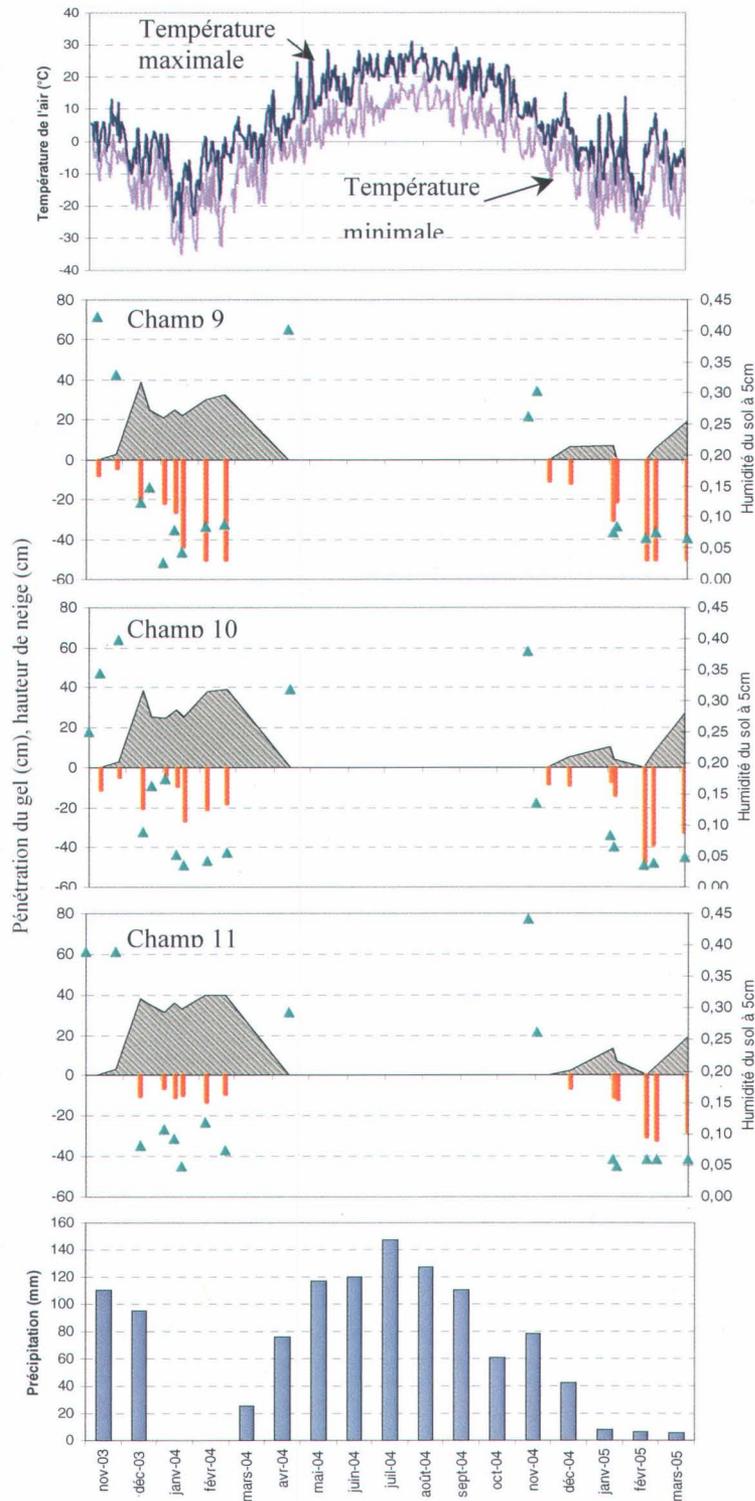


Figure 5.16 : Variation de la profondeur du gel (barre orange), hauteur de la neige (en gris) et humidité du sol (triangles bleus) enregistrée à 5 cm pour les champs 9, 10 et 11 avec la moyenne des précipitations mensuelles, la moyenne des températures quotidiennes maximales et minimales enregistrée au niveau de la station météorologique de Scott, en fonction du temps.

La surface du sol commence à geler en novembre. Il s'agit de la période où la température moyenne mesurée devient négative. Nous avons noté les dates où le sol gèle à différentes profondeurs (1, 5, 10, 15, 35 et 50 cm). Ainsi, en 2003, à 1 cm de la surface, le sol a gelé la première fois le 8 novembre dans les champs 5 et 6, et le 17 novembre 2003 dans le reste des champs, sauf le champ 11, qui a été le dernier à subir le gel pendant la première saison (22 décembre 2003).

Au cours de la deuxième saison (2004-2005), le premier champ à geler a été le numéro 5, le 9 novembre, suivi par les autres champs le 6 décembre. Le dernier à subir le gel a été le champ 1, où on a mesuré 7,86 cm de profondeur du gel le 10 janvier. A cause de leur grande teneur en eau, certains champs ont mis du temps avant de geler.

La majorité des champs agricoles ont commencé à dégeler en avril : c'est la période où la température est devenue positive. Le 21 avril 2004, la date de notre dernière acquisition pour la première saison, tous les champs étaient dégelés. Certains champs ont connu un dégel rapide, dans l'intervalle qui a suivi nos premières mesures, tout de suite après que la température de l'air ait dépassé les 0°C. Par la suite, la température a subi une chute importante de l'ordre de -20°C, ce qui a eu pour conséquence un gel plus profond, qui a dépassé les 20 cm de profondeur pour la plupart des champs. Les seuls qui n'ont pas réagi rapidement à cette baisse de température sont les champs 2 et 11.

Pour presque tous les champs, le modèle de gel est presque similaire et le processus a été rapide de la surface vers la profondeur. Il a fallu seulement 20 jours pour que le gel atteigne les 50 cm de la profondeur du sol pour les champs 4 et 12, assez vite si l'on compare avec les champs 5 et 9, où le gel a mis 83 jours pour atteindre la même profondeur. Quant aux autres champs pour la même période d'étude, le gel n'a jamais atteint 50 cm de profondeur.

Durant toute la première saison, la profondeur du gel dans le champ 11, qui est un sol organique très mal drainé, n'a pas dépassée les 13 cm. Le même scénario s'est répété pour le champ 1 (8cm). Quant aux champs 9, 12 et 14, contrairement aux deux champs antérieurs, le gel a atteint rapidement les 50 cm de profondeur, cela étant dû vraisemblablement à leur bon drainage. Notons pourtant que, lorsque la température a commencé à monter au-dessus de 0°C (le 24 mars 2004), la réaction de ces champs au dégel a été sensiblement plus lente : comme le gel avait dépassé les

50 cm de profondeur, ils n'ont pas réagi rapidement, comme les autres champs, mais ils ont mis beaucoup plus de temps avant de commencer à dégeler.

Parmi les 11 champs suivis, la plus faible profondeur de gel a été enregistrée au champ 1 (autour de 8 cm, mesurée le 19 janvier 2004). Pendant la deuxième saison, le gel a atteint les 50 cm de profondeur pour tous les champs, sauf pour le champ 11 (31cm).

Le gel a procédé à partir des couches supérieures vers les couches inférieures et le dégel en sens inverse, de la profondeur vers la surface, sachant que les températures mesurées en profondeur étaient toujours les plus élevées par rapport à celles en surface. Le dégel a commencé pour presque tous les champs autour du mois de mars, alors qu'au 21 avril 2004, tous les champs étaient déjà dégelés. Au début du mois de mai, les températures mesurées à la surface du sol variaient de 3 à 10° C et la température de l'air enregistrée était de 15°C.

Durant la première saison, une première chute de température ( $\approx -19^{\circ}\text{C}$ ) a été enregistrée le 13 décembre 2003, ce qui a occasionné une réaction rapide du sol pour tous les champs, sauf les numéros 1, 3 et 11, où le gel n'a pas dépassé les premiers centimètres de la surface du sol. Par la suite, la température de l'air a subi une légère augmentation, tout en demeurant au dessous du point de congélation ; les champs ont répondu plus ou moins rapidement à cette variation. Parmi les champs les plus « froids », on compte les numéros 6, 9 et 12, avec des températures mesurées à 1 cm de la surface de -3, -1 et -3°C respectivement, pendant que le plus « chaud » a été le champ 11, avec une température moyenne de +1°C.

Durant les mois de janvier et février 2003, la température est descendue plusieurs fois jusqu'autour de -33°C, ce qui a provoqué un gel plus profond dans le sol. Suite aux différences remarquées entre les champs, nous pensons que leur emplacement spécifique joue un rôle important dans leur manière de réagir aux changements des températures de l'air. Prenons le champ 9, par exemple : qui est un champ en pente localisé au nord du champ 10 et à une altitude de 283 m. Nous nous sommes donc attendus à l'effet de pente sur la répartition de la température dans les différentes couches du sol et par conséquent, sur la profondeur du gel. En effet, Baril et Rochefort (1957) ont observé l'influence du relief sur l'écoulement des eaux de drainage de la région. Suivant l'escarpement plus ou moins prononcé du champ, le microrelief peut faciliter l'écoulement des eaux excédentaires dans le cas d'un sous-sol sableux ou les gêner surtout si le

sous-sol est constitué de till imperméable et pierreux. Ceci peut considérablement influencer la température du sol. C'est le cas aussi des champs 12 et 5. Ceci laisse supposer qu'ils réagissent plus rapidement à la baisse de la température de l'air, théorie vérifiée par le fait qu'il s'agit des champs où le gel a atteint rapidement 50 cm de profondeur dans le sol.

La distribution temporelle et spatiale de la température de sol est également sensiblement affectée par les conditions extérieures telles que la couverture de neige. Mentionnons toutefois que l'importance de l'un ou de l'autre facteur dans une combinaison donnée est relative et elle n'a pas toujours la même signification.

### **5.3.1 Variation de la hauteur du couvert nival**

Les mesures prises dans les champs étudiés, montrent l'effet de la hauteur du couvert nival sur la profondeur du gel. Nous avons mesuré les hauteurs variables de la neige, lorsque les champs ont été exposés au vent (5 et 6), protégés par des barrières naturelles -proximité de la forêt (10 et 7), situés sur une pente (12 et 9) ou tout simplement à l'abri des courants de vent. En général, tous les champs présentent la même stratigraphie (variation de la densité en fonction de la hauteur) du couvert nival.

Pendant la première saison, la période de gel a été précédée par de fortes précipitations et suivie par des chutes de neige dont la hauteur a atteint jusqu'à 66 cm dans le champ 2, le maximum enregistré pendant cette saison. Comparativement à ce dernier, où le gel était plus prononcé, le sol du champ 1, étant en friche et présentant une couverture végétale, était plus chaud ; cette chaleur était maintenue aussi par le couvert nival. Le champ 2 ayant été labouré, a été plus affecté par les températures à la surface du sol, et même si le couvert de neige était important, cela n'a pas empêché le gel d'atteindre les 30 cm de profondeur.

La deuxième saison a connu de faibles précipitations et a été marquée par une petite accumulation de neige, un couvert nival qui ne dépassait guère les 20 cm de hauteur, avec des températures de l'air comparables à la première saison. Ceci a accentué la vitesse de la pénétration du gel dans le sol, qui a atteint approximativement 50 cm (profondeur maximale de nos mesures de terrain). Au cours de la première saison d'étude (2003), les premières accumulations mesurées in situ dans les champs ont été relevées le 22 décembre, avec des hauteurs variant de 34 à 42 cm, et juste après l'installation du gel dans le sol. Le champ 9, où nous avons mesuré le moins d'accumulation, a eu

une moyenne saisonnière de 24 cm, le champ 12 de 26 cm, alors que le champ 2 a accumulé 43 cm. À l'exception du champ 11, la profondeur du gel dans les champs n'a pas dépassé les 31 cm au cours de la première saison.

Durant la deuxième saison, au champ 2, nous avons mesuré 21 cm de hauteur de la neige, alors qu'au champ 9, la hauteur de la neige était de 6 cm ; au champ 12, nous en avons mesuré 4 cm, pendant que dans les autres champs, les valeurs variaient autour de 15 cm. C'est effectivement dans les champs 9 et 12 que le gel a le plus pénétré.

### 5.3.2 Variation de l'humidité du sol

Nous avons mesuré l'humidité du sol à 5 cm de profondeur dans chacun des champs étudiés. Même si nous ne disposons pas de données d'humidité du sol pour toutes les profondeurs, nous pouvons toutefois en tirer des renseignements intéressants sur les comportements et les conditions hydriques au niveau de chaque champ, sachant que l'humidité du sol mesurée par le TDR pendant la période du gel, est celle de l'eau qui n'est pas encore gelée par rapport à la quantité d'eau totale présente dans le sol (y compris la glace).

La variation du régime hydrique pour chaque champ montre que le champ 4 présente un taux d'humidité élevé ce qui peut expliquer l'absence du gel le 2 décembre 2003. Par contre, les champs 12 et 9 montrent un faible taux d'humidité à cause de leur bon drainage. Leur position topographique (terrain incliné) a favorisé le drainage et la bonne circulation de l'eau dans le sol.

Nous avons enregistré une forte humidité entre le 8 novembre et le 2 décembre 2003 qui correspond aux importantes précipitations qui sont tombées au cours de cette période. La distribution de l'humidité dans le sol pour les champs étudiés est très variable. Ainsi, après une forte précipitation, les champs 9, 5 et 12 ont rapidement perdu leur excédent d'eau, pendant qu'au champ 11, l'humidité est restée invariable, à cause de son très mauvais drainage. La distribution de l'humidité dans le sol pendant la deuxième saison était presque identique pour tous les champs. Cependant, comme pour la première saison, les champs 5, 9, 12 et 14<sup>4</sup> présentent moins d'humidité après les précipitations automnales grâce à leur bon drainage.

---

<sup>4</sup> Le champ 14 a été rajouté à notre étude peu avant la deuxième saison.

Le premier gradient maximum a été déterminé par les précipitations d'automne, qui ont engendré une plus haute humidité extérieure du sol. Peu après, l'humidité du sol a diminué rapidement dans les champs modérément à bien drainés. Notre interprétation sur la dynamique de l'eau dans le sol selon la texture reste malheureusement limitée, car, comme nous l'avons précisé auparavant, nous ne sommes pas en possession de données supplémentaires sur l'humidité du sol à d'autres profondeurs. Néanmoins, nous pouvons affirmer que, à cause d'une humidité plus importante, certains champs ont mieux résisté au gel. Ainsi, si on le compare à son voisin, le champ 10 était plus humide que le champ 9, qui, par conséquent, a gelé plus en profondeur. Quant aux champs labourés qui, selon la littérature, sont plus vulnérables au gel comparativement aux sols en friche, ils sont aussi moins sensibles au gel lorsque l'humidité du sol est plus élevée.

### **5.3.3 Distribution du gel du sol**

Nous avons suivi la distribution spatiale et temporelle de la température et de l'humidité dans le sol pendant deux saisons hivernales, pour douze champs agricoles du bassin versant du Bras d'Henri. Dans cette section, nous tâcherons de montrer les effets du gel du sol sur les mécanismes de transfert d'énergie et de l'eau au niveau du sol de ce bassin versant. Ces effets sont dus à deux facteurs majeurs : premièrement, il s'agit des interactions entre la hauteur de la neige et le gel du sol et deuxièmement des caractéristiques pédologiques du sol.

Les précipitations enregistrées aux deux stations météorologiques de Scott-Jonction et Saint-Jean Chrisostome entre le mois de novembre 2003 et le mois de mai 2005 montrent que celles-ci sont principalement tombées sous forme liquide entre mars et décembre. Les fortes précipitations d'avant la période de gel ont eu pour conséquence un plus haut taux d'humidité dans le sol. Le sol a commencé à geler en novembre pour presque tous les champs dans le secteur d'étude et la période de gel a duré environ 6 mois. Le sol a commencé à dégeler vers la fin du mois d'avril. Bien que les précipitations liquides n'aient pas été importantes pendant la période de gel, l'humidité du sol était encore élevée lorsque le dégel a commencé. Cela était dû au fait que l'eau gelée était emmagasinée dans le sol. De plus, lors de la fonte de la neige, un apport d'eau supplémentaire s'est ajouté. Le taux élevé de l'humidité du sol juste après la période de gel peut aussi être attribué au mauvais drainage, comme c'est le cas pour le champ 4. ar contre, pour les champs 9 et 12, il peut être relié au gel profond du sol qui a rendu celui-ci imperméable et a empêché l'eau de drainer parfaitement comme avant le gel. Cependant, à cause du manque de

données sur la température du sol au delà de 50 cm, nous ne pouvons pas confirmer cette hypothèse. Pour le champ 11, vu qu'il s'agit d'un sol très mal drainé, nous nous attendions à ce que le taux d'humidité soit aussi élevé qu'avant le gel, pourtant nous y avons enregistré un taux assez bas. Ceci peut être expliqué par le fait que le sol du champ 11 est surtout formé d'une terre noire, très riche en matière organique, et par conséquent, à très faible albédo, et que la capacité accrue d'absorber le rayonnement solaire à la surface a haussé la température dans le sol et a favorisé l'évaporation de l'eau. Ainsi, dès que le sol dégèle au début de l'été, la couche peu profonde du sol perd de son humidité.

Boike et *al.* (1998) ont montré que le régime thermique dans le sol pendant le dégel est dominé par le flux de la chaleur latente qui maintient la température de sol à 0°C. Les hétérogénéités locales du sol ont comme conséquence des variations spatiales de la teneur et du flux de l'eau, et vraisemblablement, du flux de la chaleur. Le transfert de la chaleur latente se fait principalement par convection. Ces transferts d'énergie peuvent résulter du mouvement de l'air qui provoque l'évaporation de l'eau dans les couches supérieures du sol.

La distribution spatiale de l'humidité du sol liée aux processus de gel et dégel peut avoir un impact important sur le mécanisme de transport des solutés. Quand le sol gèle plus en profondeur suite à un hiver ardu et/ou à cause d'un faible couvert nival, lors du dégel (qui est souvent accompagné par des précipitations importantes) il résiste à l'infiltration de l'excédent d'eau. Ceci peut avoir pour conséquence une érosion hydrique et un ruissellement superficiel entraînant les particules du sol vers les eaux de surface. Ce phénomène risque de se produire surtout au niveau des champs labourés et principalement de ceux qui se trouvent sur une pente. Bien entendu, plus la pente est raide, plus l'eau érodera le sol. C'est le cas, par exemple, des champs 9 et 12.

Nous avons aussi exploré l'effet de la hauteur du couvert nival sur la profondeur du gel du sol. Nous avons étudié l'effet de la hauteur de la neige à 10, 20, et 30 jusqu'à 66 cm, comme maximum d'accumulation enregistrée *in situ*, sur la variation de la température de la surface de sol. Ainsi, lorsqu'il y a une couverture de neige de 40 cm par exemple, la température de la surface du sol est maintenue à environ 0°C, même avec une température atmosphérique de -10°C, par contre quand la température descend en dessous de -10°C, même si la couche de neige est importante (40 cm), la surface de sol peut geler. Le maintien de la température de surface du sol autour de 0°C peut se faire pendant une certaine période, selon la date de l'installation du gel

et la profondeur atteinte avant l'accumulation de neige. Généralement, il est évident que la couverture de neige joue un rôle important, en maintenant la chaleur à la surface du sol, même lorsque la température extérieure baisse en dessous de  $-10^{\circ}\text{C}$ .

Cependant, selon les caractéristiques pédologiques différentes, le contenu en eau peut varier d'un champ à l'autre, ce qui se reflète par des constantes diélectriques variables. Ainsi, l'interprétation du signal radar, de même que la sensibilité de l'image radar aux conditions du sol, exige la connaissance d'un très grand nombre de paramètres mesurés sur le terrain : température du sol à différentes profondeurs, constante diélectrique ainsi que rugosité de la surface du sol. La forme du profil hydrique détermine la profondeur de pénétration du signal qui peut ainsi varier de quelques millimètres dans le cas du sol humide à quelques centimètres dans le cas du sol gelé, qui, par ailleurs, se comporte comme un sol sec.

#### 5.4 Analyse des coefficients de rétrodiffusion et des paramètres du sol

L'effet du type et de l'utilisation du sol sur le signal radar a été évalué en utilisant des mesures de texture (Figure 5.17), les sols étant regroupés selon le système canadien de classification des textures des sols (Agriculture Canada, 1974).

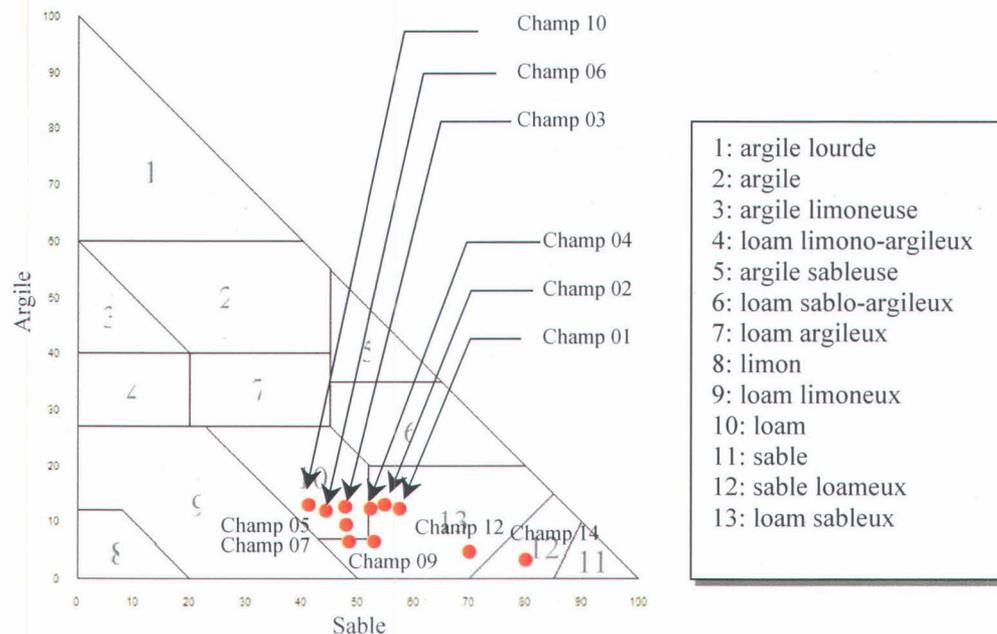


Figure 5.17 : Classification des textures moyennes des sites d'étude.

À la figure 5.17, les champs sont groupés en trois classes : sable loameux, loam sableux et loam. À cette liste s'ajoute un sol organique (champ 11). La texture des sols se reflète surtout sur le drainage de l'eau dans le sol. Ainsi, les champs 12 et 14 appartiennent à la classe de sols à perméabilité modérément rapide, alors que les autres champs à celle de perméabilité modérément lente (Cook et *al.*, 1985). Les résultats des régressions calculées entre le drainage et les coefficients radar pour chaque classe de sol sont représentés au tableau 5.1.

**Tableau 5.1 : Comparaison des coefficients de régression entre la température du sol et la rétrodiffusion, en fonction du drainage.**

Drainage	Champs non labourés			Champs labourés		
	a	b	R <sup>2</sup>	a	b	R <sup>2</sup>
Mal à très mal drainé	0,4172	-13,020	0,62	1,0083	-10,631	0,72
Modéré à imparfait	0,4988	-13,204	0,48	0,6497	-11,223	0,35

Nous avons observé des différences notables dans les paramètres de régression, en fonction des classes de drainage des sols. Ainsi, nous pouvons conclure que, selon les classes de drainage étudiées dans le bassin versant, il y a un effet important sur la rétrodiffusion radar. Le drainage affecte la capacité de rétention en eau de sol et par conséquent sur la constante diélectrique du milieu. Nous nous attendions à ce que la corrélation dans le cas d'un bon drainage soit meilleure, mais c'est le contraire qui s'est produit. Ceci peut être expliqué par le fait que, dans le cas d'un sol mal drainé, toute rétention d'eau aura pour effet un fort retour du signal radar et tout changement de l'état d'humidité de la surface du sol sera rapidement ressenti au niveau du signal rétrodiffusé. L'eau, avec sa forte constante diélectrique crée un puissant contraste entre l'air et la surface de sol. Pour le sol bien drainé, l'eau ne s'accumule presque jamais à la surface, s'infiltrant rapidement tant que celui-ci n'est pas saturé. Le signal radar peut alors pénétrer plus dans le sol, étant dans ce cas affecté par la diffusion du volume dans le sol, sachant que la relation entre la température du sol et le signal radar est obtenue à une profondeur comprise entre 0 et 5 cm. La composition granulométrique et la distribution des éléments solides composants le sol peuvent contribuer à la réponse du signal radar.

En ce qui concerne le type de sol, nous avons défini les groupes hydrologiques, c'est-à-dire le potentiel de ruissellement de nos parcelles, en fonction de leur capacité d'infiltration et de leur texture. Nous avons introduit la texture des parcelles agricoles (limon, argile et sable) pour étudier la perméabilité des sols. Pour prendre en considération ce facteur, nous avons utilisé l'approche de Dobson et *al.* (1985). C'est un modèle semi-empirique dont l'objectif est de modéliser la constante diélectrique en fonction des paramètres physiques du sol, sans l'intervention d'un paramètre d'étalonnage.

La constante diélectrique du mélange est exprimée en fonction de l'humidité volumique du sol, produit de l'humidité gravimétrique ( $\text{g.g}^{-1}$ ) et de la densité massique du sol. Cette préférence à l'humidité volumique s'explique par le fait que dans cette unité, l'humidité du sol est proportionnelle au nombre de dipôles d'eau par unité de volume, tout comme la constante diélectrique.

Les travaux de Hallikainen et *al.* (1985) ont montré :

- une forte sensibilité des parties réelle ( $\epsilon'$ ) et imaginaire ( $\epsilon''$ ) de la constante diélectrique à la densité massique du sol, si l'humidité est exprimée en unité gravimétrique ( $\text{kg/kg}$ ), dans le cas où elle est exprimée en unité volumique ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) il n'y a aucune sensibilité.
- Une influence de la texture (teneur en sable et argile) du sol sur  $\epsilon'$  et  $\epsilon''$ , diminuant avec la fréquence.
- Une diminution de  $\epsilon'$  avec la fréquence et le contraire pour  $\epsilon''$ .
- Un effet sur la température de l'eau.
- Une influence sur la salinité de l'eau, jouant sur la conductivité ionique.

Ainsi, les paramètres d'entrée du modèle sont : la densité du sol, la texture du sol, la température du sol ( $^{\circ}\text{C}$ ) et la fréquence du capteur.

Tenant compte de la fraction volumique  $V_i$  des divers constituants du mélange, la constante diélectrique s'écrit comme suit :

$$\epsilon_{\alpha} = V_s \epsilon_s^{\alpha} + V_a \epsilon_a^{\alpha} + V_{fw} \epsilon_{fw}^{\alpha} + V_{bw} \epsilon_{bw}^{\alpha} \quad (5.2)$$

Où :

$V$ , est la fraction volumique,

$\epsilon$ , est la constante diélectrique.

Les indices  $s$ ,  $a$ ,  $fw$  et  $bw$  sont relatifs aux particules de sol, à l'air, à l'eau libre et à l'eau adsorbée. Du fait de l'imprécision sur la paramétrisation de  $\epsilon_{bw}$ , l'approximation suivante est faite sur les deux derniers termes de l'équation (5.2) :

$$V_{fw}\epsilon_{fw}^\alpha + V_{bw}\epsilon_{bw}^\alpha = m_v^\beta \epsilon_{fw}^\alpha \quad (5.3)$$

où  $m_v$  (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>), est le contenu en eau volumique du sol.

Connaissant la proportion de sable (S) et d'argile (C) dans le sol, la constante diélectrique s'écrit selon l'équation suivante :

$$\epsilon^\alpha = 1 + \frac{\rho_b}{\rho_s} (\epsilon_s^\alpha - 1) + m_v^\beta \epsilon_{fw}^\alpha - m_v \quad (5.4)$$

où :

$$V_s = 1 - P_{por},$$

$$V_a = P_{por} - m_v,$$

$$m_v = V_{fw} + V_{bw},$$

$$P_{por} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s}$$

$\epsilon_{fw}$  est calculée comme suit :

$$\epsilon_{fw} = \epsilon_{w\infty} + \frac{\epsilon_{w0} - \epsilon_{w\infty}}{1 + j2\pi f \tau_w} - j \frac{\sigma_{eff}}{2\pi f \epsilon_0} \frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_s m_v} \quad (5.5)$$

En utilisant  $\alpha=0.65$ , les valeurs de la constante empirique  $\beta$  et de la conductivité effective du sol  $\sigma_{eff}$  sont optimales pour chaque type de sol. Leurs expressions sont :

$$\sigma_{eff} = -1.645 + 1.939\rho_b - 2.256S + 1.594C \quad (5.6)$$

$$\beta_{\epsilon'} = 1.275 - 0.519S - 0.152C \quad (5.7)$$

$$\beta_{\epsilon''} = 1.338 - 0.603S - 0.166C \quad (5.8)$$

où :

$\rho_b$  (g.cm<sup>-3</sup>) est la densité massique du sol,

$\rho_s$  (g.cm<sup>-3</sup>) est la densité spécifique du sol sec,

$P_{por}$  la porosité du sol,

$\epsilon_{fw}$  est la constante diélectrique de l'eau libre,

$\epsilon_{w\infty}=4.9$  la limite de la constante diélectrique de l'eau pure  $\epsilon_w$  aux fréquences élevées,

$\epsilon_{w0}$  la constante diélectrique statique de l'eau pure

$f$  la fréquence en Hertz,

$\epsilon_0=8.854.10^{-12}$ F.m<sup>-1</sup> la permittivité du vide,

$m_v$  (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>) le contenu en eau volumique du sol,

$\tau_w$  le temps de relaxation de l'eau,

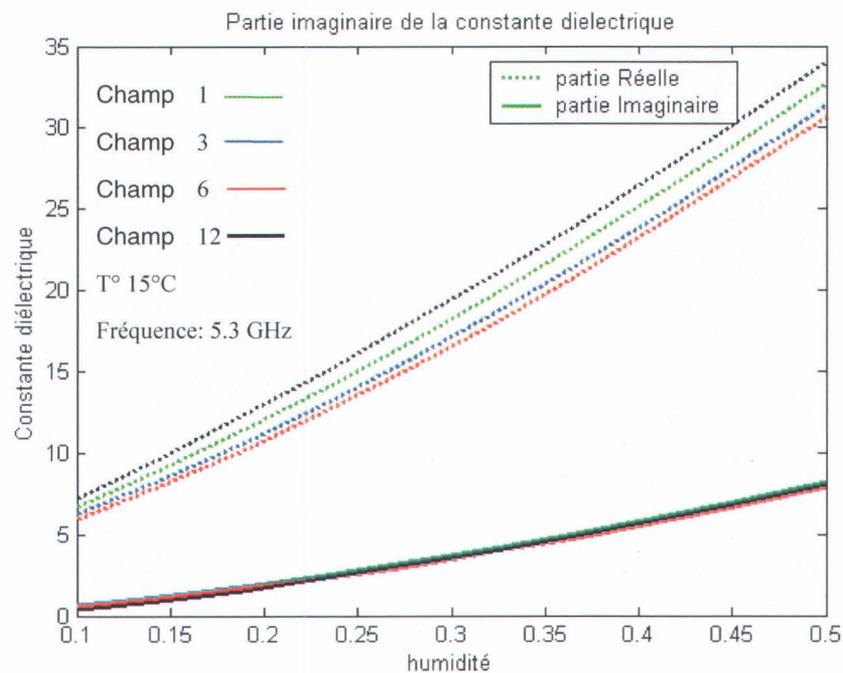
$S$  et  $C$  la teneur du sol respectivement en sable et en argile,

$\epsilon_s$  la constante diélectrique des particules de sol ; est fonction de  $\rho_s$ ,

$$\epsilon_s = (1.01 + 0.44\rho_s)^2 - 0.062$$

Nous avons donc appliqué le modèle de Dobson. Un exemple des résultats obtenus est par ailleurs représenté à la figure 5.18. Les parties réelles et imaginaires de la constante diélectrique, obtenues avec le modèle de Dobson, sont présentées pour la bande de fréquence 5,3 GHz et pour différentes textures du sol. Comme nous pouvions nous y attendre, la constante diélectrique augmente avec l'humidité du sol. Les mêmes résultats ont été obtenus par Hallikainen et *al.*, (1985) et Ulaby et *al.*, (1986). Pour les quatre types de sol représentés sur le graphique, la partie imaginaire  $\epsilon''$  de la constante diélectrique reste inchangée quand l'humidité du sol est faible.

Seule sa partie réelle  $\epsilon'$  semble affectée par la texture du sol où on décèle une variation relative pouvant atteindre 13% pour deux textures de sol différentes dans le cas d'un taux d'humidité élevé. Toutefois, il faut noter que dans une autre étude (Allain, 2003), la variation obtenue dépasse 20%. Nous pouvons donc conclure que la texture du sol joue un certain rôle sur l'humidité du sol.

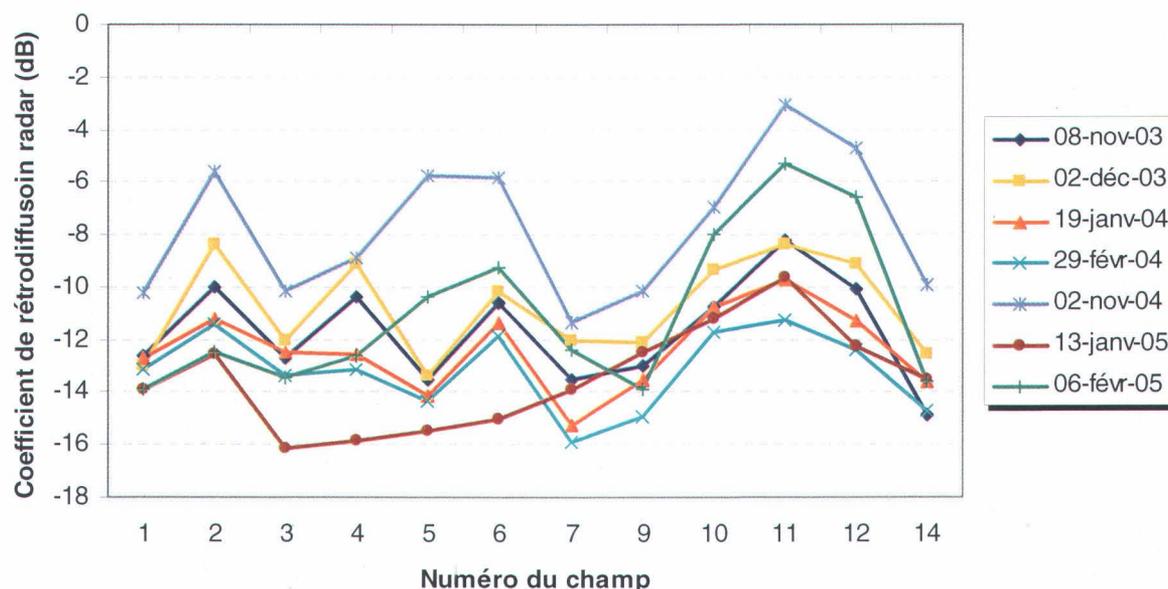


**Figure 5.18 : Constante diélectrique mesurée avec le modèle de Dobson en fonction de l'humidité du sol pour quatre champs dont la texture varie de loam sableux à loam**

La diffusion de surface est influencée par la rugosité du sol, et par la constante diélectrique ( $\epsilon'$ ) qui dépend du contenu en eau du sol et de sa granulométrie, c'est-à-dire de sa composition en éléments minéraux (argile, sable et limon). Plus le sol est humide, plus sa constante diélectrique est élevée et plus la rétrodiffusion est grande. L'interprétation du terme de diffusion de surface devrait tenir compte de la texture du sol puisque la taille des grains (gros, fins) joue un rôle dans la rétention de l'eau (Henin, 1977).

La figure 5.19 montre les variations du coefficient de rétrodiffusion au niveau de chaque champ pour chaque date d'acquisition. Comme nous pouvons le voir, il y a eu une baisse de la

rétrodiffusion radar entre décembre 2003 et février 2004, et entre novembre 2004 et février 2005, ce qui explique les conditions diélectriques basses pendant ces périodes. Cependant, les données sur l'humidité de sol étaient élevées en décembre 2003 et en novembre 2004. Lorsque les valeurs du signal rétrodiffusé ont diminué, l'humidité du sol mesurée est aussi devenue faible, ce comportement étant le résultat du gel de la surface du sol. Il faut signaler que les champs labourés sont ceux qui présentent une forte rétrodiffusion. Cette différence se distingue clairement dans le cas du champ 5, qui, pendant la première saison, où il n'avait pas été labouré, présentait des coefficients de rétrodiffusion faibles comparativement au champ 6. Au cours de la deuxième saison, le champ 5 était labouré et montrait des valeurs de coefficients légèrement différentes que le champ 6 pendant la période de gel, et semblables pendant le dégel, ce qui démontre l'effet du travail du sol sur le coefficient.



**Figure 5.19 : Variations temporelles des coefficients de rétrodiffusion calculés à partir des images RADARSAT-1 pour les douze champs agricoles.**

Pour suivre le comportement du signal radar rétrodiffusé en fonction de l'humidité du sol et de la profondeur du gel, nous avons calculé la moyenne des coefficients de rétrodiffusion ( $\sigma^0$ )

enregistrés à chaque date d'acquisition pour chaque champ agricole. Les résultats sont présentés aux figures 5.20 à 5.23.

Les graphiques obtenus montrent une bonne relation entre la profondeur du gel et le  $\sigma^\circ$  quand la constante diélectrique du sol est faible. Comme nous pouvons le noter, le premier gel s'est produit le 08 novembre 2003 pour tous les champs, à l'exception du champ 11 qui est demeuré non gelé à cette date. Ceci peut être expliqué par le fait que le contenu de matière organique réduit la capacité de chaleur du sol et la conductivité thermique, laquelle augmente la capacité de rétention d'eau, alors que la couleur noire du champ accentue son absorptivité. En effet, le  $\sigma^\circ$  du champ 11 est relativement élevé par rapport aux autres champs. Une première baisse importante de  $\sigma^\circ$  a été détectée entre le 2 décembre 2003 et le 19 janvier 2004 pour tous les champs. A cette période, le sol étant gelé (température moyenne de l'air est de  $-11^\circ\text{C}$ ), le coefficient de rétrodiffusion a baissé de 3dB pour les champs 2, 3 et 7 et la profondeur de gel entre les deux dates est respectivement passée de 0 à 28 cm, de 0 à 21 cm et de 2 à 31 cm. Pour le champ 12, le coefficient de rétrodiffusion a baissé de 2dB alors que le gel est descendu de 8 à 50 cm. Pour les champs 5, 6, 9, 10, 11 et 14 où la profondeur de gel est passée respectivement de 8 à 33 cm, 8 à 35 cm, 4 à 26 cm, 4 à 9 cm et de 0 à 10 cm (il est à noter que nous n'avons pas pris de mesures pour le champ 14 au cours de la première saison hivernale), le coefficient de rétrodiffusion a été réduit de 1 dB. Le gel du sol au niveau du bassin versant du Bras d'Henri se traduit donc par une baisse du coefficient de rétrodiffusion qui varie d'un champ à l'autre. Pour tous les champs, le coefficient de rétrodiffusion diminue au fur et à mesure que le gel pénètre plus en profondeur. Le 2 novembre 2004, nous avons observé une forte rétrodiffusion pour le champ 11 et la température du sol enregistrée ce jour là était de  $6^\circ\text{C}$  à 5 cm de la surface. Cette augmentation du signal rétrodiffusé peut s'expliquer par l'humidité de la surface du sol (44%) qui a amplifié l'effet de la rugosité de surface, sachant que ce champ est labouré et qu'il est très mal drainé. La portion de l'énergie transmise qui retourne au capteur à partir de la surface est plus grande quand elle est humide à cause du fort contraste diélectrique entre l'eau et l'air, par contre si la surface était sèche, le signal pénètre ce qui atténue la portion du signal rétrodiffusé.

Le même phénomène s'est produit encore le 6 février 2005, quand une augmentation du coefficient de rétrodiffusion a été à nouveau notée. Cette fois-ci, le  $\sigma^\circ$  a augmenté dans la plupart des champs sauf pour les champs 1, 2, 9 et 14. La température de l'air enregistrée a atteint un

maximum de 2°C à 16h, alors qu'elle est redescendue vers -2°C à l'heure du passage du satellite (17h30). Les accumulations de neige ce jour-là étaient faibles (entre 0 et 9 cm), alors que la profondeur du gel était autour de 50 cm. L'augmentation de la température a provoqué le dégel de la surface du sol des champs qui ne présentaient aucune accumulation de neige. Les champs dont le signal n'a pratiquement pas changé sont ceux présentant un mince couvert nival (5 à 9 cm). L'augmentation légère de la température n'a pas affecté la surface du sol de ces champs qui sont restés gelés jusqu'au passage du satellite. Cette augmentation du signal rétrodiffusé n'était pas forcément suivie par une augmentation de la constante diélectrique du sol, ce qui peut être expliqué par le fait que le dégel n'a pas atteint le point de mesure (5 cm), mais a juste affecté les premiers centimètres de la surface. Le même scénario s'est produit le 29 février 2004, mais, contrairement à la deuxième saison, les hauteurs de la neige mesurées ce jour-là étaient très importantes (comprises entre 33 cm et 66 cm), c'est pourquoi le signal n'a pas subi de changements remarquables, continuant à baisser plus ou moins fortement selon le type de sol.

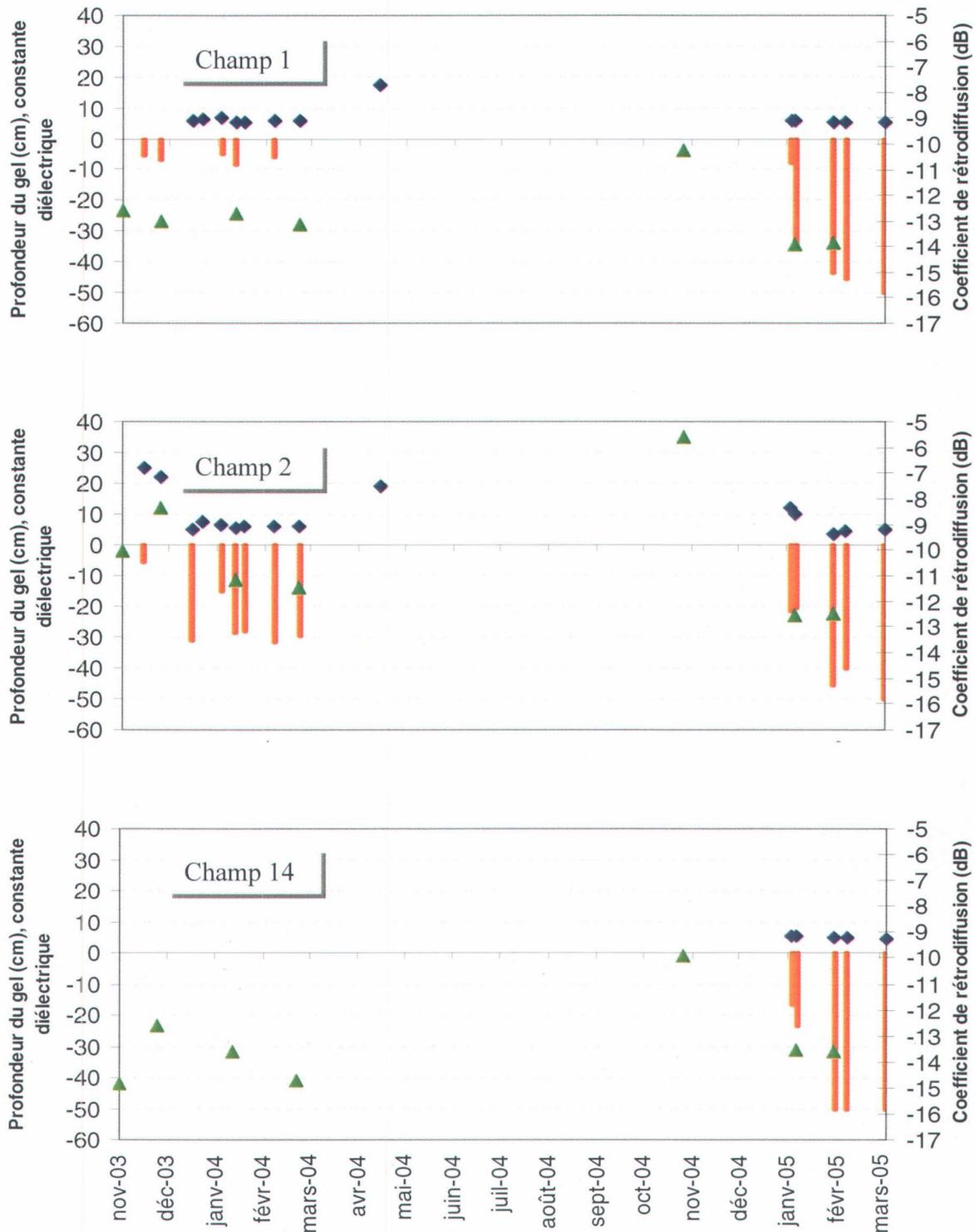


Figure 5.20 : Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (triangles verts), la constante diélectrique du sol (losanges bleus) à 5 cm de la surface et la profondeur du gel (barre orange) pour les champs 1, 2 et 14.

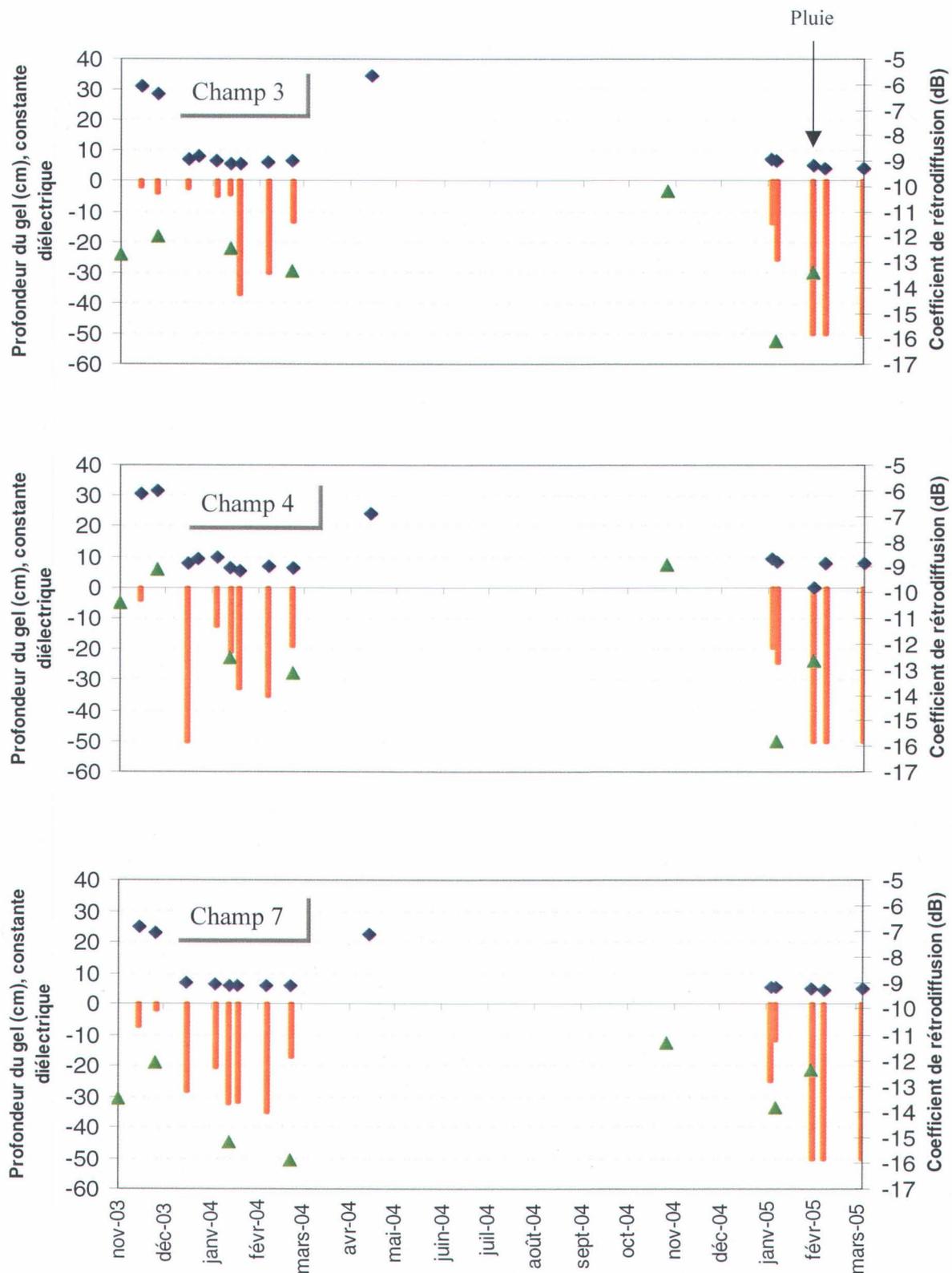


Figure 5.21 : Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (triangles verts), la constante diélectrique du sol (losanges bleus) à 5 cm de la surface et la profondeur du gel (barre orange) pour les champs 3, 4 et 7.

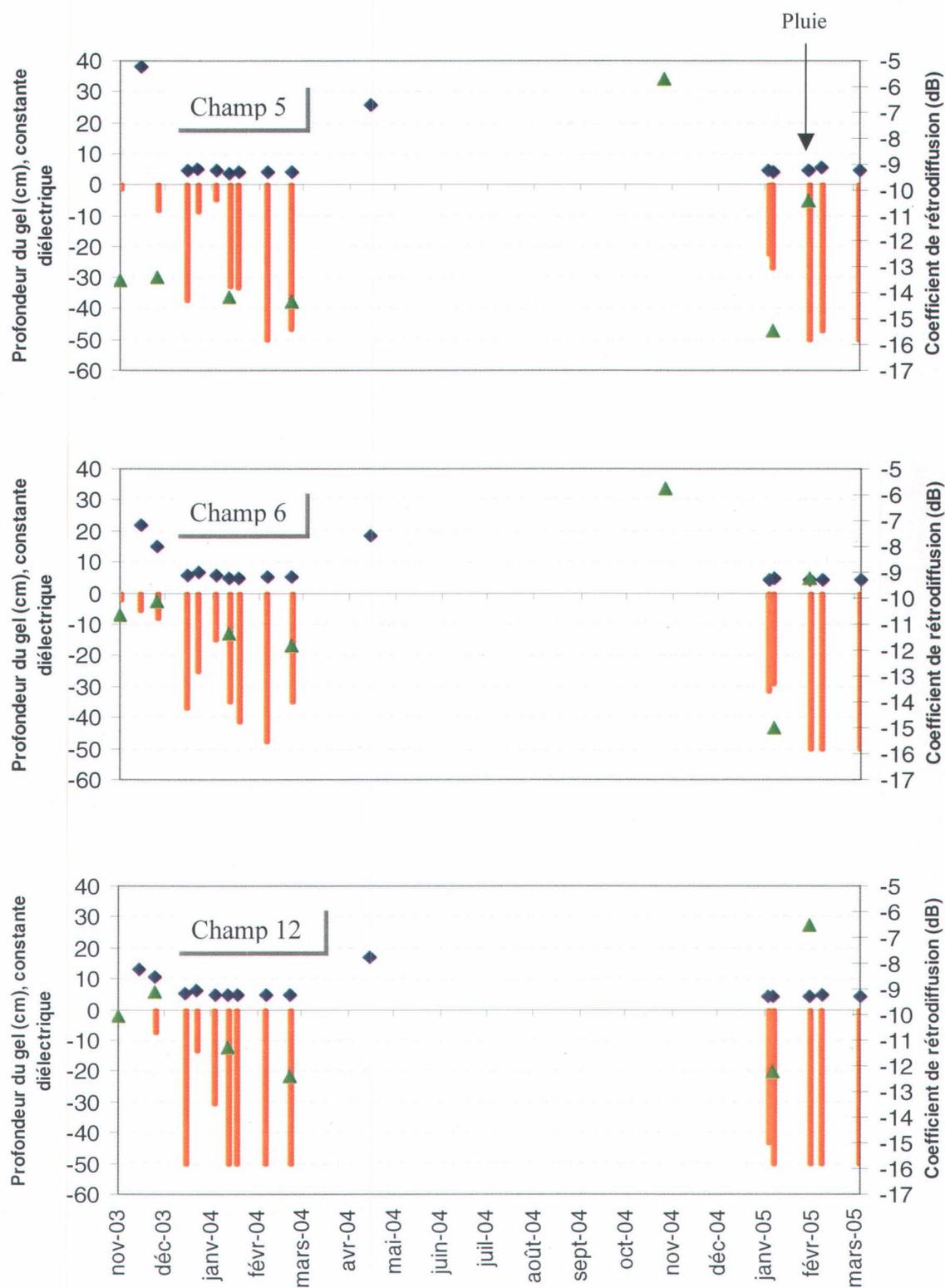


Figure 5.22 : Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (triangles verts), la constante diélectrique du sol (losanges bleus) à 5 cm de la surface et la profondeur du gel (barre orange) pour les champs 5, 6 et 12.

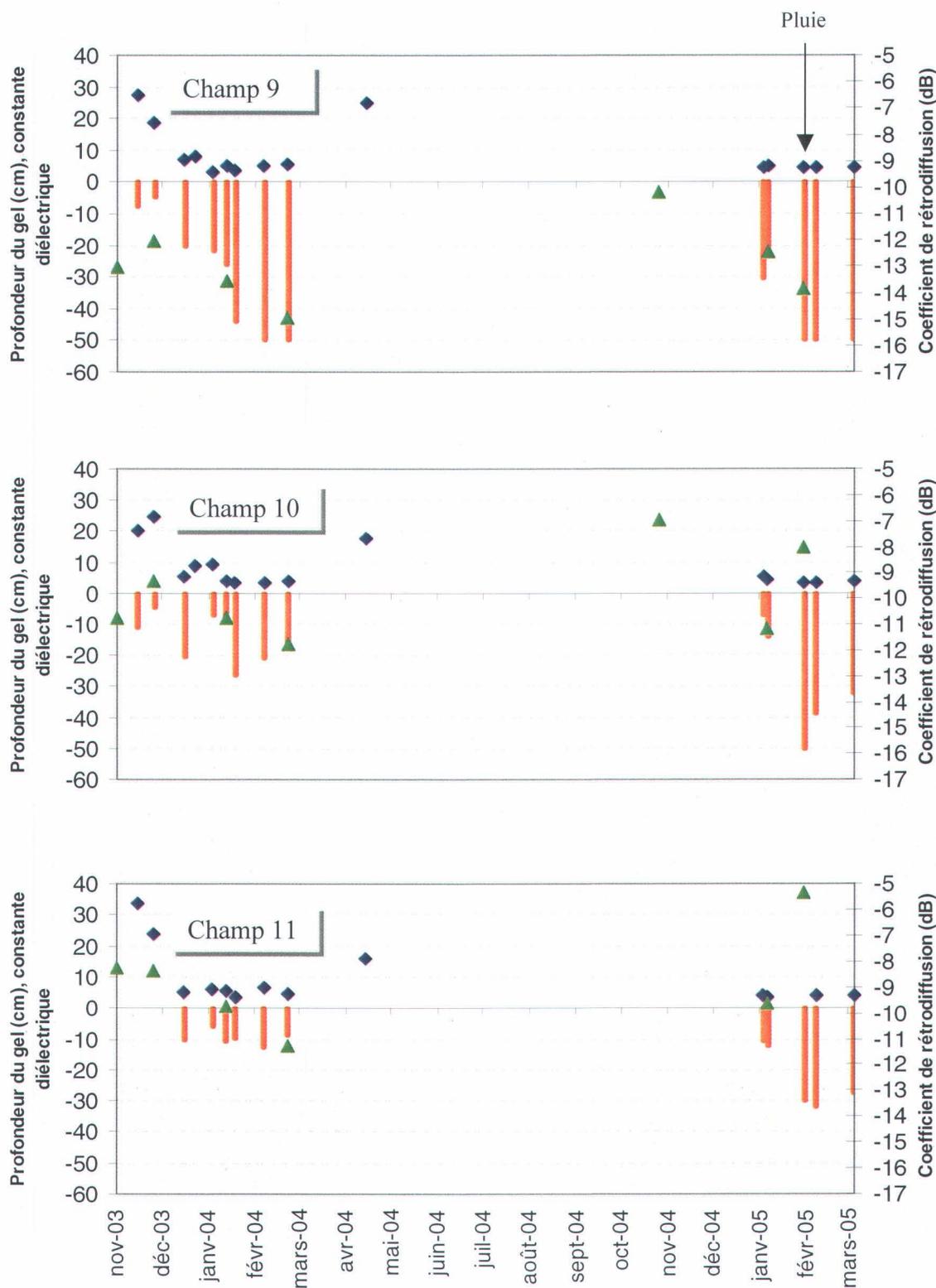


Figure 5.23 : Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar (triangles verts), la constante diélectrique du sol (losanges bleus) à 5 cm de la surface et la profondeur du gel (barre orange) pour les champs 9, 10 et 11.

### 5.4.1 Rugosité et utilisation du sol

Il est bien connu que la rugosité de la surface du sol a un effet sur le signal radar : elle peut affecter directement le signal de rétrodiffusion puisqu'elle peut largement masquer la contribution de la constante diélectrique. Par conséquent, il peut être difficile d'obtenir des informations spécifiques à la contribution de l'humidité du sol au signal radar. D'après Boisvert et *al.* (1996a), le signal retourné vers le capteur est différent en fonction du type de travail du sol (labouré ou non, ou à sillons de labours parallèles ou perpendiculaires au rayon incident). La texture du sol a également un effet sur le signal rétrodiffusé.

Pour illustrer la relation entre la rugosité de la surface et le signal radar, nous avons calculé la valeur moyenne des coefficients de rétrodiffusion dans chaque champ. Le résultat de ce calcul est représenté à la figure 5.24.

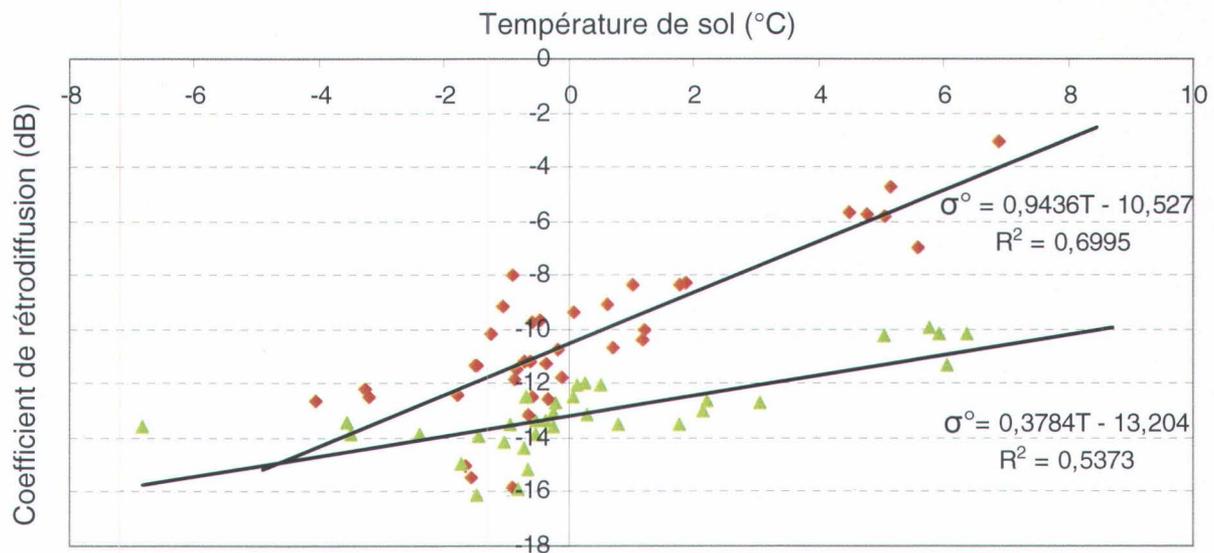


Figure 5.24 : Relation entre le coefficient de rétrodiffusion radar et la température du sol mesurée à 5 cm de la surface du sol pour deux types d'occupation de sol : sols non labourés (triangles verts) et sols labourés (losanges marrons).

Les valeurs des coefficients de rétrodiffusion représentées en fonction de la température du sol mesurée à 5 cm se répartissent selon deux nuages de points distincts, caractéristiques de deux

utilisations du sol différentes (labour/foin) et donc de deux états diélectriques différents, la relation entre le signal et la température étant linéaire.

Le premier nuage de points correspond aux valeurs calculées au niveau des champs labourés (rugosité forte) et il présente des valeurs du signal rétrodiffusé plus élevées. Le deuxième se distingue par des valeurs du signal plus faibles et correspond aux champs non labourés (rugosité faible).

Les corrélations entre le signal radar et la rugosité de la surface pour les deux groupes montrent un écart moins élevé lorsque les températures sont négatives, alors que l'écart entre les deux lignes de régression s'élargit avec l'augmentation de la température du sol. Ceci peut être expliqué par le fait que, lorsque le sol est gelé, il est considéré comme sec, et par conséquent, la rugosité n'est pas aussi apparente pour le radar que lorsqu'il est humide. Lorsque le sol est gelé, le signal pénètre plus dans le sol, ce qui réduit l'effet de rugosité tandis que lorsqu'il est humide, le signal radar est diffusé aussitôt qu'il atteint la surface du sol.

Dans cette étude, le facteur « rugosité » peut être surmonté, puisque nous travaillons sur des images multitemporelles de la même région (rapports d'image d'automne versus image d'hiver); nous pouvons considérer constantes les conditions de rugosité pour le même site pour des dates différentes (Bernier et *al.*, 1999). Aussi, l'acquisition simultanée de données de polarisation HH et VV avec le capteur ASAR d'ENVISAT devraient permettre d'annuler la rugosité à l'aide des rapports des deux polarisations (Oh et *al.*, 1992 ; Bonn, 1996 ; Shi, 2000 ; Oh, 2001).

## **5.5 Coefficients de rétrodiffusion et températures de sol**

### **5.5.1 Analyses de données**

Avant d'ajuster le modèle aux données de la température et du signal radar, nous avons étudié les données observées sur le terrain (température du sol) et les coefficients de rétrodiffusion avec des tests statistiques. On rappelle que dans un premier temps une analyse descriptive des données a été effectuée pour établir les caractéristiques statistiques (moyennes et écarts-types) afin de déterminer la distribution du coefficient de rétrodiffusion en fonction de la température. L'application d'une analyse de variance (ANOVA), nous a permis de tester l'égalité des moyennes des températures du sol pour différents niveaux. L'ANOVA nous a permis aussi de

caractériser les interactions entre la température mesurée à différentes profondeurs et le signal rétrodiffusé. Une fois que toutes ces analyses statistiques ont été effectuées, nous avons étudié l'existence d'une relation linéaire entre la température du sol et le coefficient de rétrodiffusion par le biais d'une régression linéaire. L'analyse statistique est réalisée en utilisant les logiciels de statistique SPSS V. 10.0 et STATISTICA V. 5.0.

### 5.5.2 Distribution des variables

À partir des moyennes de coefficients de rétrodiffusion calculées pour chaque champ, nous avons regroupé les variables selon quatre groupes (Tableau 5.2):

Le 1<sup>er</sup> groupe comprend les valeurs de tous les coefficients de rétrodiffusion obtenues à partir des températures négatives pour les champs non labourés ( $\sigma_{NL}/T < 0^{\circ}\text{C}$ ),

Le 2<sup>ème</sup> groupe comprend les valeurs de tous les coefficients de rétrodiffusion obtenues à partir des températures négatives pour les champs labourés ( $\sigma_L/T < 0^{\circ}\text{C}$ ),

Le 3<sup>ème</sup> groupe comprend les valeurs de tous les coefficients de rétrodiffusion obtenues à partir des températures positives pour les champs non labourés ( $\sigma_{NL}/T > 0^{\circ}\text{C}$ ),

Le 4<sup>ème</sup> groupe comprend les valeurs de tous les coefficients de rétrodiffusion obtenues à partir des températures positives pour les champs labourés ( $\sigma_L/T > 0^{\circ}\text{C}$ ).

Le but de ce regroupement était de mieux décrire la distribution statistique, des deux variables qui font l'objet de cette étude, afin de bien ajuster le nuage de données obtenues par des modèles de régression linéaire. Les tests appliqués vont nous permettre de vérifier si les conditions, statistiques, d'applications des modèles de régressions sont vérifiées (il s'agit surtout de la normalité des données). L'ANOVA, permet de regrouper les variables dans des groupes homogènes, afin de déterminer les variables indépendantes qui fournissent le maximum d'information sur le coefficient de rétrodiffusion.

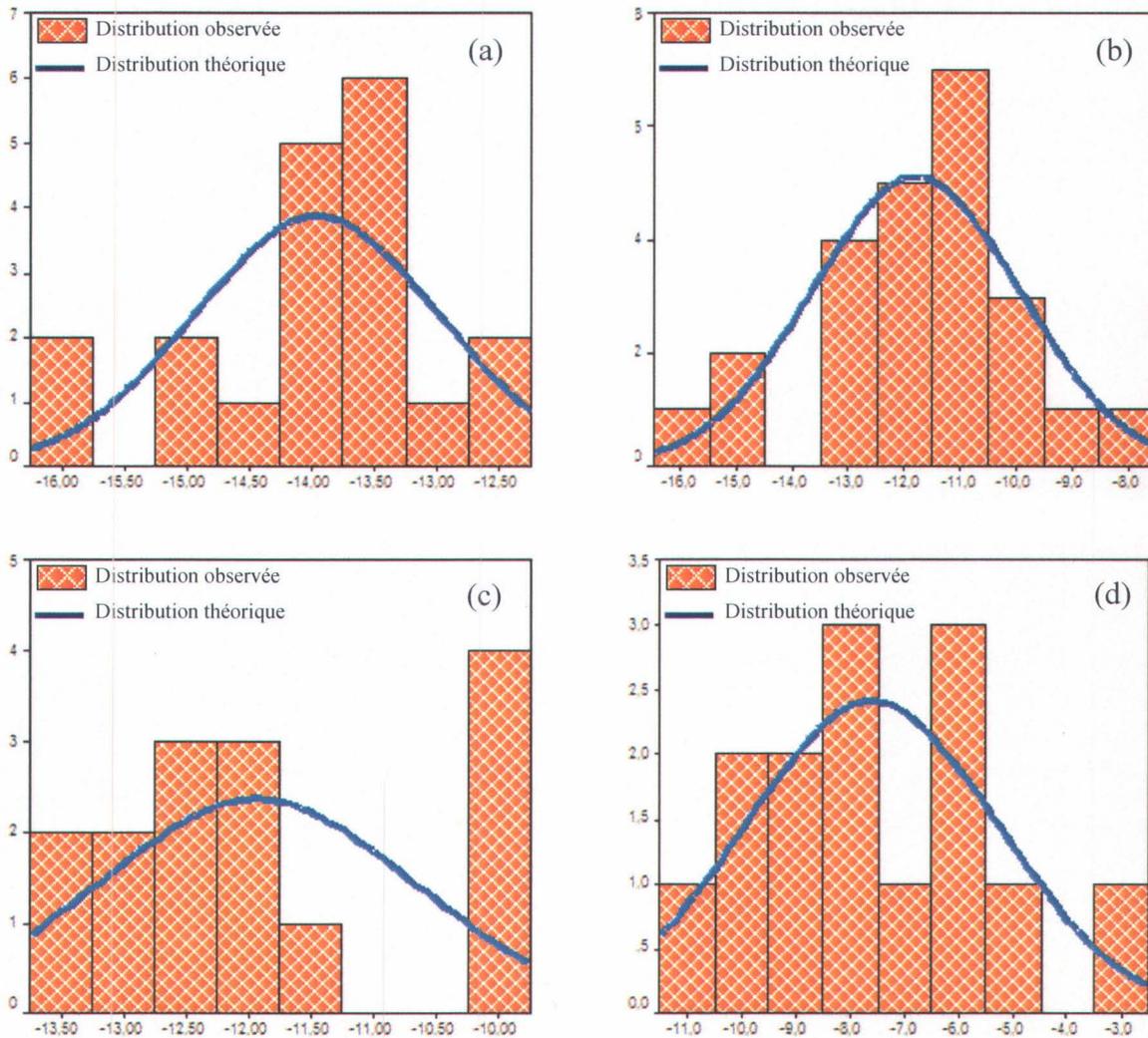
**Tableau 5.2 : Analyse descriptive du coefficient de rétrodiffusion et résultats du test de Kolmogorov-Smirnov à un échantillon appliqué sur les valeurs des coefficients de rétrodiffusion**

		$\sigma_{NL/T < 0^\circ C}$	$\sigma_{L/T < 0^\circ C}$	$\sigma_{NL/T > 0^\circ C}$	$\sigma_{L/T > 0^\circ C}$
N	Valide	19	24	15	14
	manquante	5	0	9	10
Paramètre normaux <sup>a,b</sup>	Moyenne	-13,96	-11,79	-11,93	-7,59
	Médiane	-13,86	-11,61	-12,07	-8,29
	Écart-type	0,98	1,87	1,27	2,32
	Minimum	-16,13	-15,81	-13,52	-10,63
	Maximum	-12,49	-8,01	-9,94	-3,07
Différence les plus extrême	Absolue	0,20	0,16	0,19	0,18
	Positive	0,10	0,12	0,19	0,18
	Négative	-0,20	-0,16	-0,18	-0,14
Z de Kolmogorov-Smirnov		0,89	0,78	0,73	0,68
Signification asymptotique (bilatérale)		0,41	0,58	0,66	0,74

a. La distribution à tester est gaussienne.

b. Calculé à partir des données.

L'analyse des données présentées au tableau 5.2 montre que l'écart-type des valeurs des coefficients de rétrodiffusion pendant le gel du sol est moins important pour les champs non labourés que pour les champs labourés. Cela peut être attribué à des conditions de rugosité moins variables dans les champs non labourés que dans les champs labourés.



**Figure 5.25 :** Courbes de distribution des coefficients de rétrodiffusion pour : a) les champs non labourés-obtenues pour les températures négatives, b) les champs labourés-obtenues pour les températures négatives, c) les champs non labourés-obtenues pour les températures positives et d) les champs labourés-obtenues pour les températures positives. L'axe des abscisses représente les classes des coefficients de rétrodiffusion et l'axe des ordonnées le nombre d'observations.

Nous avons utilisé le test de Kolmogorov-Smirnov pour vérifier si les variables étudiées sont distribuées suivant la loi normale. Les résultats (tableau 5.2) montrent qu'il y a une différence significative entre les coefficients de rétrodiffusion des quatre groupes. L'analyse de l'écart-type montre que les valeurs des coefficients de rétrodiffusion sont plus rapprochées quand la

température est négative pour les champs non labourés. C'est à dire que, pour ce groupe, plus la température mesurée dans le sol est négative, plus la différence du signal rétrodiffusé est faible. Ceci est tout à fait normal puisque le signal devient moins sensible à la rugosité de surface quand le sol est gelé. On peut s'attendre à avoir le même constat pour le groupe des champs labourés quand la température est négative. Cependant, l'écart-type montre une différence d'à peu près 2 dB, ce qui reflète l'hétérogénéité des champs qui constituent ce groupe.

Selon l'utilisation du sol, on remarque que le signal est plus élevé pour les champs labourés que pour les champs non labourés, ce qui vérifie les résultats obtenus auparavant (section 5.3.1).

### **5.5.3 Analyse de variance**

Une analyse de variance (ANOVA) de la température du sol à différentes profondeurs a été effectuée pour tous les champs. L'objectif était d'analyser si une différence existait entre les différentes profondeurs du sol. Le niveau de confiance des tests a été fixé à 0,05. Les résultats indiquent un effet très significatif de la profondeur sur les mesures de températures ( $F = 9,963$ ,  $p < 0,001$ ). Pour déterminer les différences entre chaque profondeur de la température du sol, deux tests de comparaison multiple (Scheffe et LSD) ont été utilisés.

Les résultats obtenus, avec un intervalle de confiance de 95%, montrent des différences significatives entre trois groupes de profondeurs différents: un premier groupe comprenant les températures mesurées à 1, 5 et même 10 cm, un deuxième qui regroupe les profondeurs 10 et 15 cm, et un dernier comprenant les températures observées à 35 et 50 cm. Les résultats des tests de Scheffe et LSD et les niveaux de signification sont rapportés en annexe A.

En résumé, ces résultats indiquent que les mesures prises à 1 et 5 cm et même à 10 cm de la surface du sol ne présentent pas une différence significative, et que les corrélations entre les coefficients de rétrodiffusion et la température du sol peuvent être réalisées aussi bien à 1 cm qu'à 5 cm et à 10 cm de la surface du sol. Sachant que le signal radar n'est affecté que par les premiers centimètres de la surface du sol, nous avons fixé à 5 cm la profondeur à laquelle nous réaliserons les différentes analyses de dépendance statistique. Pour s'assurer qu'il s'agissait du bon choix, nous nous sommes servis des moyennes de températures calculées à différentes profondeurs du sol (1, 5, et 10 cm) et des moyennes des coefficients de rétrodiffusion calculées à l'intérieur de chaque champ. Nous avons trouvé ainsi une bonne corrélation pour la plupart des

champs entre les coefficients de rétrodiffusion et la température du sol mesurée à 5 cm. De plus, les données sur la constante diélectrique sont disponibles pour cette profondeur.

#### **5.5.4 Analyses de corrélation**

Nous avons effectué des analyses de corrélation afin de trouver les relations qui existent entre les différentes variables du modèle (température du sol et les coefficients de rétrodiffusion). Mais, avant de procéder à l'interprétation des résultats obtenus lors des diverses analyses de sensibilité, il est nécessaire dans un premier temps, de vérifier certaines hypothèses pour la réalisation d'une régression linéaire. Nous avons effectué un test sur les résidus pour examiner qu'ils sont normalement distribués et que leurs moyennes sont nulles. Ainsi, nous avons observé des corrélations positives et significatives entre la température du sol et la rétrodiffusion radar pour presque tous les champs. L'amplitude des corrélations varie de faible ( $r = 0,45$ ) à forte ( $r = 0,97$ ). De plus, les corrélations obtenues vont dans le sens du modèle proposé. Plus précisément, en ce qui concerne les corrélations entre la variable de température de sol mesurée à 5 cm du sol et les coefficients de rétrodiffusion, nous observons que plus la température est élevée, plus la rétrodiffusion l'est aussi. Les résultats de l'analyse de corrélation sont détaillés dans les annexes B.

#### **5.5.5 Analyses de régression**

Afin de vérifier l'adéquation du modèle aux observations, nous avons effectué des analyses de régression en représentant les valeurs moyennes des coefficients de rétrodiffusion extraites pour chaque champ (Figure 5.26), en fonction de la température mesurée à 5 cm du sol.

Nous voulons ainsi démontrer notre hypothèse selon laquelle les changements de température peuvent affecter le signal de rétrodiffusion radar.

Les résultats des analyses de régression permettent de fournir une réponse à cette première condition. En effet, la température du sol est associée positivement au signal radar. Au sein de chaque groupe pédologique, les graphiques montrent une nette séparation des nuages de points entre les champs labourés et les champs non labourés. Les valeurs des coefficients de rétrodiffusion en polarisation HH sont plus grandes pour les champs à forte rugosité (champs 2, 4, 6, 10, 11 et 12). Le signal radar rétrodiffusé est plus sensible à la rugosité de surface à des

températures supérieures à 0°C. La différence dans les pratiques de labour et la texture de sol créent des dissimilitudes de l'humidité de sol et dans la rugosité de surface. Cependant, quelque soit l'occupation et la texture du sol, les relations entre la température du sol et le coefficient de rétrodiffusion sont linéaires. Les valeurs du coefficient de rétrodiffusion augmentent avec la température mesurée dans le sol. À des valeurs de températures négatives du sol, la différence du signal rétrodiffusé entre un champ labouré et un champ non labouré est faible, alors que plus le sol dégèle, plus l'écart entre les deux nuages de points s'élargit.

Pendant l'hiver, la contribution de la rugosité sur la rétrodiffusion est restée petite pour la plupart des champs. Les différences constatées au niveau des champs 9 et 12 peuvent être reliées au facteur topographique, parce que ces champs sont en pente et que leur inclinaison est exposée face au rayon radar, ce qui accentue le retour du signal vers le capteur. Quant au champ 5, l'occupation du sol entre les deux saisons d'acquisition de données ne se ressemble pas, la première saison le champ n'étant pas labouré, contrairement à la deuxième saison (labouré). Ceci suggère que la rugosité n'a pas produit un effet global fort sur la rétrodiffusion radar. Cependant, cette observation se base sur l'analyse d'une gamme limitée de surfaces approximatives. Il est probable que la variation spatiale de la rétrodiffusion due à la rugosité de surface de sol ait été plus significative si les emplacements d'essai avaient inclus à la fois des surfaces lisses et rugueuses. Concrètement, il y a des périodes où le travail du sol produit une rugosité variable des surfaces dans une région, en particulier pendant la préparation du sol. Cependant, les résultats démontrent une rugosité régionale constante expliquée par l'homogénéité des pratiques agricoles telles que le labour à l'automne.

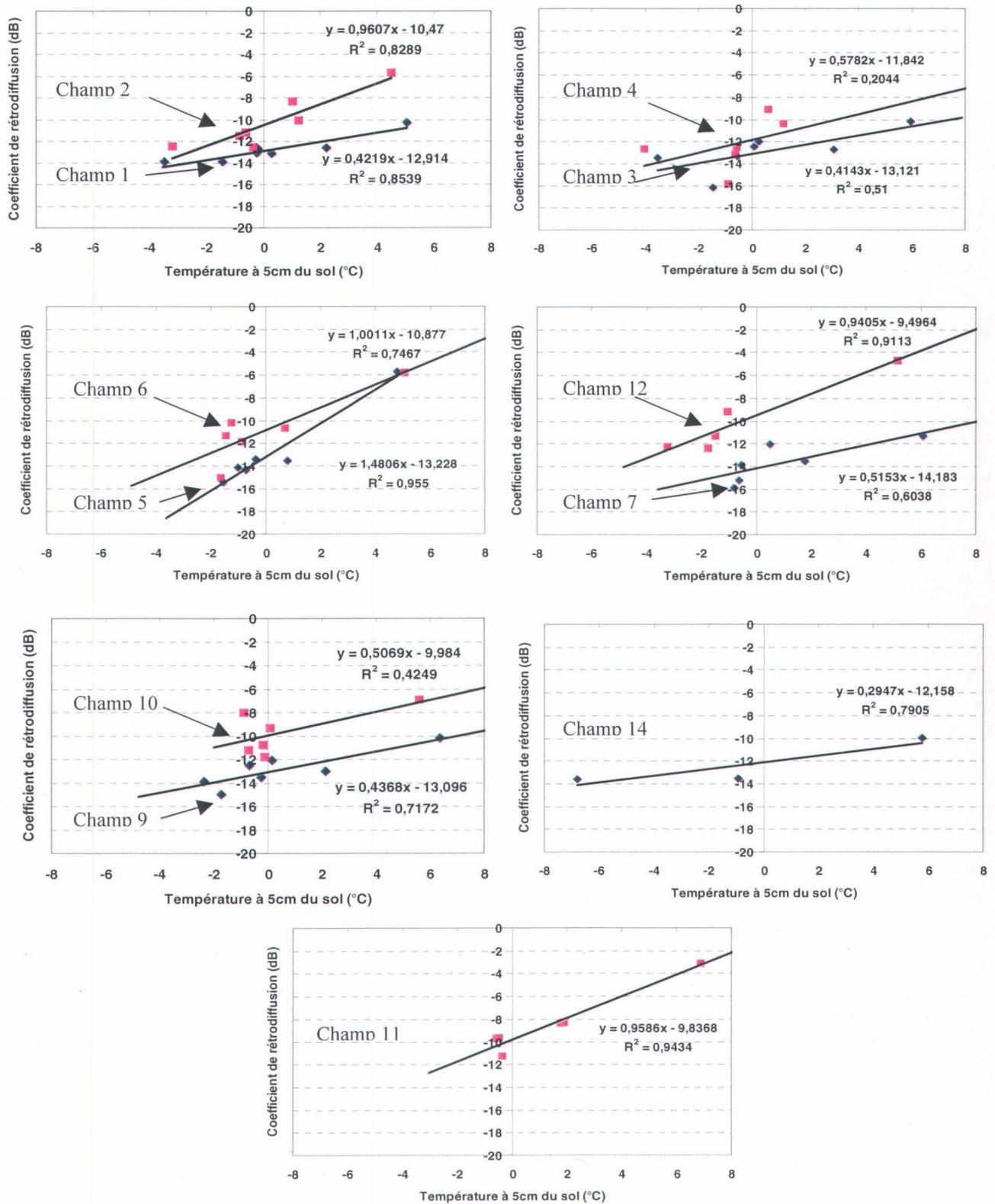


Figure 5.26 : Modèles de régression linéaire expliquant la variation du coefficient de rétrodiffusion radar en fonction de la température du sol mesurée à 5 cm de la surface pour les douze champs agricoles.

Cette analyse apporte donc une information sur la dépendance de la rétrodiffusion radar en fonction de la température de la surface du sol. La deuxième analyse a pour objet de prédire la température du sol à partir des valeurs de coefficients de rétrodiffusion. Un modèle statistique a été établi, basé sur des données empiriques. Des équations de régression linéaire ont été calculées pour analyser les relations et les niveaux de corrélations entre les températures de sol enregistrées à 5 cm et la rétrodiffusion radar (figures 5.27-5.32). Au fur et à mesure que la température augmente, les coefficients de rétrodiffusion augmentent aussi. Selon la classe granulométrique : squelettique loameux à loameux grossier (champs 1, 2, 9 et 10), limoneux-fin (champs 3, 4, 5 et 6), sableux (champs 7, 12 et 14), ou organique (champ 11), dès que la température descend au-dessous de 0°C (la température du gel de sol), le coefficient de rétrodiffusion baisse de 3dB à 5dB.

À partir des analyses statistiques, la valeur de l'ordonnée à l'origine (figure 5.26) a été calculée comme la valeur seuil du coefficient de rétrodiffusion à partir de laquelle on considère que le sol est gelé (tableau 5.3). En prenant en considération le travail du sol et sa pédologie, la carte du gel de sol du bassin versant du Bras d'Henri a été élaborée et validée pour tous les champs étudiés.

**Tableau 5.3 : Validation des seuils de coefficients de rétrodiffusion pour la cartographie du gel du sol.**

Séries de sols (champs)	Utilisation du sol	
	Labour	Non labour
Mawcook (1, 2)	-10,5 dB	-12,9 dB
Le Bras (3, 4)	-11,8 dB	-13,1 dB
Neubois (5, 6)	-10,8 dB	-13,2 dB
Beaurivage (7, 12, 14)	-9,5 dB	-13,1 dB
Woodbridge (9, 10)	-9,9 dB	-13 dB
Sol organique (11)	-9,8 dB	-

Ces variables analysées ont été saisies selon quatre variables : le matériau, le drainage, la série et l'utilisation du sol. Les résultats des analyses de régression sont rapportés aux figures 5.27 à 5.32. On remarque que la précision de l'analyse de régression linéaire, exprimée en termes d'erreur quadratique moyenne (RMSE), varie de 0,5-2,4 °C tel que calculées à partir des données de six images RSO. Les champs 3, 4, 10 et 14 présentent des valeurs élevées de RMSE, avec un intervalle de 1,5-2,4 °C. Ceci peut éventuellement s'expliquer par le faible nombre de données "acceptables", ce qui augmente l'incertitude des valeurs estimées. Malgré cela, la présentation a été effectuée et la carte a été réalisée. Les résultats du calcul de l'erreur moyenne relative (MRE) et de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) de la température du sol pour chaque champ sont présentés au tableau 5.4.

**Tableau 5.4 : Résultats de l'estimation de l'erreur moyenne relative (MRE) et de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) pour chaque champ.**

Matériau	Drainage	Séries de sols (no de champs)	Utilisation du sol	
			Labouré	Non labouré
Organique	Très mal drainé	Sol organique (11)	-9,8 dB	-
Squelettique loameux	Mal drainé	Mawcook (1, 2)	-10,5 dB	-12,9 dB
Limoneux fin	Mal drainé	Le Bras (3, 4)	-11,8 dB	-13,1 dB
	Imparfait	Neubois (5, 6)	-10,8 dB	-13,2 dB
Squelettique loameux	Imparfait	Woodbridge (9, 10)	-9,9 dB	-13,0 dB
Sableux	Modéré à bien drainé	Beaurivage (7, 12, 14)	-9,5 dB	-13,1 dB

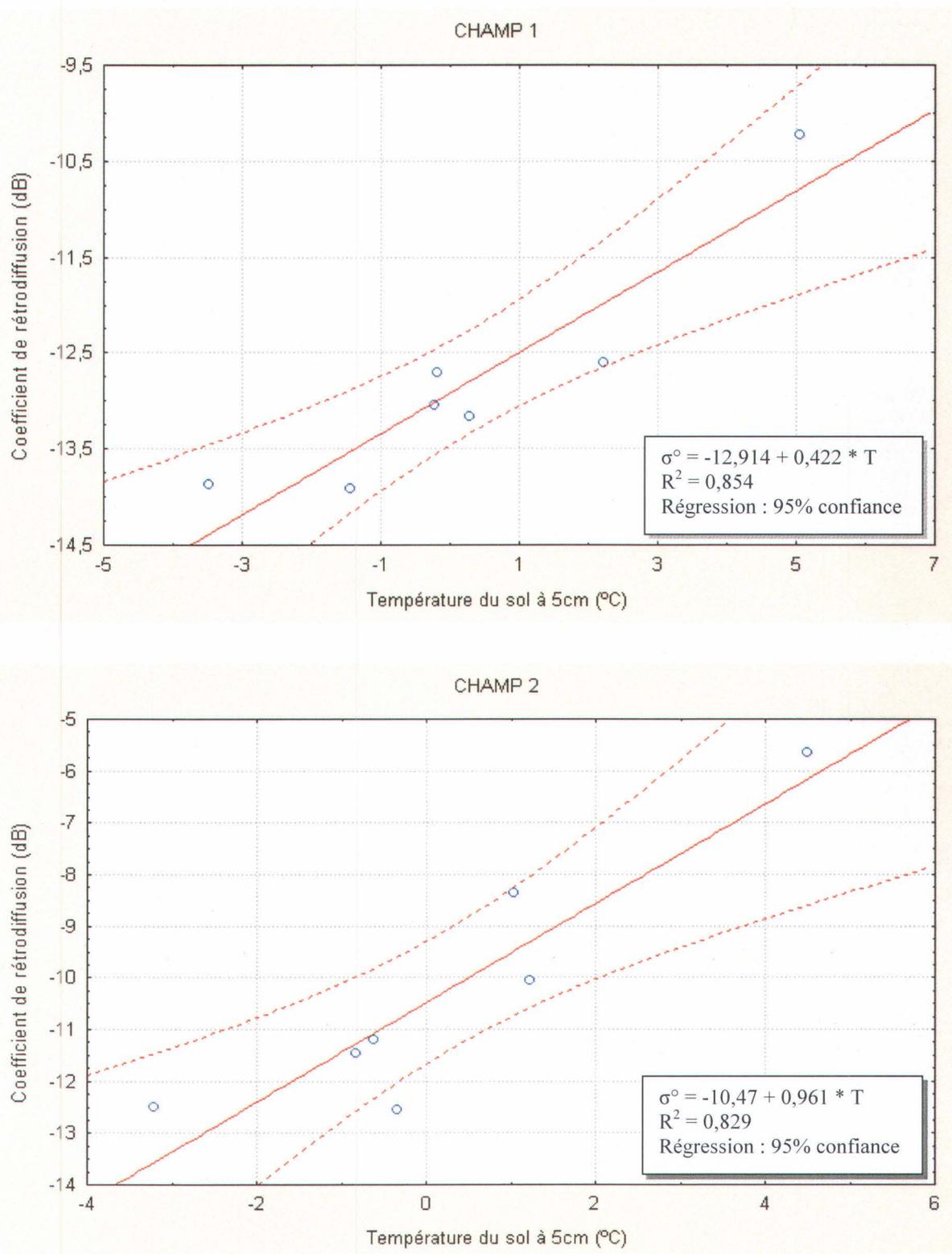


Figure 5.27 : Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 1 et 2.

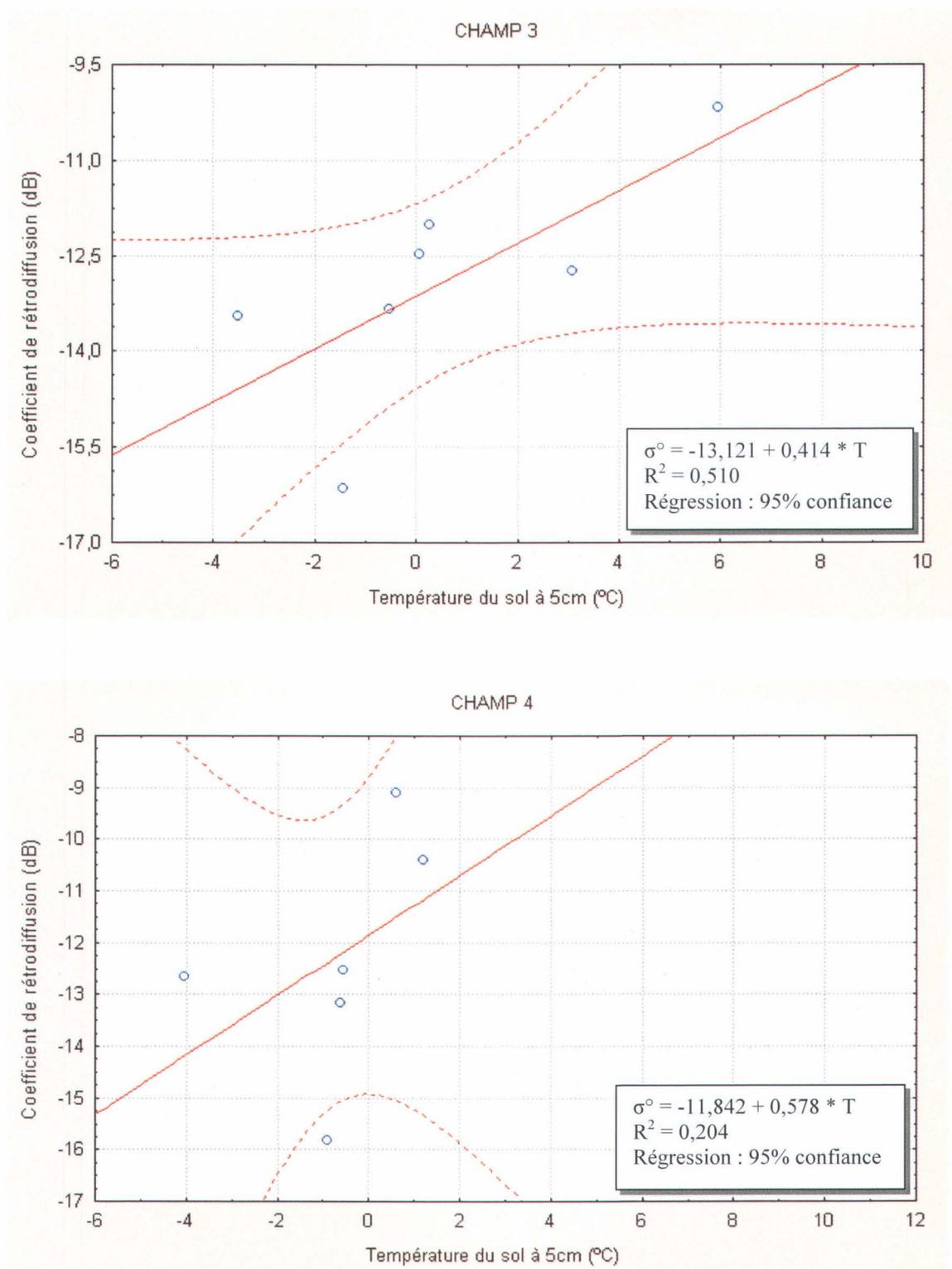


Figure 5.28 : Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 3 et 4.

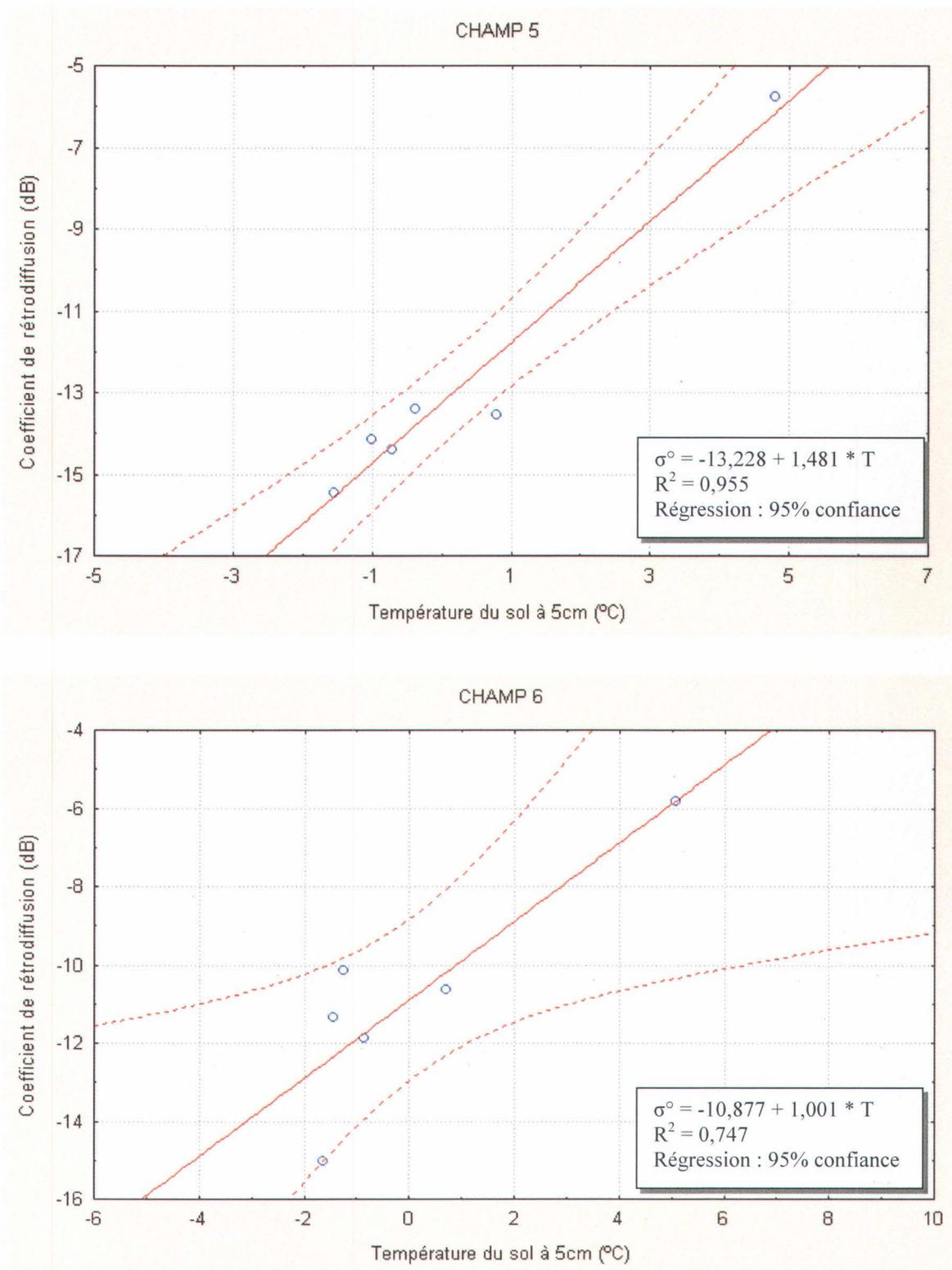


Figure 5.29 : Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 5 et 6.

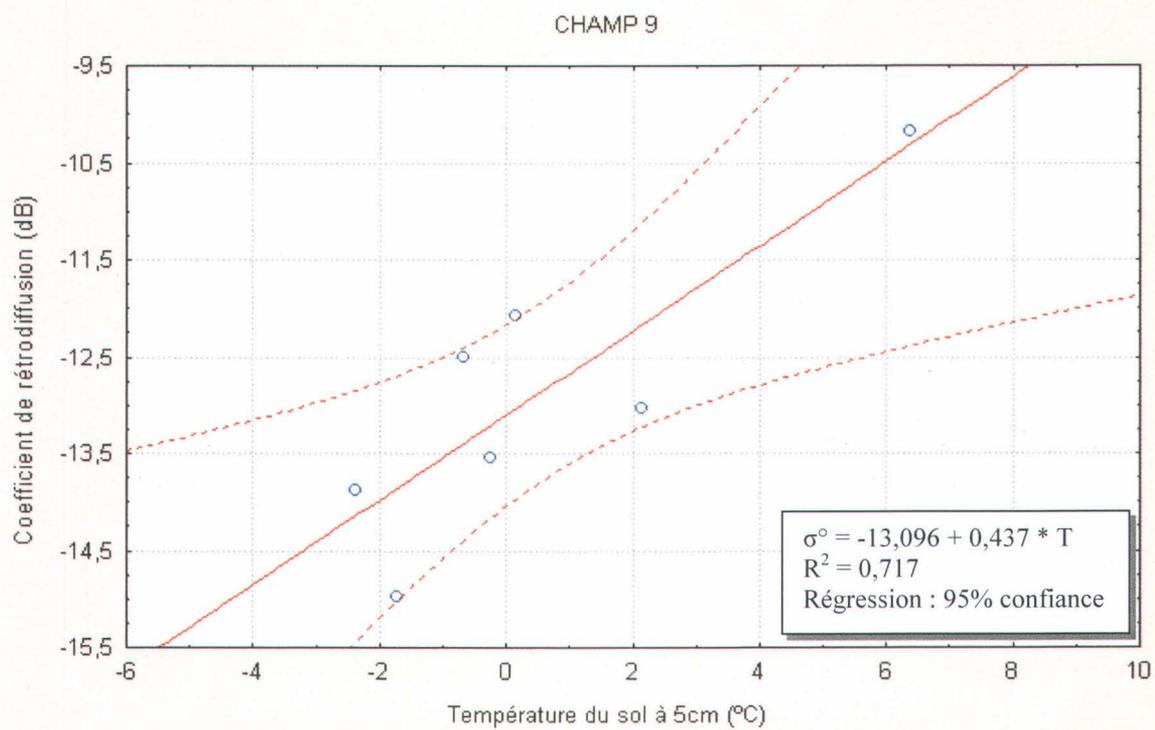
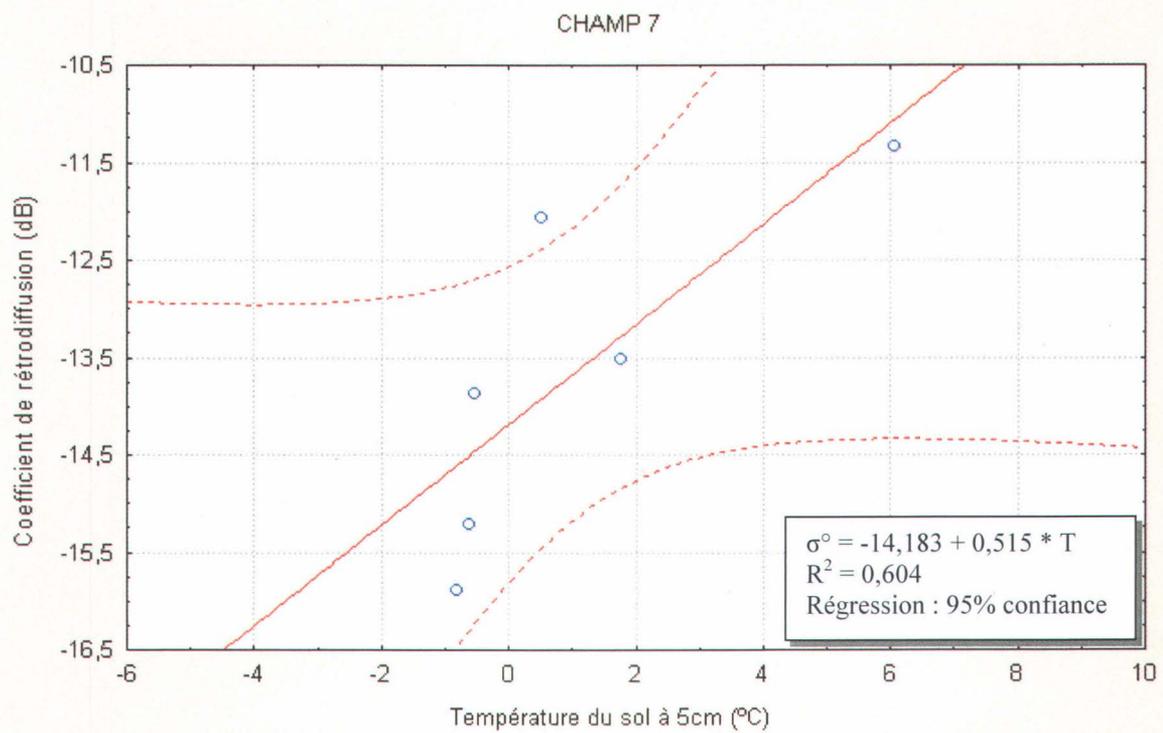


Figure 5.30 : Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 7 et 9.

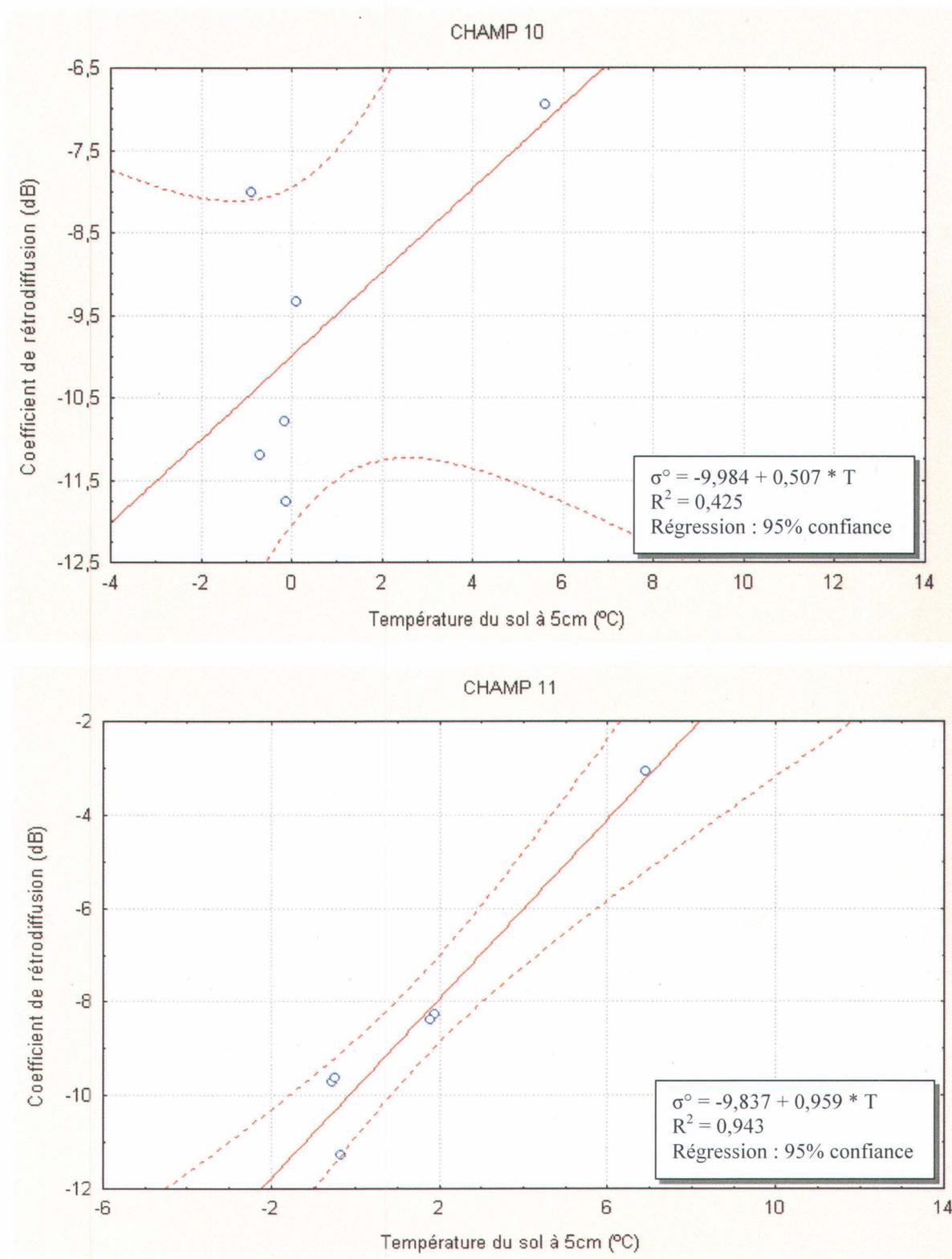


Figure 5.31 : Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 10 et 11.

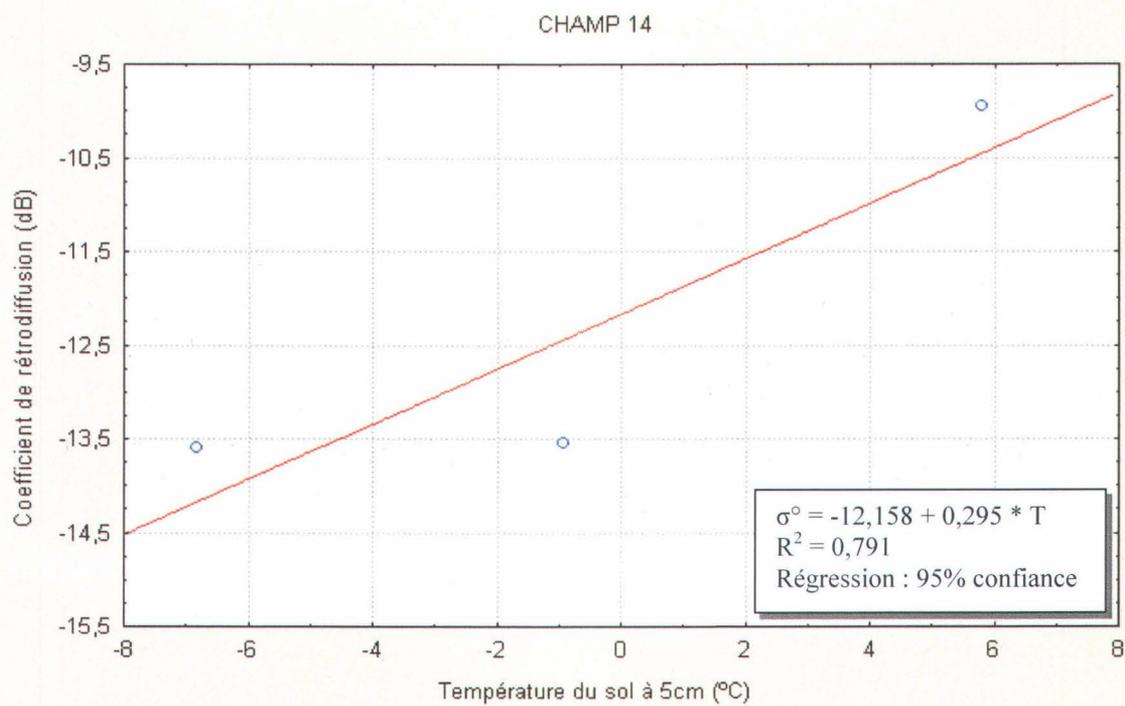
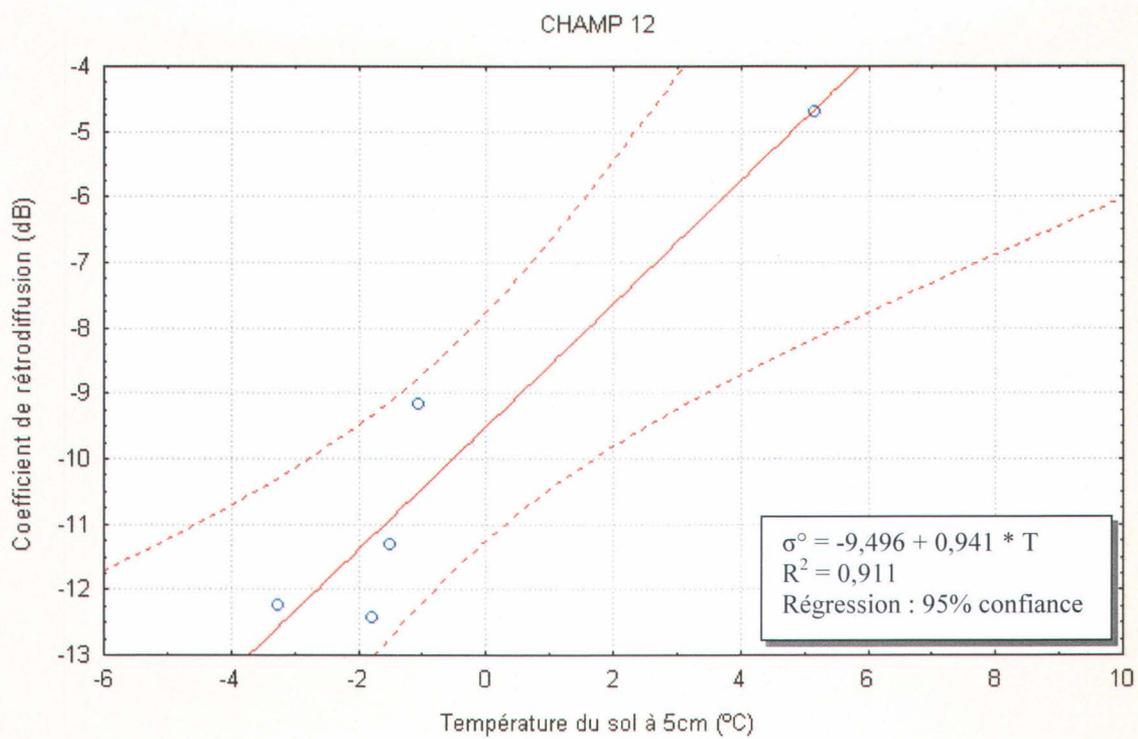


Figure 5.32 : Droite de régression linéaire entre la rétrodiffusion et la température du sol pour les champs 12 et 14.

En se basant sur la carte pédologique du bassin versant du Bras d'Henri (figure 5.33) et en utilisant les seuils établis à partir des relations qui existent entre la température du sol et le coefficient de rétrodiffusion, nous avons élaboré les cartes de gel de sol à partir des images RSO de RADARSAT-1. Les résultats obtenus sont représentés aux figures 5.34 à 5.36.

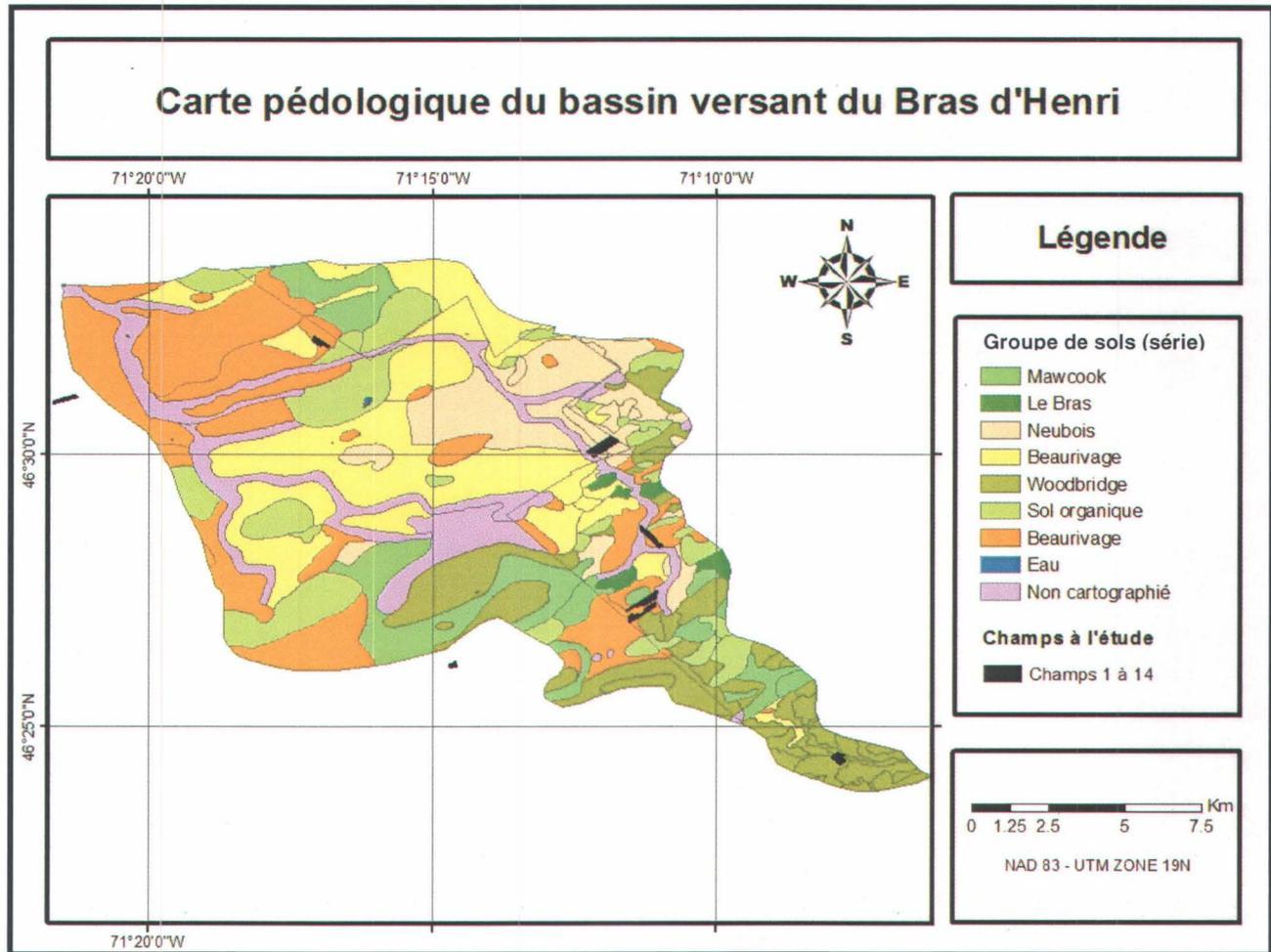


Figure 5.33 : Carte pédologique du bassin versant du Bras d'Henri et localisation des sites d'étude.

Les cartes du gel de sol ont été produites pour le bassin versant du Bras d'Henri pour les deux saisons hivernales (2003 et 2004). La carte du gel de sol des sites d'étude couvre approximativement 167 km<sup>2</sup>. Les zones gelées, qui comprennent les champs labourés et les champs non labourés, sont indiquées par les couleurs jaune et brune respectivement, les zones non gelées étant représentées par la couleur verte.

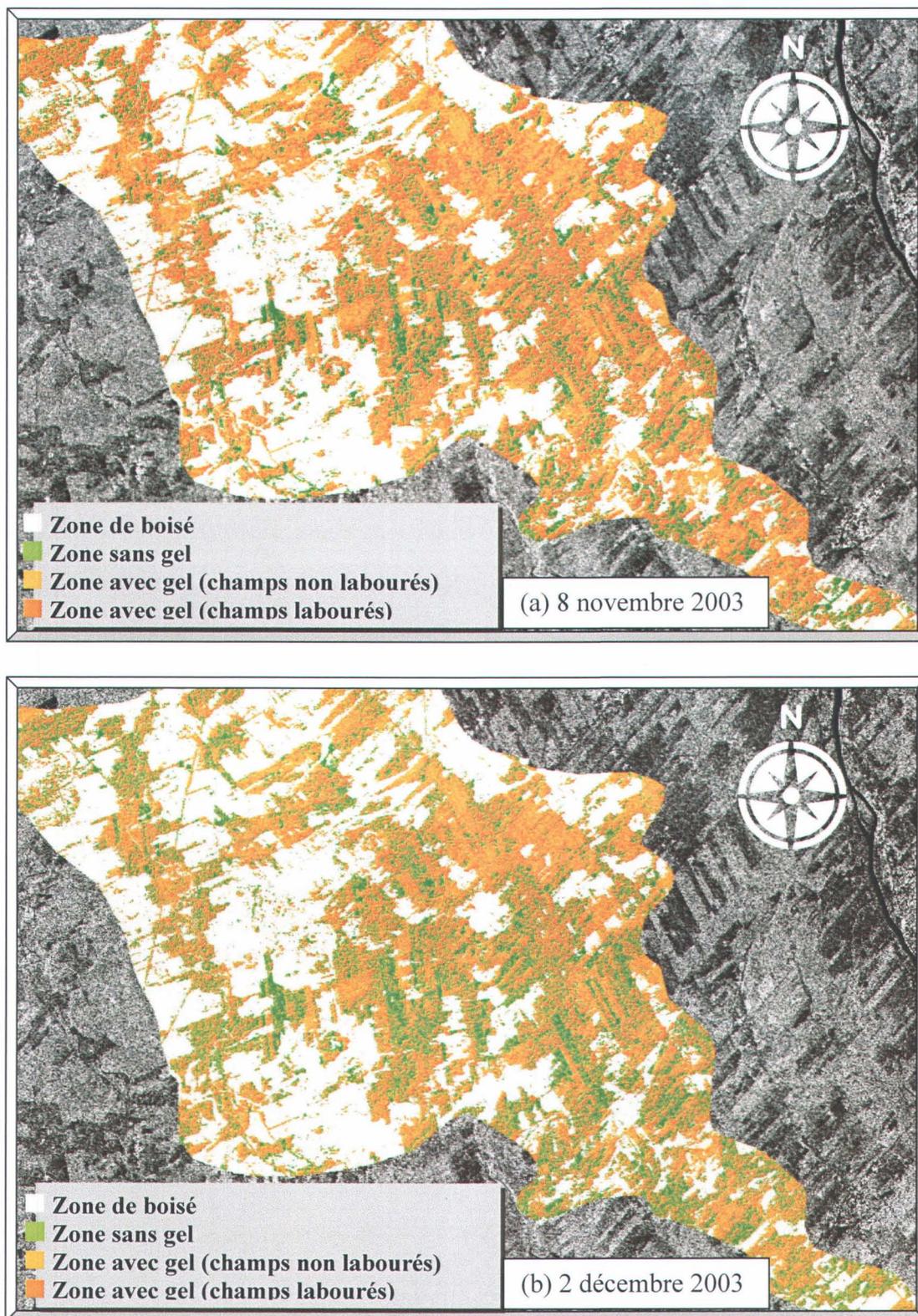


Figure 5.34 : Cartes du gel de sol du bassin versant du Bras d'Henri élaborées à partir d'image RADARSAT-1 du 8 novembre 2003 (a) et du 2 décembre 2003 (b).

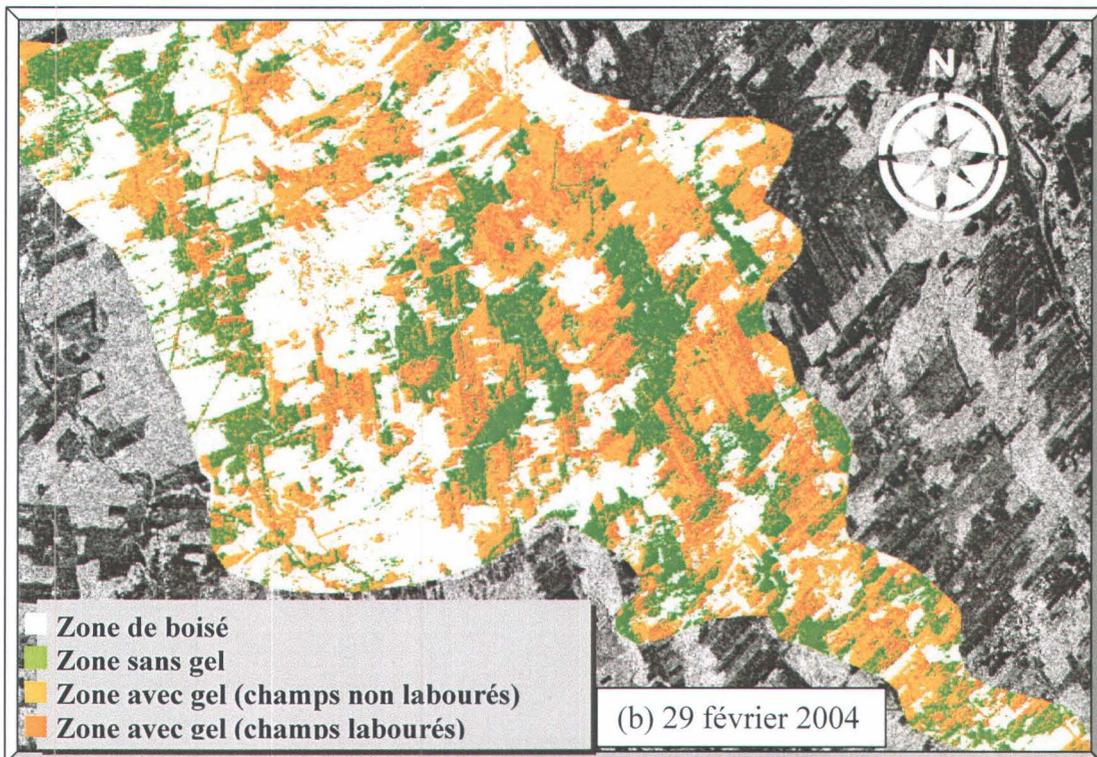
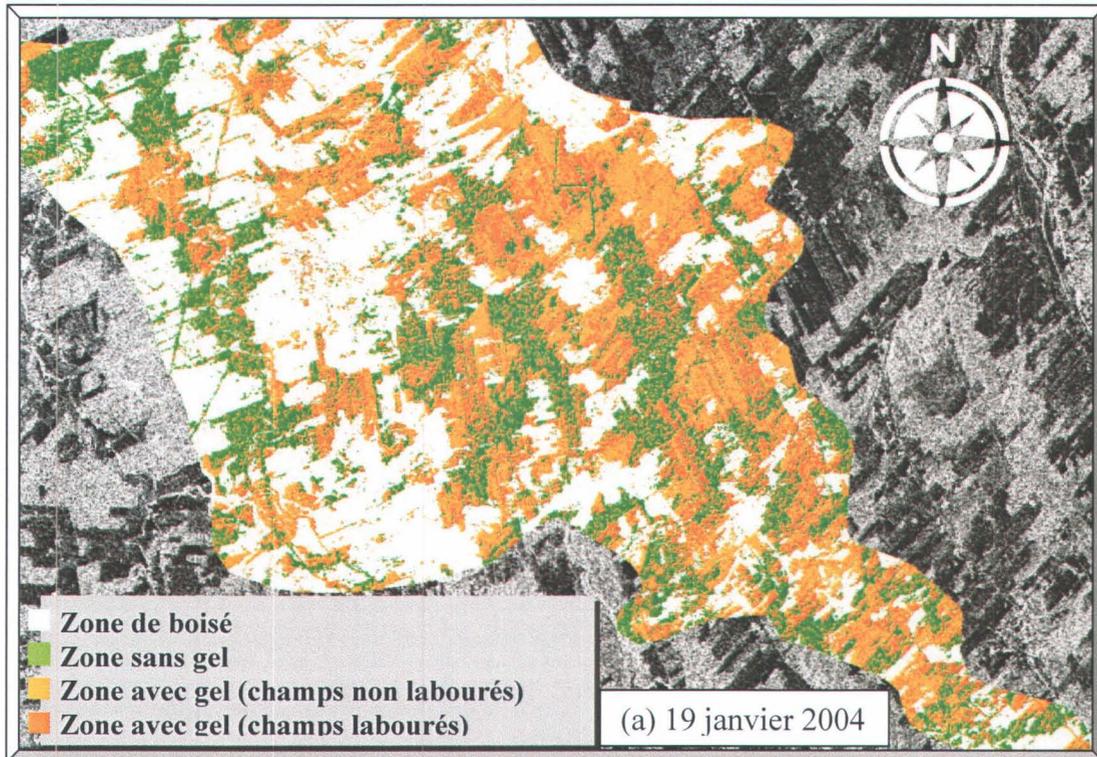


Figure 5.35 : Cartes du gel de sol du bassin versant du Bras d'Henri élaborées à partir d'image RADARSAT-1 du 19 janvier 2004 (a) et 29 février 2004.

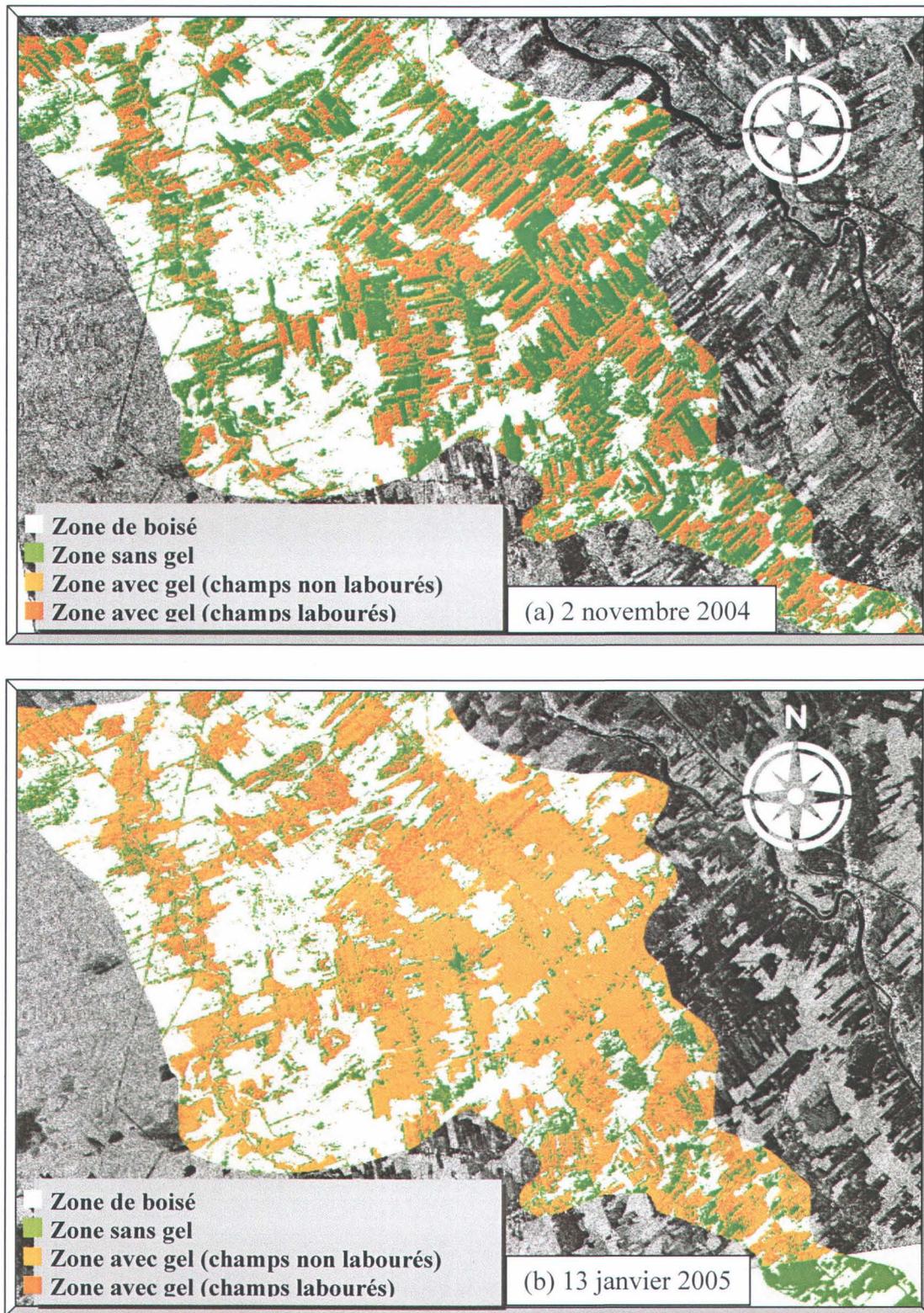


Figure 5.36 : Cartes du gel de sol du bassin versant du Bras d'Henri élaborées à partir d'image RADARSAT-1 du 2 novembre 2004 (a) et 13 janvier 2005 (b).

Les résultats de la cartographie du gel de sol dans le bassin versant du Bras d'Henri démontrent clairement le potentiel des images RADARSAT-1 (polarisation HH) pour le suivi de la température du sol. Des différences temporelles ont été observées d'une image à l'autre. Sur les images acquises au début de la première saison (8 novembre 2003), une grande partie du bassin était pratiquement gelée. Le sol est resté gelé durant toute la saison hivernale 2003-2004. Le 2 novembre 2004 (deuxième saison), les conditions étaient différentes, une grande partie du territoire du bassin versant n'étant pas encore gelée. Nous avons remarqué que le gel était présent surtout au niveau des champs à rugosité élevé. Le 13 janvier 2005, tous les champs agricoles étaient gelés. Les zones qui sont restées dégelées pendant l'hiver étaient des aires boisées. Faute de données de température du sol dans ces zones, nous ne pouvons pas confirmer que le boisé était réellement dégelé pendant la date d'acquisition de données RSO.

## **5.6 Cartographie du gel du sol avec les données ASAR**

Dans cette section, nous présentons les résultats concernant la sensibilité du signal ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) pour les paramètres du sol (température, humidité et rugosité de la surface) dans trois polarisations (HH, VH et VV). Rappelons que chaque image ASAR (figure 5.37) a été acquise dans deux canaux de polarisations avec une résolution spatiale de 30 m (tableau 4.4). Ainsi, les valeurs moyennes de chaque champ ont été calculées à partir d'une fenêtre de 9 pixels, les amplitudes étant transformées par la suite en dB.



Figure 5.37 : Exemple d'image ASAR acquise le 10 janvier 2004 affichée dans les trois canaux **HV**, **HH** et **HV/HH**. La limite du bassin versant (ligne blanche), les champs agricoles (points rouges).

### 5.6.1 Relations entre les coefficients de rétrodiffusion, la température du sol et l'occupation du sol

Dans le but d'analyser la réponse du signal ASAR à la température du sol, les coefficients de rétrodiffusion ont été calculés pour tous les champs agricoles étudiés. Nous avons classé les champs en deux groupes, selon l'occupation du sol : les labours et les champs en foin. La figure 5.37 représente la relation entre le coefficient de rétrodiffusion et la température du sol mesurée à 5 cm de profondeur pour les deux groupes. Les coefficients de rétrodiffusion dans les polarisations HH et VV diminuent avec la température du sol. En effet, une différence de 3dB a été enregistrée entre la période du gel et la période de non gel dans la polarisation HH, 2dB en polarisation VV et autour de 1dB dans la polarisation VH. La sensibilité du signal à la température du gel du sol est donc plus grande en polarisation HH qu'en polarisation VV. En

polarisation VH, le signal radar rétrodiffusé est presque stable quelque soit la température du sol. On note une faible baisse du signal de 1dB quand le sol gèle.

Plusieurs études (Zribi *et al.* 2005 ; Chanzy, 1993, Bruckler *et al.*, 1990) ont montré que le signal radar reste constant quand l'humidité du sol augmente, ce qui pourrait expliquer la faible pente des courbes (figure 5.37) parce que des coefficients de rétrodiffusion ont été prélevés sur plusieurs champs non gelés. La faible résolution spatiale du capteur ASAR (30 m), d'où le faible nombre de pixels (9) par parcelle (tableau 5.5), pourrait être la cause de ce manque de sensibilité. En effet, la forte dépendance de la rétrodiffusion à l'humidité volumétrique est généralement admis. Geng *et al.* (1996) ont trouvé la plus haute corrélation entre la rétrodiffusion en polarisation HH et l'humidité du sol ( $r=0.81$ ), C-HH et C-VV (contrairement à C-HV) ayant la même sensibilité aux variations de l'humidité de surface.

D'autre part, tout comme nous, Zribi *et al.* (2005) ont noté que la sensibilité du signal ASAR à l'humidité du sol était plus grande en HH qu'en VH pour des angles d'incidence de 20°-24° (S2). Au contraire, des études antérieures au lancement d'ENVISAT (Kobayashi et Hirose, 1984 ; Le Toan, 1982) avaient trouvé que la sensibilité de la polarisation HH à l'humidité du sol était moindre que celle de VH aux angles d'incidence entre 20°-30° ainsi ce n'était pas le même capteur, ni les mêmes conditions environnementales.

**Tableau 5.5 : Différence du nombre de pixels échantillonnés au niveau des champs agricoles selon le capteur utilisé.**

Numéro de Champ	RADARSAT-1	ENVISAT
	Nombre de pixels	Nombre de pixels
1	236	8
2	271	10
3	225	9
4	226	10
5	239	11
6	243	8
7	224	9
9	236	9
10	229	9
11	233	9
12	231	9
14	98	8

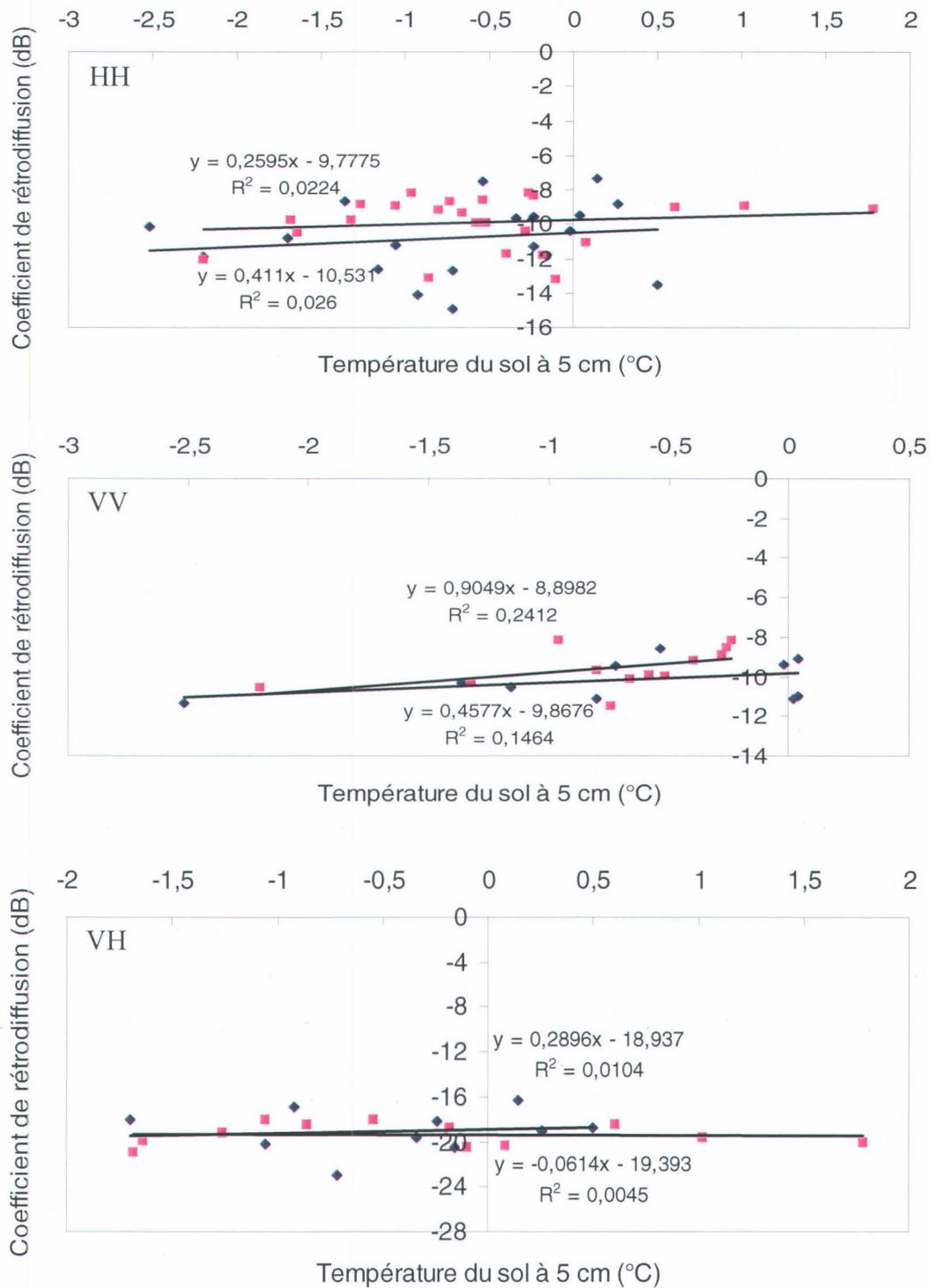


Figure 5.38 : Relations entre le coefficient de rétrodiffusion dans les polarisations HH, VV et VH et la température du sol mesurée à 5cm de profondeur pour deux groupes d'utilisation du sol (les carrés rose représentent les labours, les losanges bleu les champs de foin ).

Une autre information que nous pouvons obtenir de la Figure 5.37 est la sensibilité du signal à la rugosité (surface labourée ou non) des champs. D'abord, le signal radar est plus sensible à la rugosité de la surface du sol en polarisation HH qu'en VV et VH. Néanmoins, l'effet de la rugosité du sol en polarisation HH est moindre que dans le cas des données RADARSAT-1 (figure 5.38). Ceci s'explique par les angles d'incidences relativement faibles dans lesquels les images ASAR ont été acquises, soient  $19,2^{\circ}$ - $26,7^{\circ}$  pour le mode S2 et  $26,0^{\circ}$ - $31,4^{\circ}$  pour le mode S3. À l'opposé, les images RADARSAT en mode fin sont acquises avec des angles d'incidence supérieures à  $45^{\circ}$  (tableau 4.3 ). En résumé, la différence de signal observée entre les deux groupes d'occupation du sol sur les images ASAR en polarisation HH est de moins d'un (1) dB, ce qui est en accord avec les travaux de Zribi *et al.* (2005).

### 5.6.2 Comparaison des données ASAR et RADARSAT-1

À la figure 5.38, nous présentons la relation entre la température du sol à 5 cm et les coefficients de rétrodiffusion en polarisation HH pour des données acquises à des dates très proches par les capteurs ASAR et RADARSAT-1. Les valeurs des coefficients de rétrodiffusion sont effectivement proches pour les deux capteurs. Cependant, on observe une meilleure sensibilité des données RADARSAT-1 à la température du sol par rapport à celles d'ASAR. Cette différence peut être attribuée à la résolution des capteurs, sachant qu'avec les données ASAR (30 m de résolution) chaque champ agricole est couvert par seulement neuf pixels, alors qu'avec la résolution des images RADARSAT-1 (9 m de résolution) la moyenne des coefficients de rétrodiffusion est calculée à partir d'au moins une cinquantaine de pixels, en fonction de la taille du champ agricole.

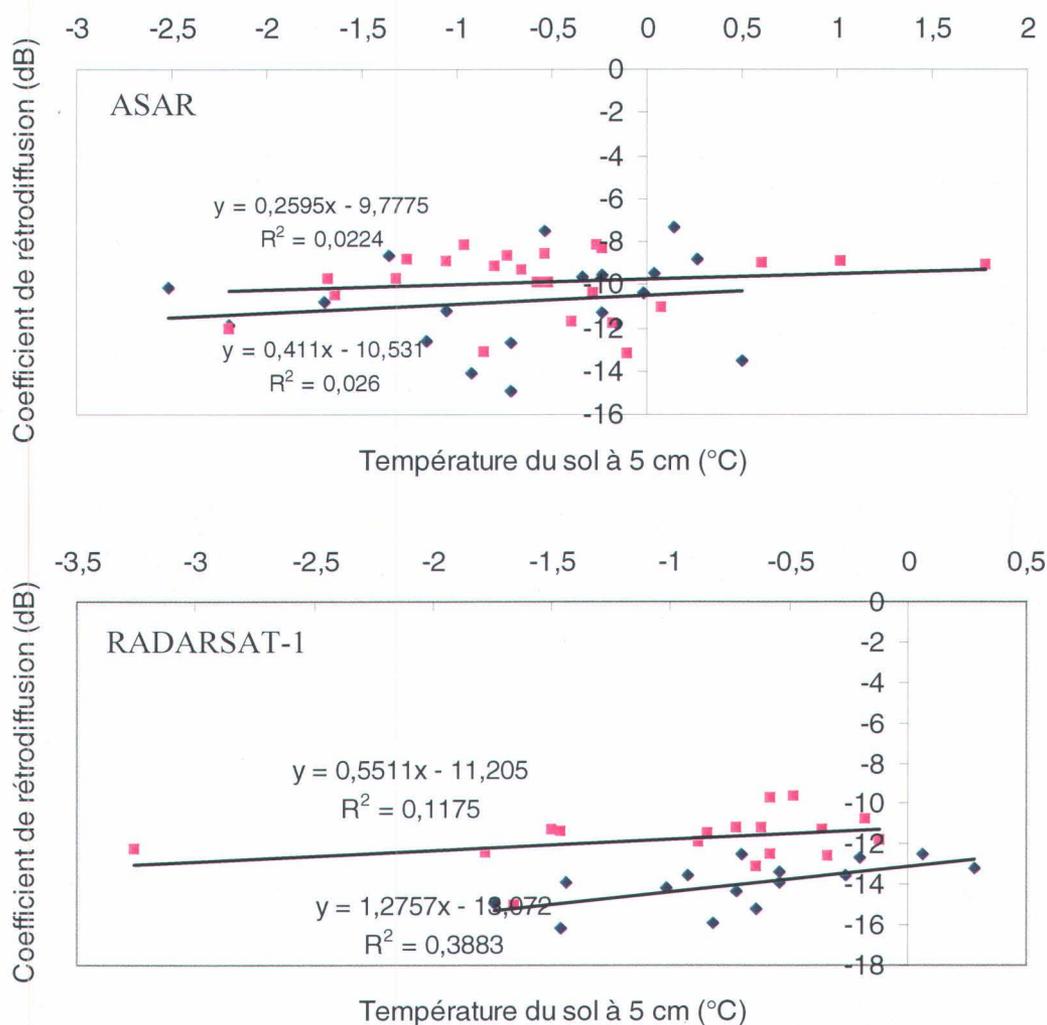


Figure 5.39 : Comparaison de la relation entre la température du sol mesurée à 5 cm de profondeur et les coefficients de rétrodiffusion entre les données ASAR et RADARSAT-1 (les carrés rose représentent les labours, les losanges bleu les champs de foin).

### 5.6.3 Relations entre les rapports de polarisation, la température du sol et l'occupation du sol

Nous avons également calculé les rapports de polarisation HH/VH et HH/VV, afin de diminuer, le cas échéant, l'effet de la rugosité des champs agricoles étudiés (labour vs foin). Comme la constante diélectrique du couvert végétal est très faible pendant l'hiver, elle ne devrait pas influencer le signal rétrodiffusé. Ainsi, seul l'effet de la température du sol serait mis en évidence. Comme nous pouvons le remarquer à la figure 5.39, il n'y a pas une relation établie

entre la température du sol et les rapports de polarisations. Nous observons aussi une forte dispersion des points spécialement pour le rapport de co-polarisation. Nous pouvons donc conclure que les rapports de polarisation d'images acquises à des faibles angles d'incidence ( $19,2^\circ$ - $26,7^\circ$  ou  $26,0^\circ$ - $31,4^\circ$ ), ne sont guère utiles puisque l'effet de la rugosité de la surface du sol est déjà faible.

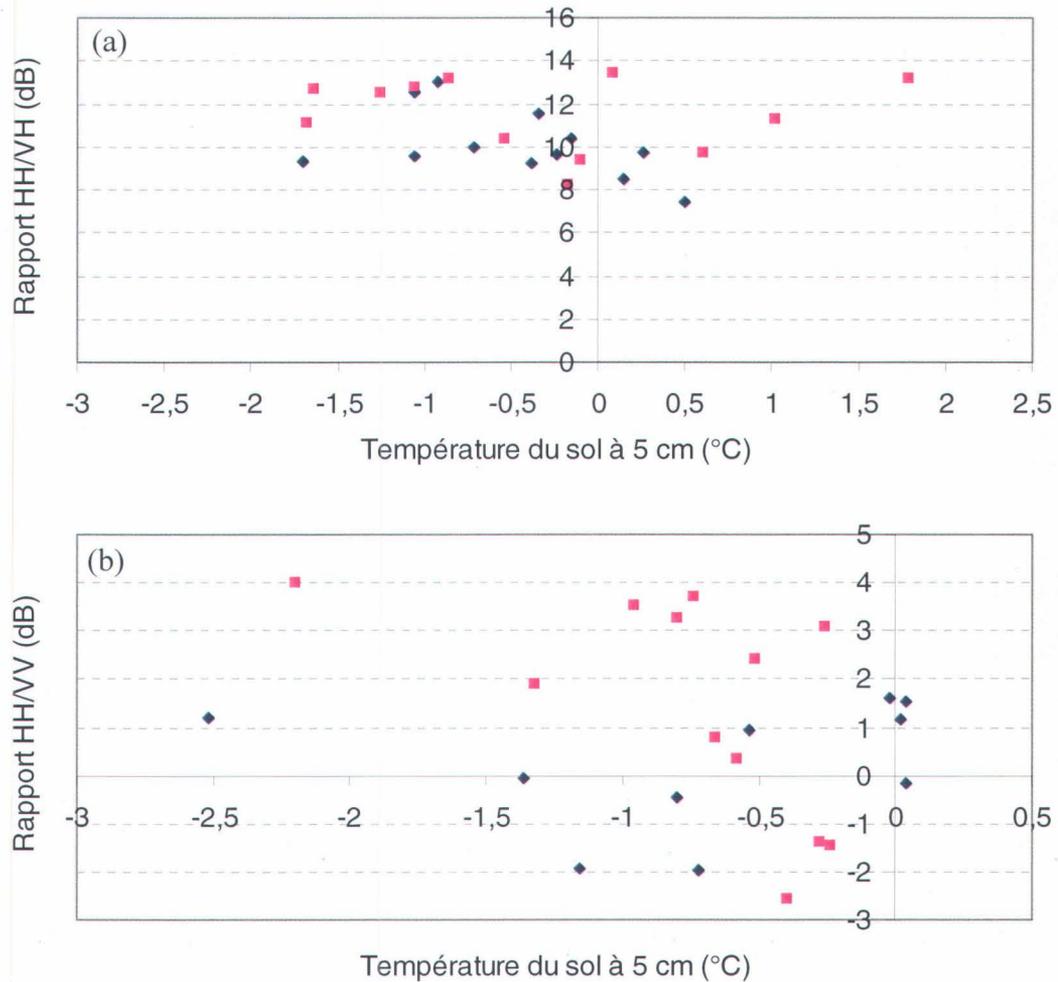


Figure 5.40 : Relations entre les rapports de polarisation a) HH/VH et b) HH/VV et la température du sol mesurée à 5 cm de profondeur (les carrés rose représentent les labours, les losanges bleu les champs de foin).

## **5.7 Conclusions**

Une série de sept images RADARSAT-1 RSO a été acquise pendant deux saisons d'hiver (2003-2004 et 2004-2005), afin d'examiner l'effet des changements de la température du sol sur les coefficients de rétrodiffusion, ainsi que pour étudier les impacts du drainage et des matériaux originels (classe granulométrique de la famille) et de l'utilisation du sol sur le signal radar. Nous avons démontré que la texture du sol joue un rôle important sur la rétrodiffusion, en considérant qu'elle influence le comportement hydrologique du sol et, par conséquent, sa constante diélectrique. Il était évident que les champs labourés présentaient un signal de rétrodiffusion plus fort comparé aux champs non labourés. Cependant, l'influence de la rugosité sur le signal rétrodiffusé lorsque le sol était gelé reste généralement faible. Nous pensons que l'effet de la rugosité peut être négligé, surtout que l'acquisition des données a été réalisée dans la même région, pendant une période de l'année où le travail du sol était achevé.

En ce qui concerne l'effet du couvert de neige, nous avons démontré qu'à partir d'une hauteur de l'ordre de 40 cm, la neige protège la surface du sol contre les conditions froides d'hiver, en maintenant sa température près de 0°C, bien que la température de l'air ne dépasse pas -10°C.

La corrélation entre la température du sol et le coefficient de rétrodiffusion a été aussi évaluée. Nous avons trouvé que la rétrodiffusion radar dans la polarisation HH et dans les angles d'incidence compris entre 37° et 40° dépend fortement de la température du sol mesurée à 5 cm de la surface. Pour la première fois, des cartes temporelles du gel du sol ont été produites à partir des images RADARSAT-1 à haute résolution à l'échelle d'un bassin versant. En analysant les résultats de la cartographie du gel du sol, nous avons trouvé de très bonnes corrélations entre les données terrain et les valeurs estimées.

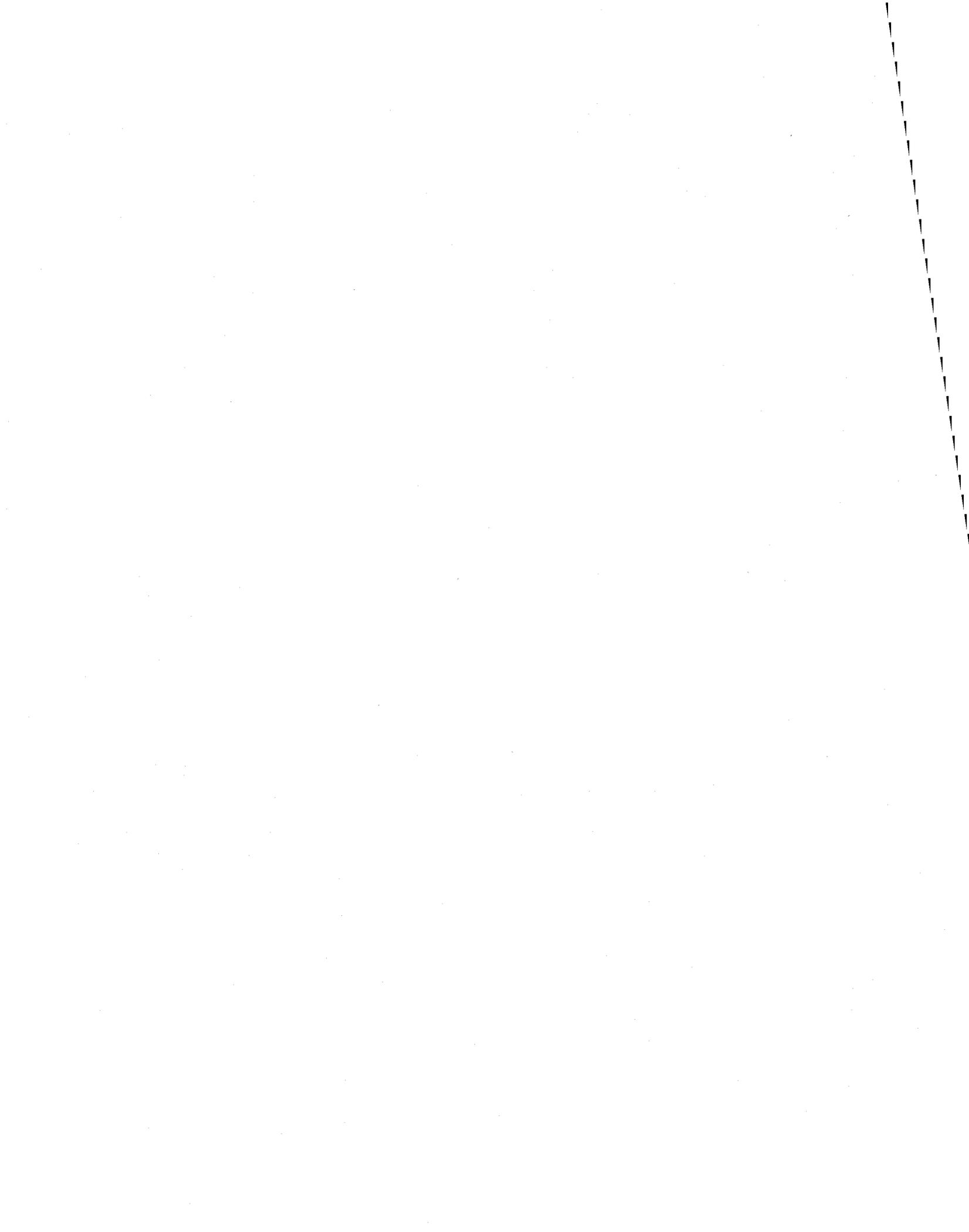
En utilisant des données ASAR d'ENVISAT, notre objectif était d'analyser le comportement du signal radar par rapport aux variations de la température de la surface du sol, et de voir l'utilité de la multipolarisation pour s'affranchir de la rugosité de la surface des parcelles. Les résultats obtenus mettent en évidence la sensibilité des polarisations HH et VV pour la température du sol. L'effet de la rugosité des parcelles (labourées vs en foin) est moins prononcé sur les images ASAR à cause de leur faibles angles d'incidence (mode S2 et S3). Contrairement aux images RADARSAT-1, les faibles angles d'incidence de ces images ASAR permettent donc de

s'affranchir de l'occupation du sol des parcelles. Par contre, la faible résolution du capteur ASAR et sa faible sensibilité aux variations de température du sol ne nous permettrait pas une cartographie du gel du sol à l'échelle parcellaire aussi précise que celle obtenue avec les images RADARSAT-1 en mode fin.

D'importantes constatations ont été faites dans le suivi des variations interannuelles de la température du sol, en fonction des paramètres météorologiques et pédologiques, mais aussi dans le suivi des états de surface. Les cartes du gel du sol ont été développées pour des sols qui sont demeurés gelés pendant les deux saisons hivernales. Les conditions météorologiques ont été similaires, à l'exception de certains mois, où elles ont été légèrement différentes (tableau 5.6). Il aurait été souhaitable d'avoir une troisième année d'étude où le sol reste non gelé, afin de mieux illustrer la méthode développée. Cependant, cela n'a pas été possible au cours des deux années qu'a duré l'expérimentation.

**Tableau 5.6 : Variations des températures de l'air et des accumulations de neige au niveau des sites d'études pour les deux saisons hivernales 2003-2004 et 2004-2005.**

<b>Saison hivernale 2004-2005</b>						
	Température (°C)				Neige (cm)	
	Min.	Max.	Moy.	Ecart-type	Accumulation	Écart-type
Novembre	-14,00	7,50	-1,65	5,29	7,80	0,74
Décembre	-28,00	9,00	-23,00	8,41	122,20	6,30
Janvier	-22,50	-8,50	-26,75	9,02	32	1,03
Février	-15,00	0,00	-21	8,44	73,4	5,46
<b>Saison hivernale 2003-2004</b>						
	Température (°C)				Neige (cm)	
	Min.	Max.	Moy.	Ecart-type	Accumulation	Écart-type
Novembre	-10,00	14,50	1,08	5,05	22,80	1,73
Décembre	-18,50	3,00	-15,75	6,14	115,60	8,39
Janvier	-26,00	-6,00	-29,75	8,43	61,4	1,98
Février	-17,50	-2,00	-24,75	8,58	73,4	5,34



## **6 POTENTIEL DE LA POLARIMÉTRIE RADAR POUR LE SUIVI DU GEL DE SOL**

Depuis quelques années, la polarimétrie radar suscite un intérêt grandissant de la part de la communauté scientifique en télédétection. Elle constitue un moyen nouveau, mais indispensable pour améliorer les capacités de suivi et de détection des cibles. De nombreux chercheurs se sont intéressés aux mécanismes de diffusion de l'onde incidente et ont démontré leur utilisation pour la classification des sols. Outre l'information utile qu'on peut obtenir à partir de l'amplitude, les images polarimétriques fournissent une information supplémentaire qui est la phase et qui permet de caractériser les interactions entre l'onde électromagnétique et les surfaces naturelles. Parmi les nombreuses analyses polarimétriques utilisées, la méthode  $H-\alpha$  et la signature polarimétrique des cibles observées sont les techniques les plus utilisées pour déterminer le ou les mécanismes de diffusion qui se produisent dans un milieu donné.

Le quatrième objectif que nous nous sommes fixés dans le cadre de notre thèse est i) l'évaluation du potentiel des outils polarimétriques (Entropie, Anisotropie, angle  $\alpha$ , décomposition de Cloude et Pottier, décomposition de Pauli, signature polarimétrique, phase) pour le suivi du gel du sol en milieu agricole, et ii) de préciser la relation entre les conditions du sol (gel/non gel) et les paramètres polarimétriques. Dans ce chapitre, nous présenterons les sites d'étude et les jeux de données car ils diffèrent de ceux utilisés dans les chapitres précédents, nous décrirons l'approche méthodologique suivie et discuterons les résultats obtenus.

### **6.1 Sites d'étude 2002-2003**

Les deux sites d'étude que nous avons choisis se retrouvent sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent, à environ 30 km de la ville de Québec. Il s'agit des deux fermes expérimentales de Chapais et d'Harlaka d'Agriculture et Agroalimentaire Canada. Trois parcelles ont été installées à Chapais (parcelles A, B et C) et deux à Harlaka (parcelles D et E)

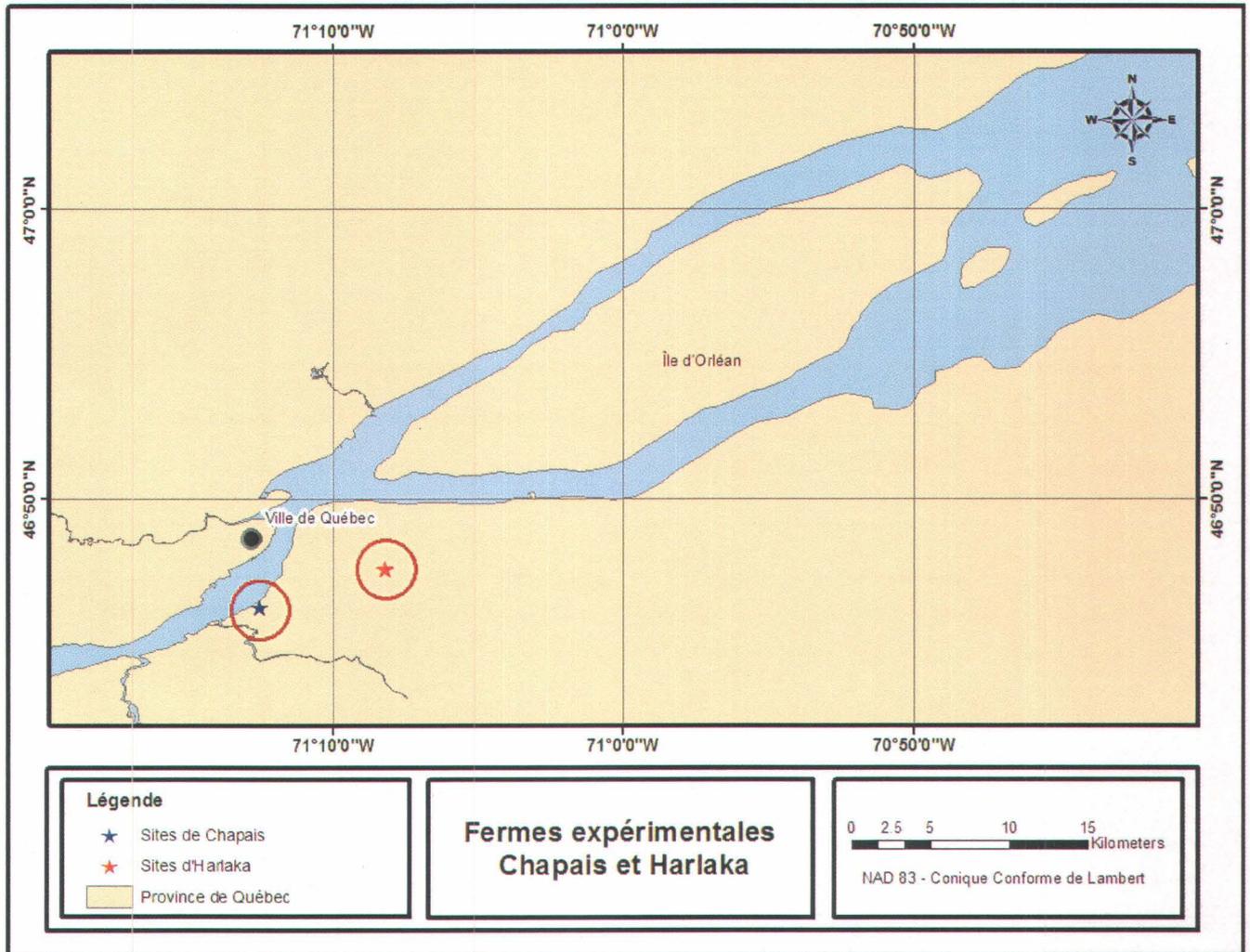


Figure 6.1 : Localisation des deux sites d'étude : Fermes expérimentales Chapais et Harlaka.

### a) Ferme expérimentale Chapais

La ferme expérimentale Chapais, propriété d'Agriculture et Agroalimentaire Canada, est située dans la municipalité de Lévis. Le centre de la ferme de 41,4 ha est situé à la latitude de 46°46'12''N et à la longitude de 71°12'21''W.

Du point de vue géologique et d'après la carte des sédiments de surface de Lasalle (Gagné, 1985) trois unités lithologiques apparaissent sur le territoire de la ferme, soit 1) roc, 2) sédiments de hautes terrasses composés en général de sables bien triés et 3) des argiles marines.

Du point de vue hydrologique, la ferme est drainée naturellement par deux ruisseaux. Celui situé au nord se précipite en bas de la falaise, tandis que celui situé au sud-ouest, à caractère intermittent, se jette dans la rivière à la Scie. Environ 25% des sols de la ferme souffrent d'un drainage déficient (Gagné, 1985). Du point de vue textural, les sols de Saint-Nicolas (parcelle A) sont constitués de graviers de schistes et sont généralement de couleur brun rouge foncé (58% de sable, 25% de limon et 17% d'argile). Les sols de Saint-Pacôme (parcelle B) présentent en surface un loam sableux (62% de sable, 18% de limon, 20% d'argile) contenant environ 10% de graviers ; ils sont brun-gris très foncé et présentent une structure granulaire fine à moyenne modérément développée. Les sols de la série de Saint-Aimé (parcelle C) se sont développés à partir d'un matériau loameux stratifié de minces lits de sable fin (53% de sable, 29% de limon, 18% d'argile). Le sol de Saint-Aimé est le seul possédant un matériau loameux stratifié (Gagné, 1985).

#### **b) Ferme expérimentale d'Harlaka**

La ferme expérimentale d'Harlaka se situe dans la ville de Lévis à la latitude de 46°47'32''N et à la longitude de 71°07'40''W. Les sols qui couvrent la région appartiennent à la série de Saint-André (parcelle E) et au loam de Kamouraska (parcelle D). La texture de la parcelle E est celle d'un loam sablo-graveleux (54% de sable, 29% de limon, 17% d'argile). A cause de leur texture grossière, ces sols sont très bien drainés et souffrent de sécheresse lors des étés secs. Les sols cultivés présentent une coloration brun jaune. On y note la présence des roches à la surface lesquelles peuvent parfois gêner les travaux culturels. Ces sols ont une faible capacité de rétention de l'eau et des nutriments ; ils sont également très sujets à souffrir de la sécheresse, particulièrement lors des été secs (Laplante, 1963).

Le loam de la série de Kamouraska (parcelle D) a comme origine les dépôts de la mer de Champlain. Ces sols se présentent en une plaine unie, ce qui leur occasionne un drainage interne particulièrement lent et parfois mauvais. Il s'agit du sol agricole ayant le meilleur potentiel du comté car il convient très bien à la culture des grains (avoine, orge) et des fourrages (mil, trèfles, luzerne). Du point de vue textural, ces sols ont une texture moyenne (35% de sable, 40% de limon et 25% d'argile). L'argile de Kamouraska est parfois très humifère et il arrive assez

fréquemment d'y noter la présence de lentilles de sable (Laplante, 1963). Les caractéristiques pédologiques des cinq parcelles agricoles sont présentées au tableau 6.1.

**Tableau 6.1 : Caractéristiques pédologiques et les mesures du couvert de neige des cinq parcelles agricoles étudiées.**

Parcelle	Ferme	Séries de sols	Drainage	Culture	Texture	Hauteur de neige (cm) mesurée le			
						19 février 2003			
						Min.	Max.	Moy.	Écart-type
A	Chapais	Saint-Nicolas	Modérément bien drainé	Foin	Loam sablo-argileux	24	58	42	8,91
B	Chapais	Saint-Pacôme	Bien drainé	Foin	Sable loameux	24	102	59	17,77
C	Chapais	Saint-Aimé	Mal drainé	Labour	Loam sableux	30	48	39	6,87
D	Harlaka	Kamouraska	Mal drainé	Foin	Loam	13	72	40	16,42
E	Harlaka	Saint-André	Bien drainé	Labour	Loam sableux graveleux	12	55	27	12,50

Compte tenu du fait que les images polarimétriques acquises avec le Convair-580 ne couvraient pas la totalité des sites étudiés, nous n'avons pu inclure les parcelles B et E dans l'analyse du comportement du signal radar.

## **6.2 Acquisition des données de terrain en 2002-2003**

Des thermocouples (75) ont été installés au mois d'octobre 2002 sur cinq parcelles agricoles (trois parcelles à Chapais et deux parcelles à Harlaka). Les plans des parcelles apparaissent aux figures 6.2 a et b. Ces parcelles agricoles sont uniformes, peu accidentées et sont soit en prairies, soit labourées. Sur chaque point de mesure, nous avons installé trois thermocouples, à différentes profondeurs de la surface du sol (1cm, 5cm et 15cm) afin de mieux comprendre les variations locales et environnementales du gel et, par conséquent, celles du signal radar et de déterminer avec précision la présence du gel dans le sol, tout en tenant compte du type du sol et de la pratique agricole engagée. En plus de la température, l'humidité du sol y a aussi été relevée.

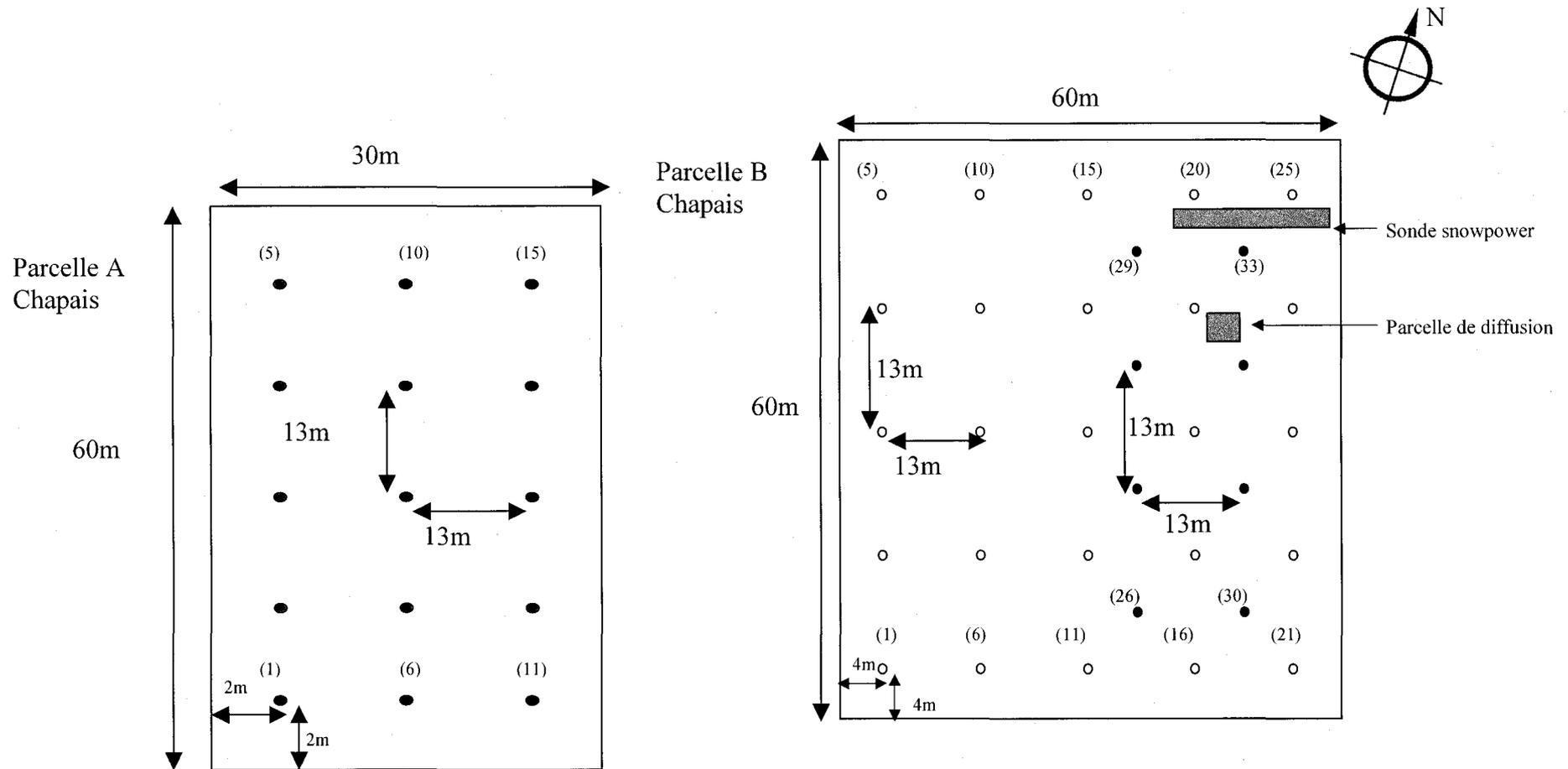
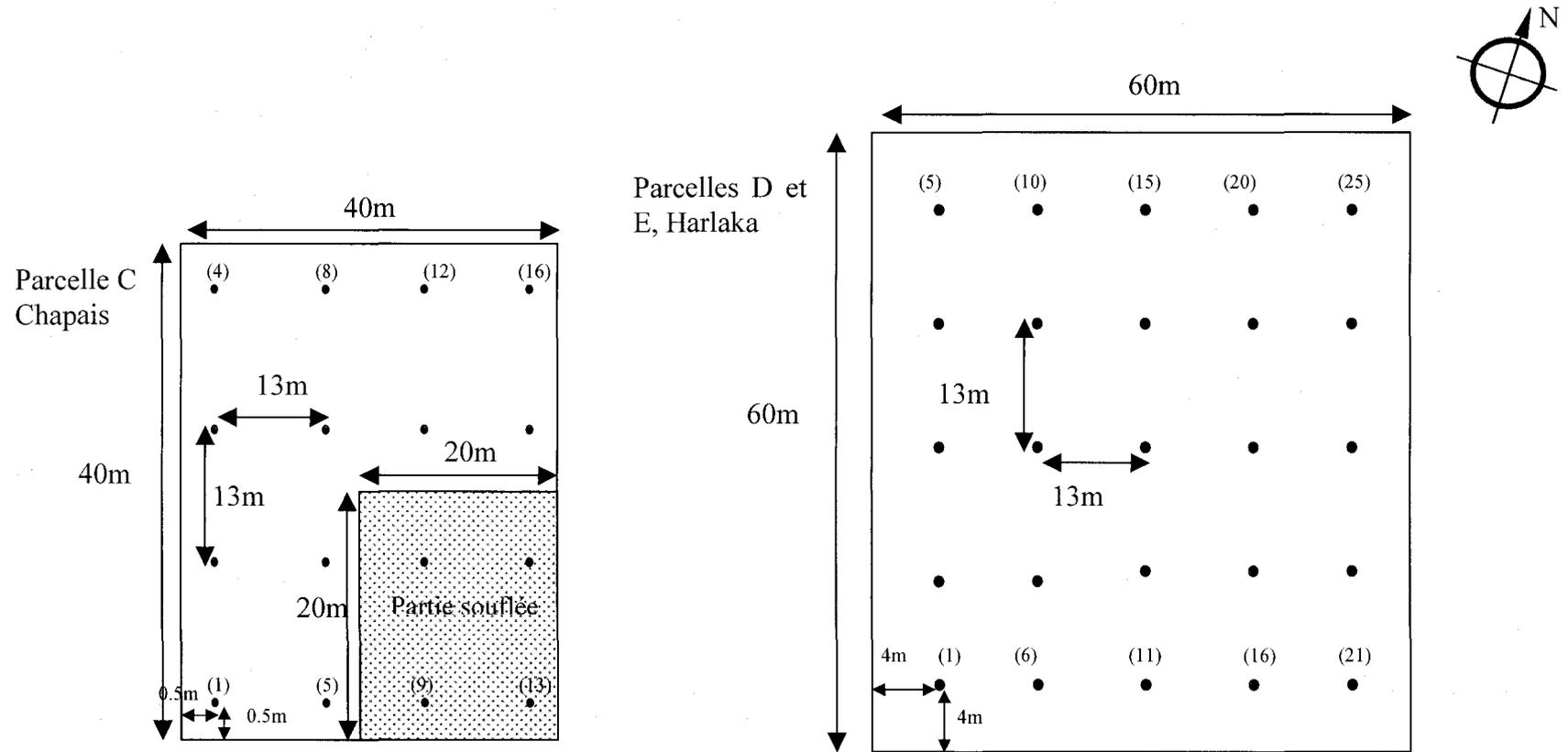


Figure 6.2a : Plan des parcelles A et B. Les chiffres entre parenthèses correspondent aux numéros de poteaux. Pour la parcelle (A), pour chaque point de mesure, trois thermocouples ont été installés à des profondeurs de 1, 5 et 15 cm de la surface du sol. Pour la parcelle (B), seuls les poteaux de 16 à 33 comprennent 4 thermocouples à des profondeurs de 1, 5, 15 et 20 cm de la surface du sol.



**Figure 6.2b : Plan des parcelles (C), (D) et (E). Les chiffres entre parenthèses correspondent aux numéros de poteau. À chaque poteau, trois thermocouples ont été installés à des profondeurs de 1, 5 et 15 cm de la surface du sol.**

Des relevés GPS (Global Positioning System) ont été effectués sur chaque point de mesure. Des positions précises, de l'ordre du mètre, ont ainsi été obtenues pour relever les limites des parcelles agricoles et des sondes thermiques installées durant la saison d'automne. De plus, la lecture des températures, la mesure de l'humidité du sol et des données caractérisant le couvert nival (profondeur, densité, équivalent en eau, constante diélectrique) ont été relevées hebdomadairement de la mi-décembre 2002 à la mi-avril 2003. Les données recueillies ont été répertoriées dans une base de données avec le logiciel ACCESS. Des photos numériques ont été prises au sol pendant chaque campagne de terrain, afin de nous fournir des informations sur l'état des sols le jour de l'acquisition des images RSO polarimétriques.

Pendant l'hiver, des fosses ont été creusées dans le couvert de neige pour mesurer la température et la densité de chacune des couches de neige homogène et des couches de glace (figure 6.3), la grosseur et le type des grains de neige, la nature de la couche de glace (verglas, vent, dégel-gel) et la dureté de la neige.

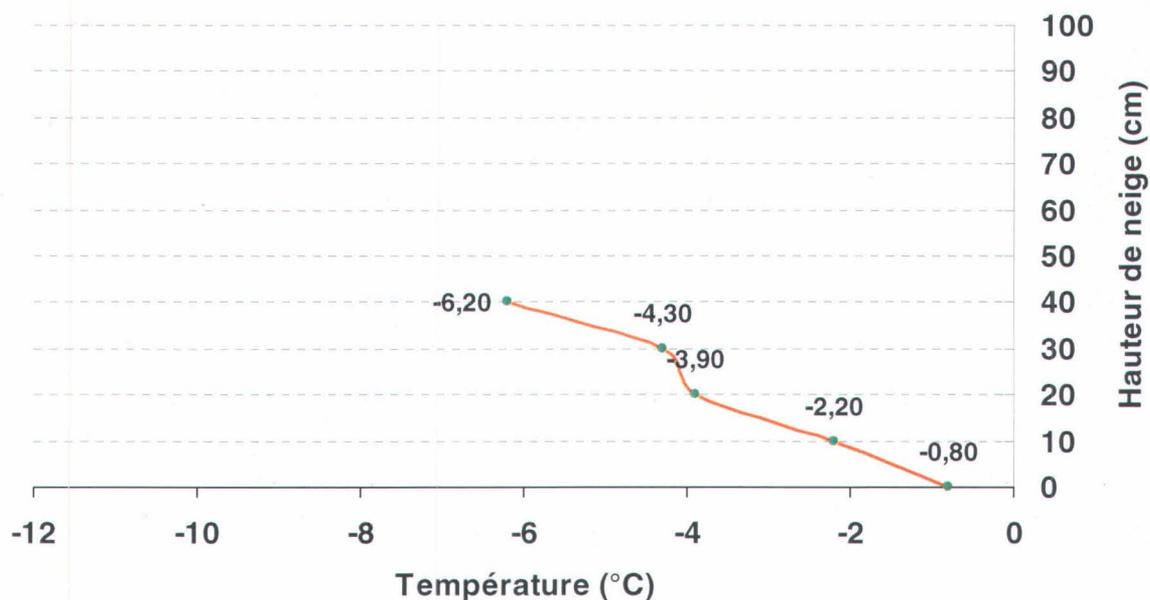


Figure 6.3 : Profil moyen de la température de neige, mesurée le 19 Février 2003, à la station météorologique de la ferme expérimentale de Chapais.

Au niveau de la parcelle C de la ferme expérimentale Chapais, une partie (20m × 20m) a été balayée de son couvert de neige (figure 6.2b) afin que nous puissions étudier l'effet du couvert de neige sur le gel du sol, ainsi que l'impact des variations de températures au niveau de la même parcelle sur les images polarimétriques.

Une station météorologique a été installée à la ferme expérimentale de Chapais, proche de la parcelle B. La station comprend un capteur ultrasonique pour la hauteur de neige, une sonde expérimentale SNOWPOWER (Hübner et Brandelik, 1997) mesurant la densité et la teneur en eau liquide de la neige, un pluviomètre, une sonde de température de l'air, six sondes de température dans le couvert de neige, une sonde de radiation solaire, une sonde d'humidité du sol et une sonde de vitesse et direction du vent. La station fournit des données horaires de manière automatique.

### **6.3 Variation des données de température observées au cours de la campagne 2002-2003**

Les profils de températures du sol prises au niveau des parcelles montrent que pendant le mois de février tous les sols étaient gelés au moins jusqu'à 15 cm de profondeur (figure 6.4). Les parcelles D et E situées à Harlaka présentaient les températures les plus basses, avec des valeurs mesurées à la surface de  $-6,9^{\circ}\text{C}$  et  $-4,5^{\circ}\text{C}$  respectivement. À la ferme expérimentale Chapais, les sols des parcelles A et B affichaient les mêmes températures ( $-1,2^{\circ}\text{C}$  en surface). La parcelle C, qui est une parcelle labourée, affiche des températures un peu plus froides ( $-1,6^{\circ}\text{C}$  en surface). Pour toutes les parcelles, la température augmentait en se déplaçant vers la profondeur, cependant, pour la parcelle E, cette tendance a été plutôt faible comparativement aux autres. La parcelle E présente une surface de sol labourée et une couverture neigeuse très mince, ce qui explique les basses températures enregistrées. Le travail du sol implique une amélioration de la capacité d'infiltration de l'eau dans le sol, la quantité d'eau restante tendant à s'évaporer des endroits les plus chauds, pour se condenser dans les endroits les plus froids. Dans ces circonstances, la chaleur latente libérée n'est pas si importante pour retarder les variations de température, accentuant ainsi l'effet de la température de l'air. À cela s'ajoute la mince couche de neige qui ne protège pas suffisamment le sol de l'effet des basses températures de l'air. Ainsi, la surface du sol

enregistre des températures proches de celle de l'air qui, le jour du passage du capteur aéroporté était de  $-8^{\circ}\text{C}$ .

La parcelle D présente une couverture de neige semblable (40 cm) à celle de la parcelle C (39 cm), pourtant, les températures mesurées sont différentes. Il y a d'abord l'effet du vent, lequel peut contribuer aux basses températures relevées à la parcelle D. En effet, celle-ci se trouve dans un lieu ouvert où aucune barrière naturelle (forêt) n'estompe les vents violents qui s'abattent sur cette région pendant l'hiver. Son exposition rend la surface du sol vulnérable à la pénétration du froid, ce qui explique les températures enregistrées même sous un couvert nival normalement assez isolant (40 cm).

La parcelle B présente des températures plus élevées que les précédentes. Il s'agit d'un sol sableux bien drainé. L'épaisseur considérable du couvert nival (59 cm), ainsi que la couche de végétation ont accentué l'effet isolant par rapport à l'effet de la température de l'air sur la température à la surface du sol.

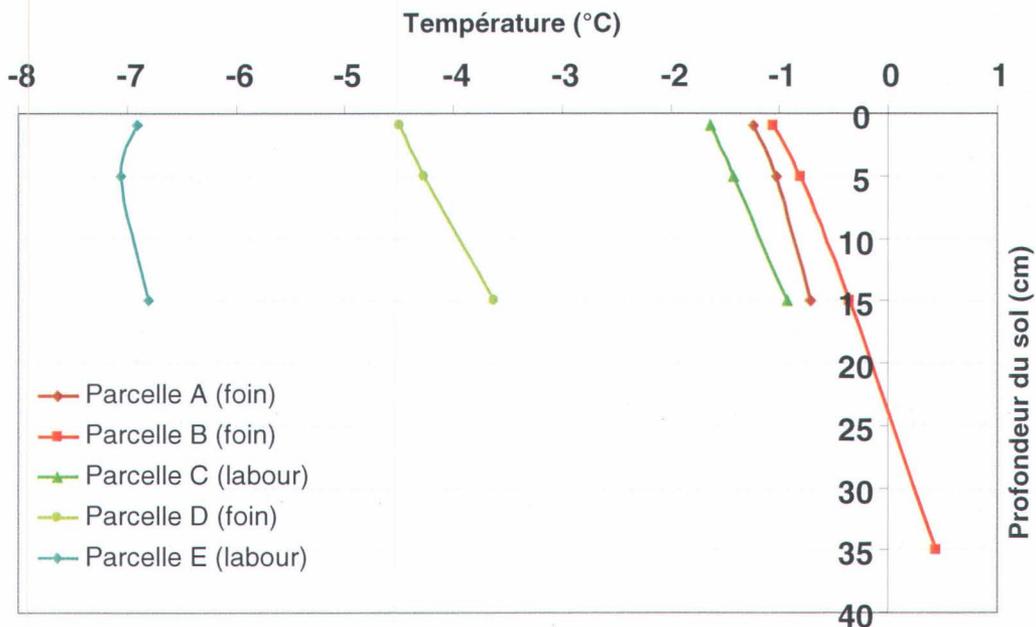


Figure 6.4 : Températures moyennes mesurées en date de 19 février 2003 à différentes profondeurs du sol pour les cinq parcelles agricoles des fermes expérimentales Chapais et Harlaka.

Les températures mesurées au niveau de la partie soufflée mécaniquement (section sud-est de la parcelle C) démontrent l'effet isolant de la couverture de neige car les températures étaient plus basses que celles mesurées aux autres points de mesure de la parcelle (tableau 6.2). Nous avons mesuré des températures de  $-2,45^{\circ}\text{C}$ , même à 15 cm de profondeur, alors que la moyenne enregistrée pour la partie non soufflée était de  $-0,14^{\circ}\text{C}$ .

**Tableau 6.2 : Résultats des températures ( $^{\circ}\text{C}$ ) mesurées le 19 février 2003 dans les trois profondeurs du sol au niveau de la parcelle C.**

Profondeur	Température : partie soufflée ( $^{\circ}\text{C}$ )				Température : partie non soufflée ( $^{\circ}\text{C}$ )			
	Min.	Max.	Moy.	Écart-type	Min.	Max.	Moy.	Écart-type
1 cm	-3,6	-2,5	-3,20	0,59	-2,7	0,1	-0,75	0,91
5 cm	-3,4	-2,3	-2,93	0,56	-2,4	0,3	-0,57	0,88
15 cm	-3,2	-1,5	-2,45	0,77	-1,7	0,8	-0,14	0,83

De l'étude des profils de températures dans les cinq parcelles agricoles, ressort l'importance de l'occupation du sol, de la hauteur de neige et du drainage dans les processus de formation de gel dans le sol, sans oublier l'exposition aux vents qui peut parfois annuler l'effet isolant de la couverture nivale.

#### **6.4 Acquisition des données polarimétriques**

La base de données des images acquises en 2002-2003 (tableau 6.3) est constituée de deux survols RSO polarimétriques du Convair-580 (résolution spatiale de 6 m), dont une image acquise le 14 novembre 2003 correspondant à des conditions sans gel du sol et une autre acquise le 19 février 2003 correspondant à des conditions avec gel (figure 6.5). Une image du capteur IKONOS (résolution spatiale de 4 m) dans le spectre réfléchi acquise le 4 septembre 2002 (figure 6.7) était aussi disponible. L'image IKONOS a servi à masquer les secteurs urbains et les forêts et à déterminer l'influence de l'utilisation du sol des parcelles agricoles sur le signal radar enregistré.

Tableau 6.3 : Caractéristiques des images RSO acquises par le Convair-580.

Date d'acquisition	Coordonnées de la scène	Direction de visée	Angle d'incidence (°)
14 novembre 2002	N46 :48.2 ; W71 :06.7 / N46 :46.0 ; W71 :13.8	À Droite	40°
19 février 2003	N46 :48.2 ; W71 :06.7 / N46 :46.0 ; W71 :13.8	À Droite	40°

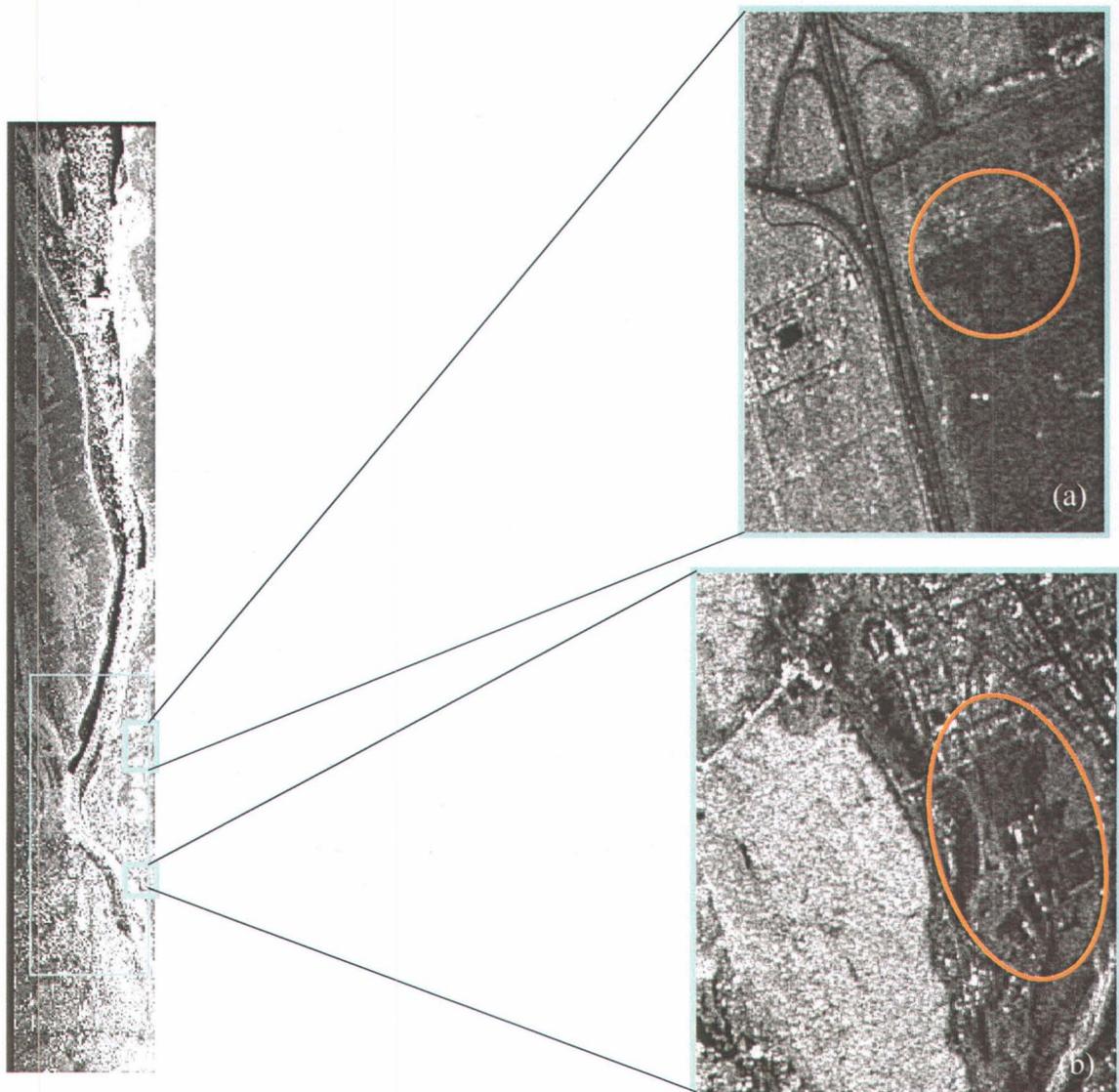
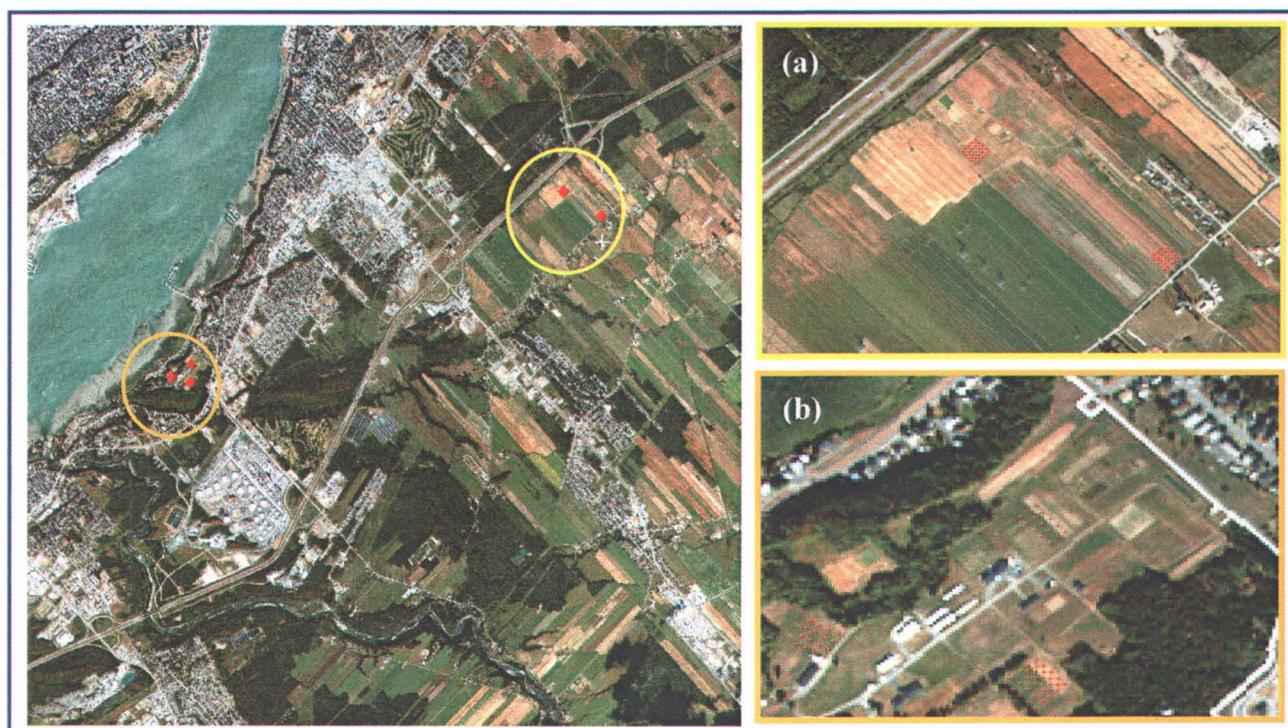


Figure 6.5 : Image RSO du Convair-580 acquise le 19 février 2003. Localisation des deux sites d'étude : a) Harlaka et b) Chapais.



**Figure 6.6 : Image IKONOS acquise le 4 septembre 2002 des deux sites d'études : a) fermes expérimentales Harlaka et b) Chapais.**

Sur les deux images polarimétriques du 14 novembre 2002 et du 19 février 2003, les parcelles agricoles (A, B, C, D et E) des deux fermes expérimentales (Chapais et Harlaka) ont été identifiées en se basant sur une image dans le spectre réfléchi, acquise par IKONOS (4 m) le 4 septembre 2002 (figures 6.7 et 6.8).



Figure 6.7 : Localisation des parcelles agricoles A, B et C à la ferme expérimentale Chapais, a) image IKONOS multispectrales (4m); b) image Convair-580 (6m).



Figure 6.8 : Localisation de la parcelle agricole D à la ferme expérimentale d'Harlaka, a) image IKONOS multispectrales (4m); b) image Convair-580 (6m).

## 6.5 Traitement des images polarimétriques

Pour le traitement des données de la polarimétrie radar, nous nous sommes servis de deux logiciels, PolSARpro (Agence Spatiale Européenne) et PWS (Centre Canadien de Télédétection). Il s'agit de deux outils informatiques de visualisation et de traitement d'images polarimétriques du radar à synthèse d'ouverture. Ils visent à faciliter l'accessibilité et l'exploitation des ensembles de données multi-polarisées. Ils contiennent plusieurs algorithmes qui facilitent le traitement des images polarimétriques et, entre autres, la décomposition de Cloude/Pottier et la signature polarimétrique que nous utiliserons pour analyser nos données polarimétriques dans les prochaines sections de ce chapitre.

### 6.5.1 La décomposition de Pauli

Pour afficher les images polarimétriques, nous avons utilisé la décomposition de Pauli (figures 6.9 et 6.10).

La décomposition de Pauli est une décomposition de la matrice de Sinclair  $[S]$  qui la divise en trois matrices. Ces trois matrices orthogonales représentent des phénomènes physiques qui sont des mécanismes de diffusion qui se produisent dans un milieu donné. En utilisant la décomposition de Pauli, nous pouvons dériver un composé de trois couleurs à partir des données polarimétriques (Cloude, 1986).

Pour décomposer la matrice de Sinclair, on admet la réciprocité entre HV et VH puisqu'on est dans le cas d'un capteur monostatique, c'est-à-dire que l'antenne émettrice et l'antenne réceptrice sont coïncidentes.

$$[S] = \begin{bmatrix} S_{HH} & S_{HV} \\ S_{HV} & S_{VV} \end{bmatrix} = \left( \frac{S_{HH} + S_{VV}}{\sqrt{2}} \right) \cdot \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} + \left( \frac{S_{HH} - S_{VV}}{\sqrt{2}} \right) \cdot \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & -1 \end{bmatrix} + (\sqrt{2} S_{HV}) \cdot \frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix} \quad (6.1)$$

Où:

- La matrice  $\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}$  représente la réflexion de surface qui est la réponse à nombre d'échos impairs d'un diffuseur. On peut la modéliser par la réponse d'une sphère ou d'un trièdre.

- La matrice  $\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & -1 \end{bmatrix}$  représente la réflexion multiple à nombre d'échos pairs d'un diffuseur. On peut la modéliser par la réponse d'un dièdre.
- La matrice  $\frac{1}{\sqrt{2}} \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{bmatrix}$  représente la réflexion multiple. On peut la modéliser par la réponse d'un dipôle orienté à 45 degrés.

Cette décomposition nous permet une interprétation physique très simple des mécanismes de diffusion qui se produisent dans un certain milieu. Le résultat de la décomposition de Pauli (équation 6.1) est représenté dans les figures 6.9 et 6.10. Nous pouvons clairement distinguer des structures avec diffusion multiple, caractéristiques d'un milieu urbanisé (couleur rouge), des secteurs avec diffusion de surface, caractéristiques des champs agricoles (que nous distinguons clairement sur les images en couleur bleue), et finalement, des secteurs où le mécanisme de diffusion est surtout de volume (troisième matrice de Pauli), représenté par des zones forestières (couleur verte). Au moyen de la décomposition de Pauli, les forêts apparaissent en vert clair, le bâti en rose, et les champs en bleu foncé.

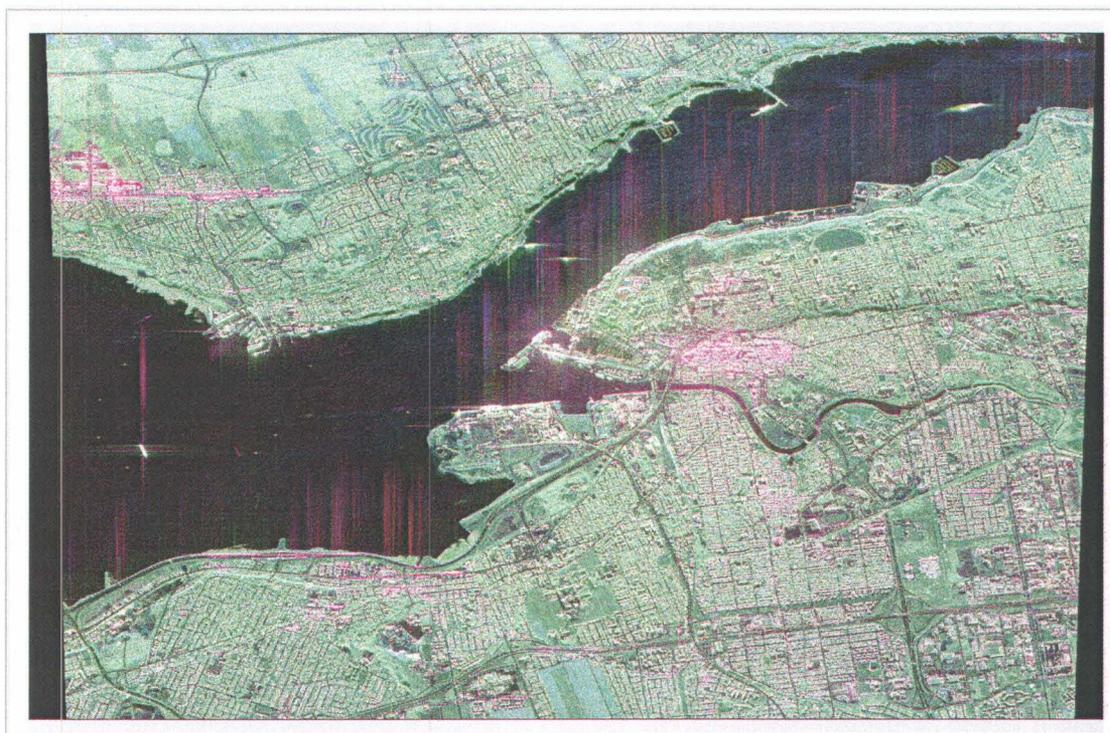


Figure 6.9 : Image Convair-580 (6m) de la zone d'étude acquise le 14 novembre 2002. Visualisation par la décomposition de Pauli  $S_{HH} + S_{VV}$ ,  $S_{HH} - S_{VV}$ ,  $2S_{HV}$ .



Figure 6.10 : Image Convair-580 (6m) de la zone d'étude acquise le 19 février 2003. Visualisation par la décomposition de Pauli  $S_{HH} + S_{VV}$ ,  $S_{HH} - S_{VV}$ ,  $2S_{HV}$ .

Quoique cette information soit très utile pour interpréter des données entièrement polarimétriques de RSO, il est évident que cette approche n'est pas suffisante pour l'interprétation de tous les secteurs de la scène. Lorsque plusieurs mécanismes de diffusion interviennent, la décomposition de Pauli est incapable de les séparer, comme c'est le cas, par exemple, dans les zones roses violettes. Ainsi, l'interprétation des images demeure ambiguë.

### 6.5.2 Diagramme de Cloude et Pottier

Pour analyser plus en profondeur les différents mécanismes de diffusion qui se produisent dans nos champs agricoles et à deux dates différentes, nous avons utilisé une méthode mise au point par Cloude et Pottier (1997). Ces chercheurs ont proposé une méthode d'extraction de diffusion moyenne basée sur la décomposition aux valeurs/vecteurs propres de la matrice  $[T]$  de cohérence (équation 6.2); ils ont défini un ensemble de paramètres qu'ils ont appelé les paramètres d'entropie, d'anisotropie et d'alpha.

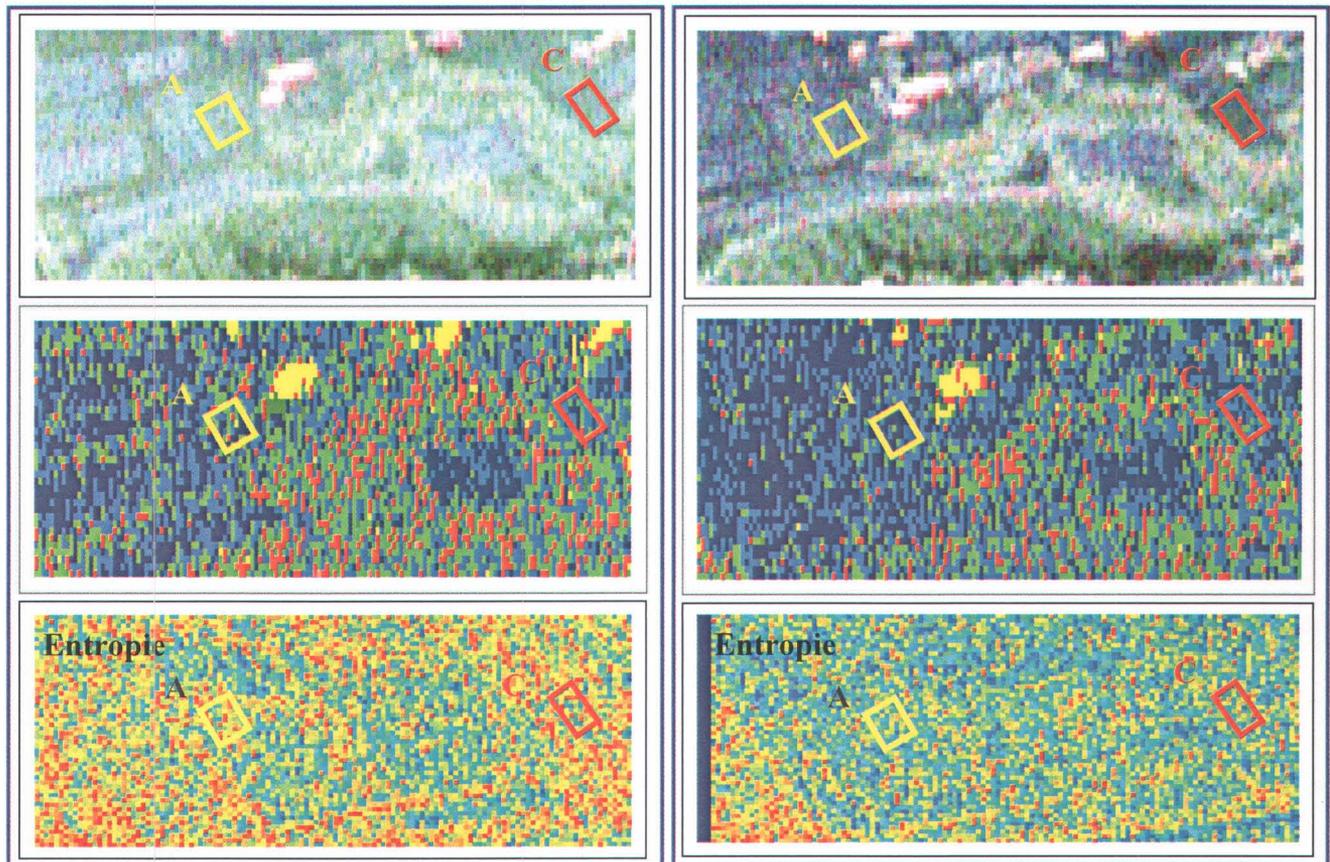
$$T = k_p k_p^T = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} |S_{XX}|^2 + 2\Re(S_{XX}S_{YY}^*) + |S_{YY}|^2 & |S_{XX}|^2 - 2j\Im(S_{XX}S_{YY}^*) - |S_{YY}|^2 & 2S_{XX}S_{XY}^* + 2S_{YY}S_{XY}^* \\ |S_{XX}|^2 + 2j\Im(S_{XX}S_{YY}^*) - |S_{YY}|^2 & |S_{XX}|^2 - 2\Re(S_{XX}S_{YY}^*) + |S_{YY}|^2 & 2S_{XX}S_{XY}^* - 2S_{YY}S_{XY}^* \\ 2S_{XY}S_{YY}^* + 2S_{XY}S_{YY}^* & 2S_{XY}S_{YY}^* - 2S_{XY}S_{YY}^* & 4|S_{XY}|^2 \end{pmatrix} \quad (6.2)$$

Les valeurs propres et les vecteurs propres de la matrice  $[T]$  sont la base du calcul des paramètres de classification. Selon la décomposition de Cloude/Pottier, la matrice de cohérence révèle trois mécanismes de diffusion indépendants, qui sont la diffusion de surface, la double réflexion et la diffusion de volume. L'analyse des valeurs propres de la matrice de cohérence exprime l'importance relative de chaque mécanisme de diffusion.

## 6.6 Interprétation des images et des données polarimétriques

La décomposition de Cloude et Pottier a été effectuée sur les images du 14 novembre 2002 et du 19 février 2003 des deux sites expérimentaux Chapais (figure 6.11) et Harlaka (figure 6.14). Elle met en évidence les variations de certains paramètres liés au gel du sol. Les zones de forêt, caractérisées dans l'image d'automne (figure 6.12a et 6.15a) par une forte diffusion de volume due à la canopée, montrent dans l'image d'hiver (figure 6.12b et 6.15b) un comportement qui se rapproche de celui d'une réflexion de surface. L'entropie calculée pour les deux dates montre une nette différence entre l'image d'hiver et l'image d'automne. Cela peut être dû à la diminution de

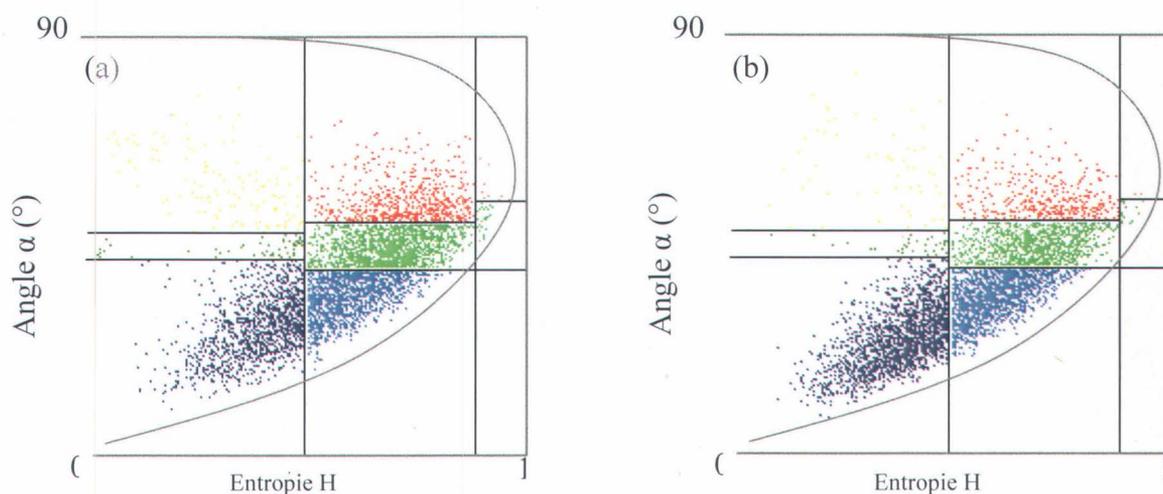
la teneur en eau dans les branches et aiguilles des arbres à cette période de l'année (image d'hiver), ce qui réduit le caractère aléatoire de la rétrodiffusion. En automne, le sol apparaît plus rugueux à cause du plus grand contraste diélectrique entre l'air et la surface du sol. Par contre, pendant l'hiver, la surface du sol est gelée, ce qui se traduit par une baisse de sa constante diélectrique, ce qui favorise la pénétration du signal radar dans les premiers centimètres de la surface du sol et réduit la sensibilité du signal à la rugosité de la surface du sol.



**Figure 6.11 : Résultat du calcul de l'entropie et de la classification après quatre (x4) itérations appliquées pour la ferme expérimentale de Chapais du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.**

La classification des caractéristiques physiques de diffusion des pixels dans le plan H- $\alpha$  est représentée dans la figure 6.12. Cette classification consiste à segmenter une image SAR sur le critère du mécanisme de rétrodiffusion moyen  $\alpha$  et du caractère aléatoire de la rétrodiffusion globale, H. Elle se base sur le théorème de décomposition et se réalise en deux étapes. On

décompose les matrices distribuées (par exemple la matrice de covariance) dans la base de leurs vecteurs propres, pour déterminer l'entropie et l'angle  $\alpha$ . Les pixels sont par la suite classés dans le plan H- $\alpha$ , composé de huit régions. Pour l'image sans gel, on voit clairement que la plupart des pixels occupent la zone avec une entropie forte et un angle  $\alpha$  autour de  $45^\circ$ . Pour l'image avec un gel de sol, la majeure partie des pixels sont concentrés dans la zone à faible entropie et à faible angle  $\alpha$ .



**Figure 6.12 : Distribution H- $\alpha$  en bande C pour ferme expérimentale de Chapais du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.**

À la figure 6.13, le graphique représente les mécanismes de diffusion dans la ferme expérimentale de Chapais. On remarque que le nuage de points pour l'image avec gel (figure 6.13b) est surtout concentré dans la zone de moyenne à faible entropie, ce qui veut dire qu'il s'agit d'une diffusion de surface. La canopée de la végétation intervient peu ou pas dans le signal rétrodiffusé durant l'hiver (Magagi et *al.*, 2002). Pour l'image d'automne (figure 6.13a), la diffusion de volume prédomine et la forte entropie indique un milieu à rugosité bien prononcée. La rétrodiffusion reçue combine la diffusion de volume à l'intérieur de la canopée.

Au niveau des paramètres polarimétriques, aussi bien la décomposition de Pauli que la décomposition de Cloude/Pottier, la partie soufflée (sans neige) de la parcelle C ne se différencie pas du reste de la parcelle sur l'image de février. Pourtant, les températures relevées étaient plus

basses en absence du couvert de neige. Cela démontre que quelque soit la température de la surface du sol, la réponse polarimétrique resterait la même lorsque le sol est gelé sur plus de 15 cm.

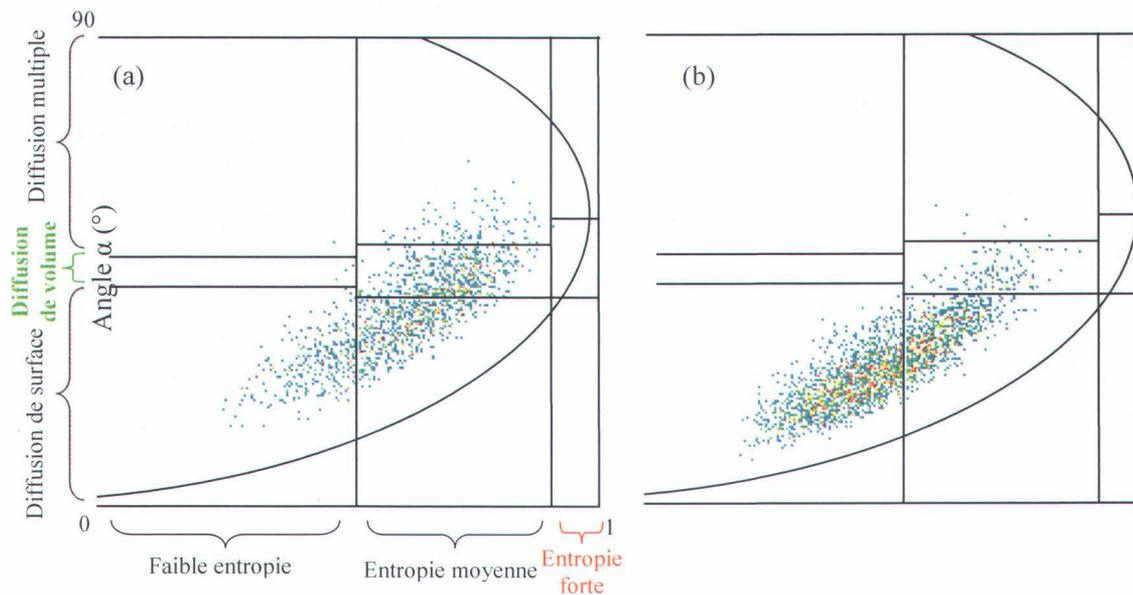
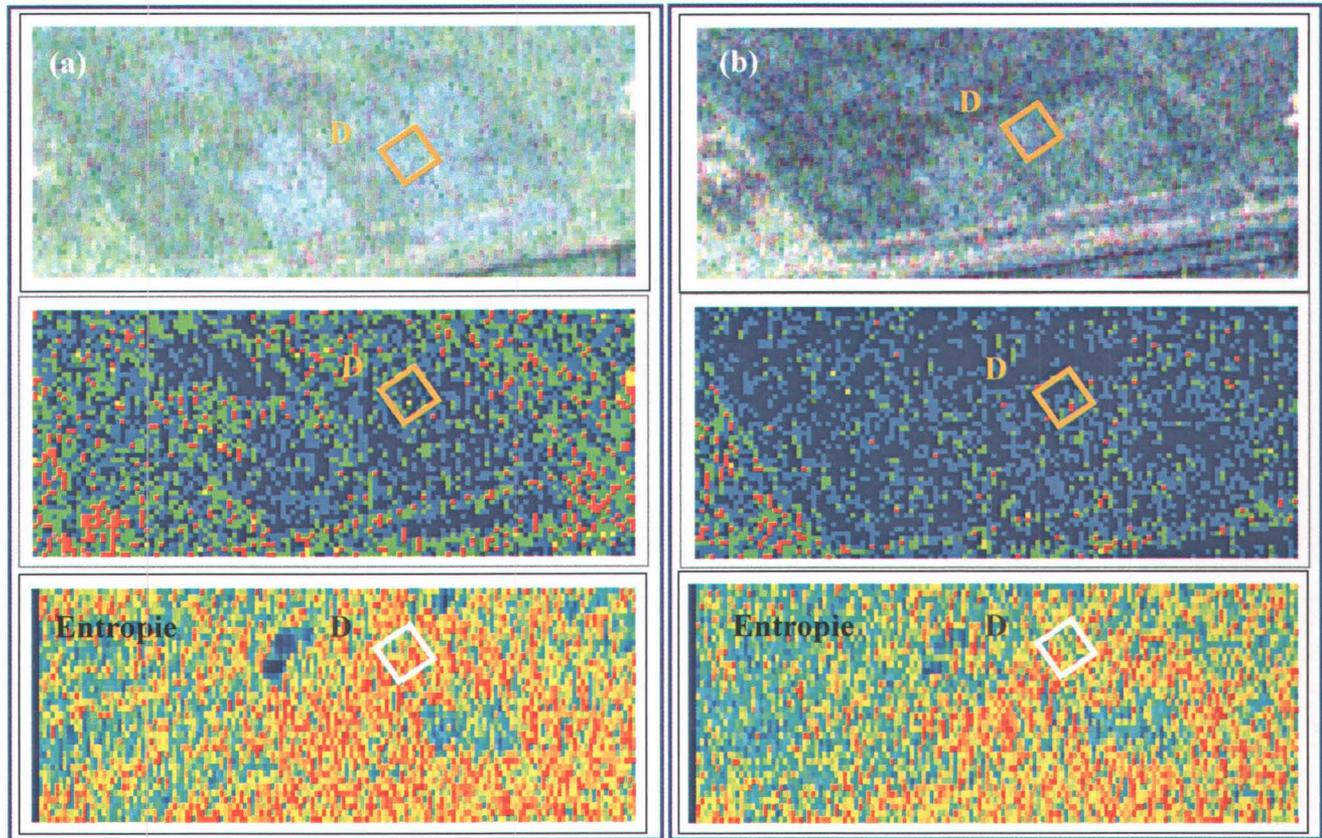


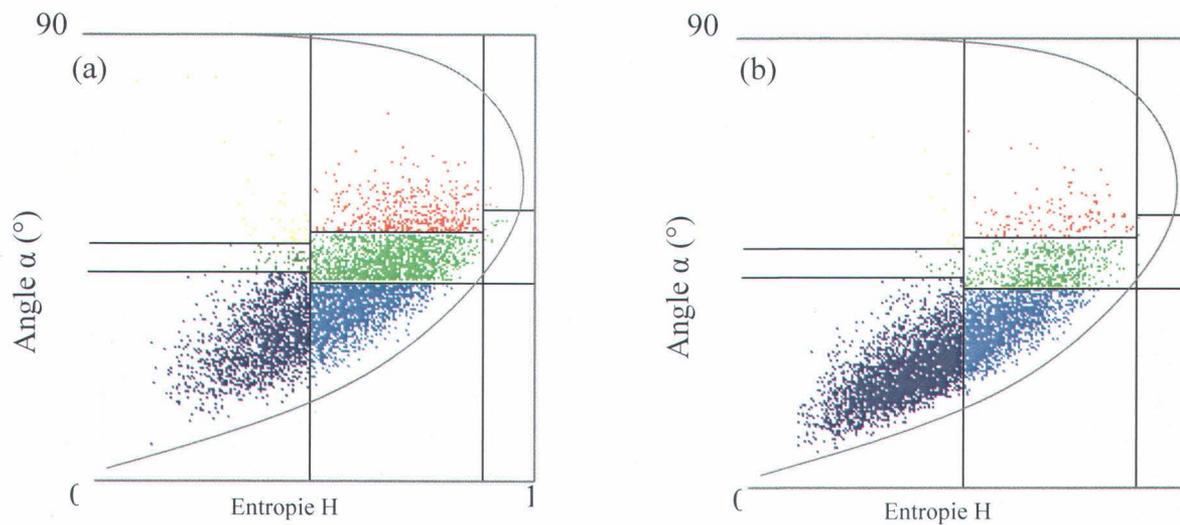
Figure 6.13 : Caractérisation des mécanismes de rétrodiffusion dans le plan H- $\alpha$  pour la ferme expérimentale Chapais le 14 novembre 2002 (a) et le 19 février 2003 (b).



**Figure 6.14 : Résultat du calcul de l'entropie et de la classification après quatre (x4) itérations appliquées pour la ferme expérimentale de Harlaka du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.**

Pour la ferme expérimentale Harlaka comme pour Chapais, la classification des mécanismes de diffusion dans le plan H- $\alpha$  (figure 6.15) présente à peu près la même distribution, c'est-à-dire qu'en automne, c'est surtout la diffusion de volume qui domine, alors qu'en hiver c'est plutôt la diffusion de surface qui se produit.

L'entropie calculée entre les deux dates montre une nette différence entre l'image d'hiver et l'image d'automne (cela peut être dû à l'absence des feuilles à cette période de l'année -image d'hiver- ce qui réduit le caractère aléatoire de la rétrodiffusion). Le sol en automne apparaît plus rugueux à cause du contraste diélectrique entre l'air et la surface du sol. L'onde incidence est plus sensible à la rugosité de la surface, par contre, pendant l'hiver la surface du sol est gelée, ce qui se traduit par une baisse de sa constante diélectrique, ce qui favorise la pénétration du signal radar et réduit la sensibilité du signal à la rugosité de la surface du sol.



**Figure 6.15 : Distribution H- $\alpha$  en bande C pour la ferme expérimentale de Harlaka du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.**

La distribution des points dans un plan H- $\alpha$  pour la ferme expérimentale Harlaka est représentée dans la figure 6.16. Pour l'image du 14 novembre 2002 (figure 6.16a), le nuage de points occupe deux zones de moyenne à forte entropie ( $H=0,67$ ), avec un angle  $\alpha=34$ , ce qui indique une diffusion hétérogène ; cela veut dire que le signal diffusé provient d'une zone où prédomine la diffusion de volume. Pour l'image du 19 février 2003 (figure 6.16b), on observe une concentration de pixels dans un environnement à faible entropie ( $H=0,52$ ) et des valeurs de  $\alpha=22$ , ce qui indique une diffusion de surface.

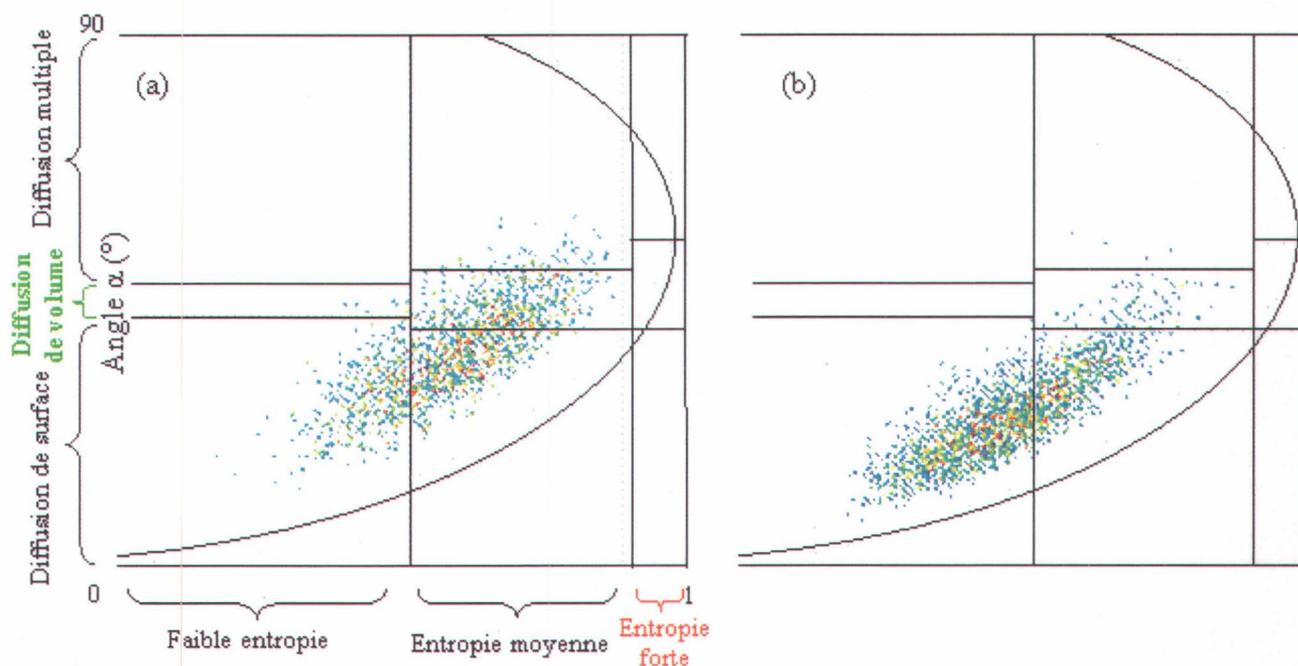


Figure 6.16 : Caractérisation des mécanismes de rétrodiffusion dans le plan H- $\alpha$  pour la ferme expérimentale Harlaka le 14 novembre 2002 (a) et le 19 février 2003 (b).

L'application de la décomposition de Cloude et Pottier sur les sites agricoles étudiés (les fermes expérimentales Chapais et Harlaka) montre bien les mécanismes de diffusion qui interviennent, aussi bien en automne qu'en hiver. Pour l'image du 19 février 2003, le nuage de points occupe deux zones de faible à moyenne entropie, ce qui indique une diffusion de surface. La canopée de la végétation (faible contraste diélectrique) intervient peu ou pas dans le signal rétrodiffusé durant l'hiver. Pour l'image du 14 novembre 2002, on observe une concentration de pixels dans un environnement à forte entropie, avec un angle  $\alpha \sim 45^\circ$ ; cela indique une diffusion hétérogène, ce qui veut dire que le signal diffusé provient d'une zone où prédomine la diffusion de volume, et la forte entropie indique un milieu à rugosité bien prononcée. La rétrodiffusion reçue combine la diffusion de volume à l'intérieur de la canopée.

Le résultat de l'application de la décomposition de Cloude et Pottier pour chaque parcelle agricole est représenté au tableau 6.4. Nous avons fait les mêmes constatations que pour les deux sous-images de Chapais et d'Harlaka. En automne, c'est la diffusion de volume qui domine alors

qu'en hiver, c'est celle de surface. Par contre, ce qui est intéressant c'est la différence qui existe entre les variables polarimétriques (H, A,  $\alpha$ ) pour les dates d'acquisition. On remarque que les valeurs de H et  $\alpha$  sont toujours inférieures quand le sol est gelé en comparaison aux sols non gelés. Par opposition, l'anisotropie est plus élevée quand le sol est gelé.  $\beta$  ne donne pas de résultats concluants, il y a très peu de corrélation entre les deux dates. Les valeurs élevées de H pendant l'automne indiquent que plusieurs mécanismes de diffusion aléatoires sont en cause ou, en d'autres termes, la cible dépolarise le signal. En hiver, sa valeur baisse sauf pour la parcelle C dont la valeur (0,68) reste proche de celle d'automne (0,70), ce qui est normal en quelque sorte, vu qu'il s'agit d'un champ labouré, dépolarisant ainsi le signal diffusé. La baisse de H pendant l'hiver peut s'expliquer par une baisse du nombre des mécanismes aléatoire impliqués. En additionnant l'information que fournit l'angle  $\alpha$ , nous avons pu déterminer le mécanisme de diffusion dominant.

En utilisant la décomposition de Cloude et Pottier, nous pouvons confirmer l'importance du pouvoir discriminant, surtout des paramètres H et  $\alpha$ , entre un sol gelé et un sol non gelé en milieu agricole. À ce stade-ci, il semble toutefois nécessaire d'avoir en sa possession une image prise en automne, en dehors de la période de gel pour pouvoir comparer avec les valeurs des paramètres obtenues quand le sol est gelé. Néanmoins, afin de déterminer si nous pourrions utiliser que l'image d'hiver et définir des valeurs de seuils aux paramètres H et  $\alpha$  pour détecter et classer les sols gelés, il faudrait appliquer cette décomposition sur les autres images polarimétriques acquises au-dessus d'autres régions agricoles du Québec et de l'Ontario les 14 novembre 2002 et 19 février 2003.

**Tableau 6.4 : Résultats du calcul des paramètres de la décomposition de Cloude et Pottier au niveau de chaque parcelle pour les deux dates d'acquisition.**

Parcelle	14 novembre 2002				19 février 2003			
	Entropie (H)	Anisotropie (A)	$\alpha$	$\beta$	H	A	$\alpha$	$\beta$
A	0,70	0,26	35,11	36,49	0,58	0,39	24,71	34,46
C	0,70	0,31	36,06	32,18	0,68	0,39	30,81	38,52
D	0,68	0,30	34,28	30,24	0,52	0,40	21,65	38,37

### 6.6.1 Analyse des différences de phase copolarisées

Un des paramètres additionnels que mesurent les radars polarimétriques est la phase qui peut contenir des informations sur les propriétés des mécanismes de rétrodiffusion principaux de la surface observée. L'information de phase est utilisée dans les études polarimétriques et interférométriques. Elle permet, entre autres, de calculer la cohérence polarimétrique, c'est-à-dire les coefficients de corrélation entre les polarisations.

Dans le cas des polarisations parallèles, la différence de phase peut résulter de la différence de délai entre les ondes polarisées HH et VV. Les études de Evans et *al.*, (1988) ; Hoekman et *al.* (1992), suggèrent que la différence de phase pour les sols nus à rugosité faible était proche de zéro, les couvertures végétales à taille moyenne présentant une petite différence de phase, tandis que pour les sols à forte densité végétale comme les champs de maïs, la différence de phase entre HH et VV était élevée (proche de  $180^\circ$ ). Nous avons donc calculé la phase pour les trois parcelles agricoles étudiées (A, C et D), pour les deux dates d'acquisition. Les résultats sont présentés à la figure 6.17.

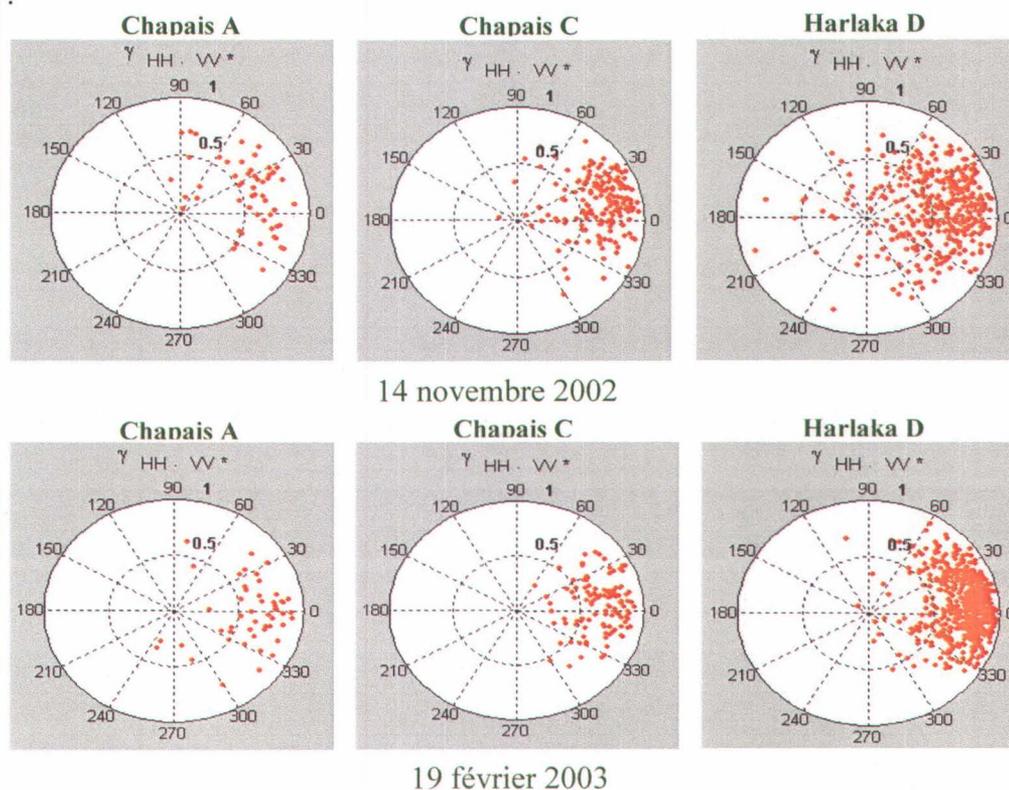


Figure 6.17 : Différences de phase copolarisées pour les trois parcelles agricoles à deux dates différentes : 14 novembre 2002 et 19 février 2003.

Pour l'acquisition d'automne, la différence de phase dans les polarisations parallèles (HH et VV) est égale à 12,73°; 12,95° et 9,11° alors qu'elle est de 6,05°; 5,85° et -3,16° pendant l'hiver pour les parcelles A (foin), C (labour) et D (foin) respectivement. En Bande-C, McNairn *et al.* (2002) rapportent que les distributions de la différence de phase, aussi bien que les écarts type associés, étaient uniques pour les champs avec de faibles résidus et pour les champs non labourés. En général, pour les champs qui présentent de faibles quantités de résidus, l'écart type des différences de phase est  $< 30^\circ$ . Cette distribution est caractéristique de la diffusion de surface. Par contre, pour les champs non labourés, l'écart type est  $>45^\circ$ . Les champs qui présentent un fort couvert végétal ont une différence de phase proche de  $100^\circ$ . Ce genre de couvert a une réponse de distribution de phase typique de diffusion multiple. Kuga et Zhao (1996) ont suggéré que, lorsque les mécanismes de diffusion double sont présents, la moyenne de différence de phase est proche de  $110^\circ$ .

Les différences de phase moyennes obtenues sont  $< 30^\circ$  pour les deux dates et pour toutes les parcelles. Sachant qu'on se trouve avec une différence de  $6^\circ$  entre l'automne et l'hiver, en se basant sur les travaux réalisés par plusieurs chercheurs, on peut avancer que la différence de phase dans le cas de cette recherche fournit très peu d'information à propos des caractéristiques du sol. Les conditions requises pour produire un déphasage significatif ne sont pas présentes. En février, tous les champs étaient gelés à la surface et la faible différence de phase indique qu'on se retrouve dans le cas d'une diffusion de surface. Au contraire, en automne, les parcelles agricoles étaient dégelées, et bien que les différences de phase entre les deux dates ne soient pas élevées, nous ignorons si nous pouvons l'associer à la contribution d'un mécanisme de diffusion additionnel. En hiver, quand le sol est gelé, la rugosité de la surface affecte moins l'onde incidente à cause du faible contraste diélectrique entre l'air et la surface de sol. Par contre, pendant l'automne, le couvert végétal dans les parcelles agricoles peut contribuer dans la rétrodiffusion. Cependant, l'analyse de la différence de phase ne permet pas de déterminer significativement la part de la contribution du couvert végétal quand le sol est dégelé. Compte tenu des résultats obtenus, on considère que la différence de phase entre les deux canaux de polarisation parallèle ne présente guère un moyen efficace pour le suivi du gel du sol. L'insatisfaction due aux résultats obtenus peut ainsi être attribuée au manque de plus de données (terrain et image) et aussi à la mauvaise qualité des images polarimétriques, à savoir que les

parcelles agricoles étaient mal encadrées, certaines parcelles comme la parcelle B de la ferme expérimentale Chapais et la parcelle E de la ferme expérimentale d'Harlaka ne figuraient même pas sur les images acquises lors du survol du Convair-580, ce qui nous a empêché de pousser plus loin les analyses et les comparaisons.

### 6.6.2 Signatures polarimétriques

La signature polarimétrique est une autre grandeur polarimétrique utile pour caractériser les mécanismes de rétrodiffusion. C'est une méthode graphique permettant de visualiser la réponse d'une cible en fonction des polarisations incidentes et rétrodiffusées. Le graphique tridimensionnel est généré à partir des données polarimétriques qui caractérisent les réponses du RSO dans les configurations linéaires, circulaires et elliptiques. La hauteur du graphique qu'on appelle communément le piédestal représente la composante non polarisée du signal rétrodiffusé. Le signal non polarisé suggère que les changements de la polarisation se font de manière aléatoire. Cette réponse est souvent le résultat de diffusion de volume de la surface observée, mais elle peut être aussi le résultat de la diffusion multiple dans le cas d'une surface rugueuse (McNairn, 1999).

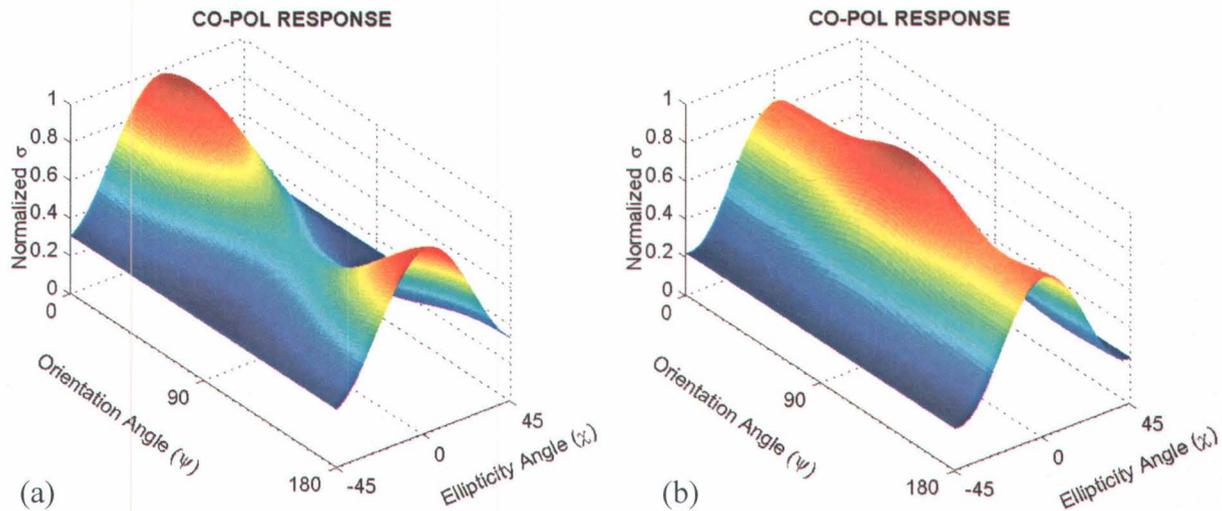
La hauteur moyenne normalisée du piédestal a été calculée pour les parcelles agricoles pour les deux dates d'acquisition, les résultats étant présentés dans le tableau 6.5. Les mécanismes de diffusion pour les parcelles agricoles pour les deux dates d'acquisition y sont aussi présentés. Le type de mécanisme de diffusion a été déterminé en examinant la forme du graphique de la signature polarimétrique de copolarisation (les réponses maximales et minimales des polarisations), la hauteur du piédestal, la rétrodiffusion de polarisation croisée (HV) et les statistiques des différences de phase polarimétriques. Les deux rétrodiffusions linéaires et circulaires de la polarisation aident aussi dans l'interprétation des mécanismes de diffusion qui se produisent au niveau de la cible (McNairn et al., 2002).

La hauteur du piédestal dans les polarisations parallèles est le rapport du maximum et du minimum de l'intensité reçus par l'antenne quand les polarisations transmises et reçues par l'antenne sont les mêmes. Les travaux de van Zyl (1989) et de Matthaeis et al. (1991) ont montré que la hauteur du piédestal est le résultat d'une forte rugosité. La réponse enregistrée par le capteur est souvent le résultat de plusieurs mécanismes de diffusion (Hoekman et al., 1992). Dans le cas où la diffusion de surface dominant la polarisation VV est supérieure ou égale à celle de la

polarisation HH, la polarisation circulaire gauche (RL) est significativement plus élevée que celle de la polarisation circulaire droite (RR), le piédestal obtenu de la copolarisation est bas, ce qui laisse suggérer que seul une faible portion de l'onde incidente est dépolarisée (Baronti et *al.*, 1995). Par contre, quand la diffusion de volume domine, l'onde incidente est fortement polarisée et le coefficient de rétrodiffusion dans la polarisation HH est plus élevé que dans la polarisation VV alors que le rapport RL/RR s'approche de 1 (McNairn et *al.*, 2002).

La signature de copolarisation de la parcelle A pour l'image sans gel du sol (image du 14 novembre 2002) est représentée à la figure 6.18a. La rétrodiffusion est maximum dans la polarisation HH. La signature de copolarisation montre une forme en selle, et, bien qu'elle soit la caractéristique d'une diffusion double, des interactions multiples sont probablement la source dominante de diffusion. La hauteur du piédestal pour cette parcelle est de 0,29 suggérant qu'il y aurait plus de dépolarisation produite. Une autre indication de la diffusion multiple est la valeur de RL comparativement à RR. Selon Baronti et *al.* (1995), lorsque la diffusion de surface domine, RL est beaucoup plus grande que RR. Dans le cas de la parcelle A (série de St-Nicolas, en foin), bien que la diffusion circulaire associée à la polarisation croisée (RL) soit plus grande que la diffusion reliée à la copolarisation circulaire (RR), elle se trouve réduite par la présence significative de diffusion multiple, puisque cette différence est seulement de 2dB.

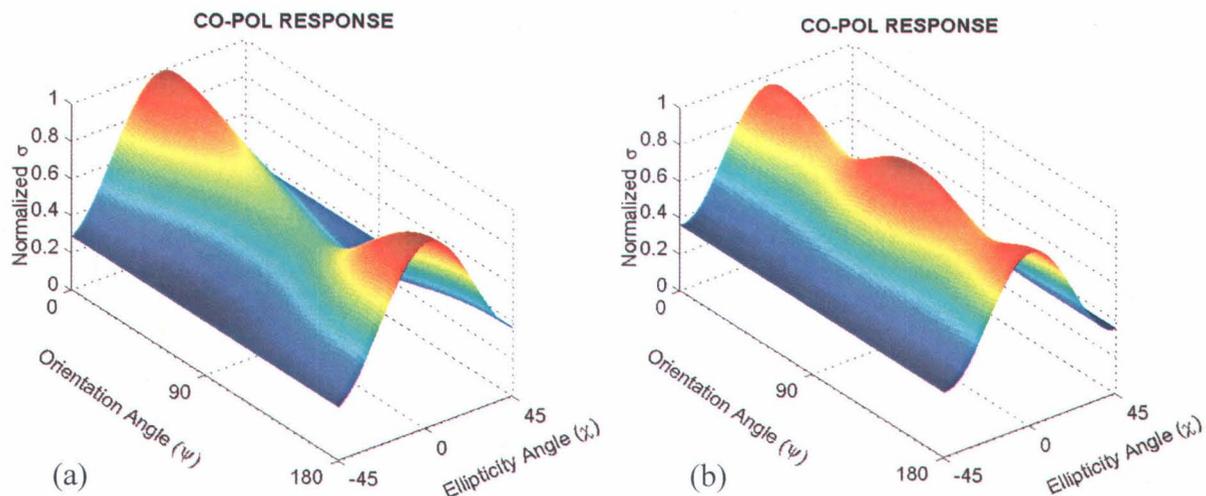
Par contre, pour l'image avec gel du 19 février 2003, la rétrodiffusion dans la polarisation VV est relativement plus haute qu'en polarisation HH (figure 6.18b). Une telle réponse indique une diffusion de surface (McNairn et *al.*, 2002). La faible hauteur du piédestal (0,22) comparativement à l'image sans gel (0,29) démontre que l'onde incidente n'a pas subi de dépolarisation significative. L'étude comparative des polarisations circulaires montre que le signal de retour dans la polarisation RL était 5dB plus élevé que celui dans la polarisation RR. Contrairement aux résultats obtenus par Baronti et *al.* (1995) qui ont trouvé des valeurs de RL significativement plus élevées que RR (différence de 5dB), nous pouvons confirmer que la diffusion de surface est le mécanisme qui domine dans la parcelle A pendant l'hiver.



**Figure 6.18 : Signature polarimétrique de la parcelle A pour l'image du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.**

La figure 6.19 montre la signature de copolarisation de la parcelle C à la ferme expérimentale Chapais. Pendant l'automne (figure 6.19a), la rétrodiffusion radar montre son maximum dans la polarisation HH et le graphique de la signature polarimétrique prend la forme d'une selle caractéristique de la diffusion multiple, sachant que la parcelle A présente une surface labourée ce qui explique le rebondissement du signal incident sur les labours. Étant donné que le signal rétrodiffusé est dominé par une combinaison de réflexion double et multiple, la hauteur du piédestal (0,27) suggère la présence d'un autre mécanisme de diffusion volumique. Pour l'image avec les conditions de gel (figure 6.19b), la hauteur plus élevée du piédestal (0,35) peut prêter à confusion sur le mécanisme de diffusion qui domine, mais comme le maximum de rétrodiffusion est enregistré dans les deux polarisations parallèles HH et VV, cela prouve la présence d'un mécanisme de diffusion de surface. Aussi, comme indicatif de la diffusion multiple, la rétrodiffusion RL est supérieure à la rétrodiffusion RR, mais pour que le mécanisme de diffusion de surface soit dominant, il faut que RL soit beaucoup plus élevé que RR, alors que dans le cas de la parcelle C cette différence est de 3dB moins élevée que celle obtenue (5dB) dans le cas d'une diffusion de surface dans la parcelle A. Ceci démontre dans ce cas-ci qu'à côté de la diffusion de surface, la diffusion de volume intervient aussi dans les mécanismes de rétrodiffusions. En comparaison, Sokol et *al.* (1999) ont mesuré un piédestal de 0,4 en décembre et 0,56 en mars

pour la région d'Ottawa. Des valeurs plus élevées en mars reflétaient un couvert de neige plus complexe (variation de la densité, plus de diffusion de volume) qu'en décembre.



**Figure 6.19 : Signature polarimétrique de la parcelle C pour l'image du a) 14 novembre 2002 et du b) 19 février 2003.**

Pour la parcelle D à la ferme expérimentale Harlaka, le graphique de la signature polarimétrique (figure 6.20a) montre une réponse typique d'une double réflexion. Le maximum de réponse est atteint dans l'angle d'orientation de  $1^\circ$  et la cible apparaît rugueuse par rapport à l'onde incidente. La valeur de la hauteur du piédestal est de 0,26. Par contre, l'image d'hiver (figure 6.20b) présente un maximum de rétrodiffusion dans un angle d'orientation de  $93^\circ$ . La cible apparaît ainsi lisse par rapport à l'onde incidente. Pour cette parcelle, la faible hauteur du piédestal (0,18) démontre un minimum de dépolarisation ce qui confirme que la diffusion de surface domine. La surface observée ne présente pas assez de rugosité ou de végétation pour provoquer des diffusions multiples et volumiques significatives. La différence entre les polarisations HH et VV est pratiquement nulle, la cible apparaissant ainsi lisse. Les réponses dans les polarisations circulaires viennent aussi confirmer la domination de la diffusion de surface au niveau de cette parcelle pendant l'hiver. La réponse de RL était presque de 6dB plus élevé que celle enregistrée dans la rétrodiffusion RR.

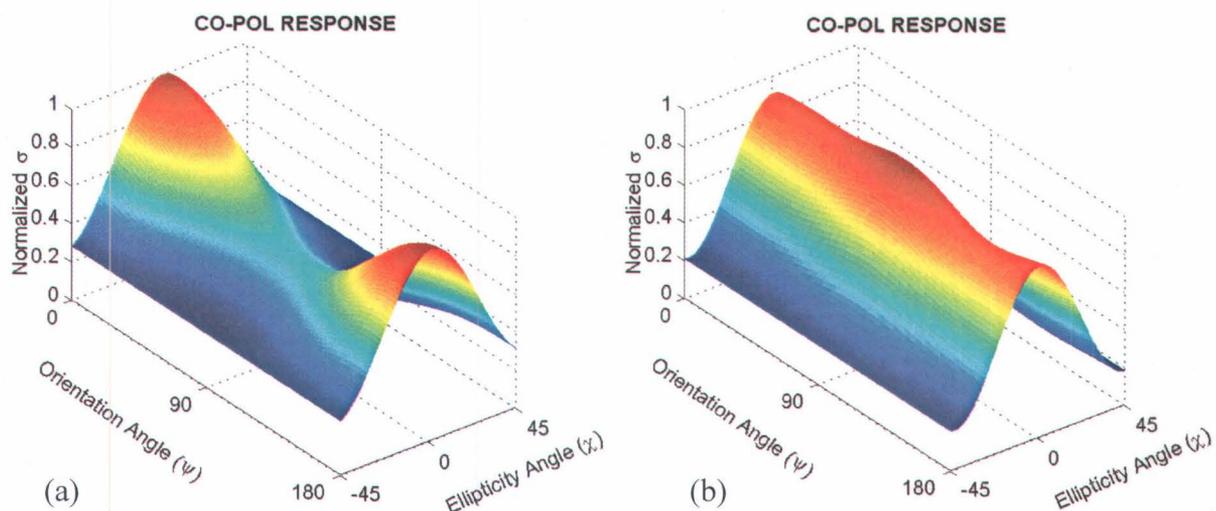


Figure 6.20 : Signature polarimétrique de la parcelle D pour l'image du a) 14 novembre 2002 et b) 19 février 2003.

Tableau 6.5 : Caractéristiques générales des signatures polarimétriques pour les champs agricoles des fermes expérimentales Chapais et Harlaka.

14 novembre 2002							
	HH	VV	RR	LR	LL	piédestal	Mécanisme de diffusion
Chapais A	-9,41	-11,82	-14,46	-11,60	-14,09	0,29	Volume, multiple (HH>VV)
Chapais C	-10,97	-13,02	-16,37	-13,10	-15,32	0,27	Volume, multiple (HH>VV)
Harlaka D	-9,50	-12,31	-15,01	-11,86	-14,52	0,26	Volume, multiple (HH>VV)
19 février 2003							
	HH	VV	RR	LR	LL	piédestal	Mécanisme de diffusion
Chapais A	-16,08	-15,86	-20,31	-17,29	-20,35	0,35	Surface (HH≈VV)
Chapais C	-13,41	-12,65	-19,21	-13,79	-18,86	0,22	Surface (HH<VV)
Harlaka D	-13,61	-13,21	-20,00	-14,03	-20,58	0,18	Surface (HH≈VV)

## **6.7 Conclusions**

Dans ce chapitre, nous avons rapporté les résultats de l'analyse des données polarimétriques acquises par le capteur aéroporté Convair-580. Les images ont été prises au-dessus des parcelles agricoles en dates du 14 novembre 2002 et du 19 février 2003. Une baisse significative du coefficient de rétrodiffusion a d'abord été observée quand le sol gèle, tel qu'obtenu à l'aide des images monopolarisées de RADARSAT-1 et multipolarisées d'ENVISAT. Cependant, contrairement aux données RSO de RADARSAT-1 et d'ENVISAT où le signal rétrodiffusé est enregistré dans un ou deux canaux, avec les données polarimétriques, une panoplie d'outils s'offrent à nous pour aller plus loin dans nos analyses et interprétations.

En étudiant les différents paramètres polarimétriques, l'information qu'elles contiennent quant au suivi du gel du sol est ressortie. En effet, il apparaît clairement que la température du sol a affecté le signal rétrodiffusé ce qui confirme les conclusions obtenues au chapitre 5. Les paramètres radar en bande C sont sensibles aux diffusions de volume et de surface. L'analyse des paramètres de la décomposition de Cloude et Pottier a fourni des résultats intéressants. Hormis la valeur de l'anisotropie (importance relative des phénomènes de moindre probabilité) qui a augmenté pour l'image d'hiver, la relation entre le signal radar et le gel du sol se manifeste par une baisse de l'entropie (caractère aléatoire du phénomène de rétrodiffusion) et de l'angle  $\alpha$  (nature du mécanisme de rétrodiffusion). En effet, quand le sol est gelé, le signal est faiblement dépolarisé et le mécanisme de diffusion qui domine est celui de surface. Cependant, , il faut aussi noter que lorsque le sol est gelé sur plusieurs centimètres (au moins 15 cm), la température enregistrée au niveau de la surface ne semble pas affecter la réponse polarimétrique.

L'analyse de la différence de phase copolarisée a donné les mêmes résultats pour les deux dates d'acquisition des images. En effet, les résultats obtenus avec la différence de phase ne nous ont pas permis de tirer des conclusions convaincantes, les valeurs calculées étant presque similaires dans le cas des parcelles gelées et des parcelles non gelées.

La comparaison des signatures polarimétriques automne/hiver a indiqué que le gel du sol se traduit par des réponses maximales dans la polarisation parallèle VV et des valeurs moins élevées du piédestal. Ceci vient consolider les résultats obtenus avec la décomposition polarimétrique.

Suite à ces observations, nous pouvons conclure que certains paramètres polarimétriques ( $H$ ,  $\alpha$ , réponses maximales de la polarisation VV et valeurs du piédestal) permettent de discriminer la présence du gel dans les sols agricoles. Toutefois, étant donné le peu d'informations polarimétriques qui ont été utilisées dans cette étude (seulement deux acquisitions et 5 parcelles agricoles) et du nombre restreint de données de terrain, nous n'avons pas pu pousser nos analyses plus profondément. Toutefois, les résultats obtenus ont été intéressants, ce qui encourage la poursuite de l'étude de l'effet du gel du sol sur les mécanismes de rétrodiffusion et l'interprétation des paramètres polarimétriques.

La polarimétrie RSO s'avère un moyen intéressant pour la cartographie du gel du sol dans les milieux agricoles. A ce stade-ci, il semble toutefois nécessaire d'acquérir une image en automne, en dehors de la période de gel pour pouvoir comparer avec les valeurs des paramètres obtenus quand le sol est gelé. Néanmoins, afin de déterminer si nous pourrions utiliser que l'image d'hiver et définir des valeurs de seuils aux paramètres  $H$  et  $\alpha$  pour classer les sols gelés, il faudrait appliquer cette décomposition sur les autres images polarimétriques acquises au-dessus d'autres régions agricoles du Québec et de l'Ontario les 14 novembre 2002 et 19 février 2003. Cependant, ceci dépasse le quatrième objectif de la présente thèse.



## 7 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le travail de recherche présenté dans cette thèse de doctorat s'inscrit dans le cadre d'une collaboration entre l'Institut National de la Recherche Scientifique Eau, Terre et Environnement et Agriculture et Agro-alimentaire Canada. Cette étude a été financée par le programme GRIP (Government related initiative program) de l'Agence Spatiale Canadienne, par Agriculture et Agroalimentaire Canada, ainsi que par le programme CRYSYS (CRYosphere SYStem) d'Environnement Canada.

L'objectif de l'étude était d'évaluer la faisabilité de mesurer et de cartographier le gel du sol par les images RSO à haute résolution à l'échelle du bassin versant du Bras d'Henri (167 km<sup>2</sup>). Les champs échantillonnés présentaient différentes textures et étaient regroupés selon deux types de rugosité (labour/foin). Afin d'atteindre notre objectif nous avons, dans un premier temps, suivi la température du sol à six profondeurs différentes pour les douze champs agricoles choisis au cours des deux saisons hivernales 2003 et 2004 pendant lesquelles s'est déroulée notre étude, en prenant en considération l'effet du couvert de neige, l'occupation du sol, le type de drainage et la texture du sol sur l'évolution du régime thermique du sol. Nous avons trouvé que le type de drainage et l'occupation du sol jouent un rôle très important, les sols mal drainés se caractérisant par une circulation très lente de l'eau dans le sol, ce qui a favorisé l'accumulation de cette dernière. Ainsi, pendant l'hiver, ce type de sol gèle plus lentement à cause de la chaleur latente de fusion de l'eau. Par contre, au printemps, ce type de sol met beaucoup de temps pour dégeler. Comparativement, le gel se produit rapidement, ainsi que le dégel pour les sols qui présentaient un bon drainage. La comparaison des profils de température du sol a aussi révélé qu'il existait un effet important de la couverture du sol. Qu'il s'agisse d'un couvert végétal ou nival, la présence de ceux-ci joue le rôle d'un isolant naturel contre la rudesse de l'hiver, non seulement à cause de leurs propriétés isolantes connues, mais aussi à cause de l'humidité que la neige dégage lors du dégel. Ainsi, plus la teneur en eau est élevée, plus la conductivité thermique, la capacité thermique et la chaleur latente sont élevées. Il faut noter que, grâce à sa grande capacité de rétention d'eau, le sol organique a gelé plus tardivement que les sols minéraux.

Les horizons du sol pourraient éventuellement être modifiés par des opérations de labour, le travail du sol influençant fortement la structure du sol et intervenant dans la distribution de

l'humidité dans le sol. Les champs labourés étaient plus vulnérables aux basses températures de l'air : nous y avons mesuré des températures plus basses que celles des champs non labourés appartenant à la même série de sols. Les caractéristiques de texture, de structure et les propriétés chimiques constituent autant de variables qui agissent sur la température du sol.

Lorsque la teneur en eau est faible, une certaine perméabilité peut subsister et, dans le cas des matériaux fins, le sol devient pulvérulent, comme desséché, offrant ainsi une forte prise au vent et à l'érosion éolienne.

Les observations de terrain réalisées indiquent un lien étroit entre la température de l'air et la distribution du gel dans le sol, la température de la surface de sol demeurant presque en phase avec celle de l'air, quoique généralement plus élevée que celle de l'air. La différence entre la température de l'air et celle du sol et les variations locales de la température dans le sol dépendent d'un certain nombre de facteurs tels que la couverture de neige, les matériaux de surface, la couverture végétale, la présence d'une couche organique, les conditions hygrométriques et l'exposition aux vents. L'effet isolant d'une couverture neigeuse protège la surface du sol des baisses importantes de températures de l'air, en engendrant des augmentations de plusieurs degrés de la température moyenne du sol, même si la température de l'air dépasse le point de congélation.

L'étude des paramètres du sol en fonction des paramètres climatiques nous a permis de répondre à notre premier objectif, qui était de mesurer l'importance relative de différents facteurs physiques environnementaux (température de l'air, épaisseur de la neige, humidité et température du sol) affectant la présence de glace dans le sol et les échanges énergétiques et hydriques entre le sol, la neige et l'atmosphère.

Le deuxième objectif consistait à préciser les relations entre les coefficients de rétrodiffusion extraits d'images radar (RADARSAT-1, ENVISAT et RADARSAT-2/Convair-580), la température de l'air, l'épaisseur et la densité du couvert de neige en fonction de l'état d'un sol agricole (température, teneur en eau, rugosité) et de sa texture (sable, limon, argile). Durant les deux saisons hivernales, sept images RADARSAT-1 ont été acquises. Seulement six ont été retenues car elles répondaient à la condition de neige sèche. Néanmoins, il faut insister sur la nécessité du choix des dates optimales d'acquisition. Dans le cas de la cartographie du gel du sol

dans le bassin versant du Bras d'Henri, une image prise en automne permet de détecter les variations du signal entre les périodes de gel et les périodes de non gel. Le rapport entre une image d'automne et une image d'hiver permet de réduire l'effet de la pente et de l'orientation des labours sur le signal rétrodiffusé.

Chaque image a été corrigée radiométriquement et géométriquement, ainsi les champs agricoles étudiés ont été localisés et identifiés. Des valeurs moyennes du signal en dB par champ furent calculées et l'extraction des coefficients de rétrodiffusion s'est effectuée avant que l'image soit filtrée afin de conserver l'information enregistrée par le capteur dans chaque pixel. La contribution au signal de différents facteurs tels que la texture du sol, l'occupation du sol et la température du sol fut étudiée à l'aide de corrélations simples et de régressions linéaires. Nous avons trouvé une nette différence entre les champs labourés et les champs non labourés, ces derniers ayant des valeurs de signal enregistrées plus basses.

Nous avons suivi la variation du signal de rétrodiffusion en fonction de la profondeur du gel du sol, ainsi que l'impact de la hauteur du couvert nival sur la profondeur du gel du sol. Les résultats obtenus ont montré une nette sensibilité du coefficient de rétrodiffusion au changement de la température du sol. Nous avons trouvé que lorsque le sol gèle, le coefficient de rétrodiffusion diminue, cette baisse étant de l'ordre de 3 à 5 dB, selon le matériel original et la rugosité de la surface du sol. La rugosité des surfaces a été analysée du point de vue qualitatif, les champs à rugosité forte (labourés) présentaient des coefficients plus élevés que ceux des champs à faible rugosité (en foin).

Nous avons établi une méthode basée sur des analyses statistiques et nous avons calculé un seuil du signal radar fixé à une température de la surface du sol de 0°C (température à partir de laquelle on considère un sol gelé). Pour la cartographie du gel du sol, nous avons utilisé une carte pédologique du bassin étudié, en nous basant sur les informations pédologiques et sur les analyses statistiques. En prenant en considération l'occupation du sol, un algorithme a été généré et utilisé pour produire des cartes du gel du sol au niveau du bassin versant du Bras d'Henri pour chaque date d'acquisition. Ainsi, nous avons pu répondre au troisième objectif : développement d'un algorithme de cartographie du gel du sol à partir des images RSO.

L'analyse des données ASAR du satellite ENVISAT a montré aussi la sensibilité du signal à la température du sol mesurée à 5cm de profondeur. Pour les polarisations HH et VV, le coefficient

de rétrodiffusion baisse entre 1 et 3dB lorsque le sol gèle. Avec la polarisation VH, le coefficient de rétrodiffusion est resté insensible à la température du sol. Les résultats obtenus avec les données ASAR semblent moins significatifs que ceux obtenus avec RADARSAT-1. Pour la cartographie du gel du sol à l'échelle parcellaire, la résolution des images en mode fin (9m) de RADARSAT-1 nous offre des résultats beaucoup plus concluants qu'avec ceux des données ASAR (30 m).

A partir des résultats obtenus, nous avons pu faire d'importantes constations concernant les variations interannuelles de la température du sol. Au cours de la première année, nous avons enregistré des accumulations de neige importantes comparativement à la deuxième année qui en plus d'être faibles cette année là ont débuté après que le gel se soit installé. Cela a eu comme conséquence un gel plus profond.

Bien que l'étude couvre deux hivers, il demeure que les résultats obtenus sont basés sur deux hivers assez semblables même si les mois de novembre sont très contrastés. Le sol est demeuré gelé au cours de ces deux saisons hivernales. Il aurait été souhaitable d'avoir une troisième année de suivi avec des conditions de sol non gelé pour mieux évaluer l'efficacité de la méthode développée. Cependant, cela n'a pas été possible au cours des deux années qu'a duré notre expérimentation.

En ce qui concerne le quatrième objectif, il s'agissait d'examiner les informations additionnelles qu'offre la polarimétrie radar et de déceler les outils polarimétriques essentiels pour améliorer la détection des changements spatio-temporels de l'état de la surface du sol (gel/ non gel). Des données RSO polarimétriques aéroportées en bande C ont été acquises à deux dates différentes sur deux sites d'étude situés au sud de la ville de Québec. Idéalement, il aurait été souhaitable d'acquérir les données RSO polarimétriques simultanément aux données RADARSAT-1 et ASAR dans le même bassin versant. Cependant les ressources matérielles n'étaient pas accessibles à cette fin. Pour ces deux survols, des mesures de terrain ont été relevées sur 5 parcelles. Les propriétés du couvert nival ainsi que les conditions climatiques ont été prises en compte dans notre analyse. Les données polarimétriques ont été analysées en fonction des changements spatio-temporels des conditions de la surface du sol et des conditions d'enneigement. Plus particulièrement, les paramètres polarimétriques suivants ont été étudiés : la

décomposition de Cloude et Pottier, la différence de phase de copolarisation, ainsi que la signature polarimétrique de chaque parcelle.

En ce qui concerne la décomposition de Cloude et Pottier, les trois principaux paramètres, entropie, anisotropie et angle  $\alpha$  ont permis d'identifier les mécanismes de diffusion qui se produisent dans le sol pendant le gel. Concernant l'analyse des signatures polarimétriques, de nombreux paramètres (polarisation linéaire, hauteur du socle, diagramme copolarimétrique, puissance totale, polarisation circulaire) ont montré des différences significatives dans la structure et les conditions gel/non gel du sol. Toutefois, les résultats obtenus sur la différence de phase ne nous ont pas permis de tirer des conclusions convaincantes, les valeurs calculées étant presque similaires dans le cas des parcelles gelées et des parcelles non gelées.

L'analyse des réponses polarimétriques a montré que les mécanismes de diffusion associés au gel du sol étaient différents. Avec la signature de copolarisation, il a été observé que pour les sols gelés, la forme du diagramme était différente de celles des parcelles non gelées, ce qui peut être très intéressant pour suivre la distribution spatiale du gel du sol dans les zones agricoles. Nous avons proposé des outils polarimétriques de suivi du gel du sol. Néanmoins, les résultats demeurent limités, à cause de l'insuffisance des données au sol pour les parcelles couvertes par les images polarimétriques.

Au terme de ce travail, nous pensons que la compréhension des mécanismes de diffusion qui se produisent pendant le gel du sol, ainsi qu'une étude plus poussée de l'influence du drainage sur la dynamique du sol et du dégel, nécessite la poursuite de cette étude.

La contribution principale de cette thèse de recherche est d'avoir proposé une nouvelle méthode de classification du gel du sol à l'échelle du bassin versant qui est issue du traitement des images RSO. À travers la lecture bibliographique et les analyses de données recueillies sur l'évolution et la répartition spatio-temporelle du gel du sol, des connaissances supplémentaires peuvent aider les chercheurs à mieux comprendre ce phénomène. La détection à l'échelle territoriale des risques du gel du sol et sa cartographie permettront une meilleure estimation du risque d'érosion des sols à la fonte des neiges, par le biais de la modélisation hydrologique, ainsi que l'estimation des pertes de rendement des cultures pérennes pour les assurances récolte.

## **Perspectives et travaux d'avenir**

Plusieurs avenues de recherche s'offrent aux partenaires du projet GRIP pour poursuivre cette étude de cartographie du gel du sol en milieu agricole.

- 1) Ajouter le nouveau modèle (target scattering vector model with incoherent target decomposition) développé par Touzi (2004) aux autres applications déjà entreprises. Le TSVM-ICTD permet une décomposition unique du signal polarimétrique indépendamment de l'orientation de la cible et une caractérisation unique de la cible illuminée par le signal radar (Touzi, 2004). Comparer les résultats obtenus avec ceux des décompositions de Cloude et Pottier.
- 2) Analyser les images RADARSAT-1 et des données au sol acquises à l'hiver 2005-2006 (température dans les six profondeurs du sol (1, 5, 10, 15, 35 et 50 cm), constante diélectrique, couvert nival, données météorologiques, etc.). Valider les résultats de l'algorithme développé dans ce projet de recherche pour les nouvelles acquisitions RSO.
- 3) Calculer et modéliser la profondeur du gel du sol à partir des coefficients de rétrodiffusion radar en prenant en considération les paramètres météorologiques et pédologiques mesurés au sol.
- 4) Acquérir et analyser les images polarimétriques de RADARSAT-2 et éventuellement des images en bande L d'ALOS du bassin versant du Bras d'Henri (Québec) pour assurer un suivi plus profond que 5 cm de la dynamique du gel et du dégel du sol.
- 5) Modéliser la température du sol selon tous les paramètres discutés dans cette thèse de doctorat (texture du sol, occupation du sol, couvert nival et température de l'air) afin de mieux la suivre dans le temps et dans l'espace et d'établir des scénarios potentiels de la variation de la température dans le sol selon les conditions biotiques et abiotiques présentes

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AAC, Agriculture et Agro-alimentaire Canada (2005) Qualité des eaux agricoles, ([http://www.agr.gc.ca/pfra/water/soiltex\\_f.htm](http://www.agr.gc.ca/pfra/water/soiltex_f.htm)).

Agriculture Canada (1974) System of soil classification for Canada (Rev.). Agriculture Canada, Ottawa, Canada.

Allain, S. (2003) Caractérisation d'un sol nu à partir de données SAR polarimétriques. Étude multi-fréquentielle et multi-résolutions. Thèse de Doctorat présentée à l'Université de Rennes-1, France, 150 p.

Andrews, C.J. et M. K. Pomeroy (1977) Changes in survival of winter cereals due to ice cover and other simulated winter conditions. Canadian Journal of Plant Science, vol. 57, pp. 1141-1149.

ASC, Agence Spatiale Canadienne (2005) Satellites, RADARSAT-2, (<http://www.space.gc.ca/asc/index.html>).

ASE, Agence Spatiale Européenne (2005) (<http://www.esa.int/esaCP/index.html>).

Baker, J. M. (2002) Water relations in frozen soil, Encyclopedia of Water Science, pp. 1390-1392.

Banton, O. et L. M. Bangoy (1997) Hydrologie : Multiscience environnementale des eaux souterraines, Ste-Foy, Presse de l'Université du Québec/AUPELF, 460 p.

Baril, R. et B. Rochefort (1957) Étude pédologique du comté de Lotbinière dans la province de Québec, Service des fermes expérimentales, Ministère fédéral de l'Agriculture, en collaboration avec le ministère de l'Agriculture de Québec et l'École supérieure d'Agriculture, Ste-Anne-de-la-Pocatière.

Baronti, S., F. Del Frate, P. Ferrazzoli, S. Paloscia, P. Pampaloni et G. Schiavon (1995) SAR polarimetric features of agricultural areas. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 14, pp. 2639-2656.

Bellemain, P. (1992) Cartographic quality improvement of multipolarization SAR data. *Journées internationales de la polarimétrie radar*, (Nantes, 1992), pp. 580-590.

Benoît, G. R. (1974) Frost depth and distribution from a heat flow model. *Proc. Eastern Snow Conf.*, Ottawa, Ontario, Canada, 7-8 Feb. 1974, pp. 123-144.

Benoît, G. R. et S. Mostaghimi (1985) Modeling soil frost depth under three tillage systems. *Trans. of Amer. Soc. Agric. Engr.*, vol. 28, pp. 1499-1505.

Bergeron, G. (1991) Effets des cycles de gel-dégel sur la capacité portante et la structure interne d'un sol argileux, Mémoire de maîtrise es Sciences présentée à l'École des Gradués de l'Université Laval, 272 p.

Bergsten, U., F. Goulet, T. Lundmark, et M. O. Lofvenius, (2001) Frost heaving in a boreal soil in relation to soil scarification and snow cover. *Revue canadienne de recherche forestière* N°31, pp. 1084-1092.

Bernier, M. (1991) Évaluation des données d'un radar à antenne synthétique (RAS) en bande C et X pour la surveillance du couvert de neige. Thèse de Doctorat présentée à l'Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique, INRS-Eau, 198 p.

Bernier, M. et J. P. Fortin (1998) The potential of times series of C-band SAR data to monitor dry and shallow snow cover. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 36, N° 1, pp. 226-243.

Bernier, M., J. P. Fortin, Y. Gauthier, R. Turcotte et A. Royer (1999) Suivi du couvert nival à l'aide de données RADARSAT, Rapport de recherche N°.R523f, soumis à Hydro-Québec, INRS-EAU, 56 p.

Beaudoin, A., T. Castel, Y. Caraglio, F. Borne et T. Le Toan (1997) Estimating forest parameters on sloping terrain using L-band SIR-C SAR data and the AMAP tree growth model, SIR-C/X-SAR Final Meeting, 11-14 March 1997, Florence, Italy.

Boehnke, K. et V. Wisemann (1996a) ERS scatterometer land applications: Detecting the thawing of soils in Seberia. *Earth Obs. Quart.*, vol. 52, pp. 4-7.

Boehnke, K. et V. Wisemann (1996b) Thawing of soils in Seberia observed by the ERS-1 scatterometer between 1992 and 1995. In *Proc. Int. Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS 96*, pp. 2264-2266.

Boike, J., K. Roth et P. P. Overduin (1998) Thermal and hydraulic dynamics of the active layer a continuous permafrost site (Taymyr Peninsula, Siberia). *Water Resour. Res.*, vol. 34, pp. 355-365.

Boisvert, J., Q. H. J. Gwyn, B. Brisco, D. J. Major et R. J. Brown (1995) Evaluation of soil moisture estimation techniques and microwave penetration depth for radar applications, *Journal canadien de télédétection*, vol. 21, N° 2, pp. 110-123.

Boisvert, J. B., Y. Crevier, et T. J. Pultz (1996a) Estimation régionale de l'humidité du sol par télédétection, *Can. J. Sci.* 76, pp. 325-334.

Boisvert, J. B., Q. P. Xu, N. Tremblay et F. Bonn (1996b) Suivi des teneurs en eau et des cultures en sols organiques par hyperfréquences, *Disque Compact, Développement d'applications et possibilités de recherche*.

Boisvert, J. B., Q. H. J. Gwyn, A. Chanzy, D. J. Major, B. Brisco et R. J. Brown (1997) Effect of surface moisture gradients on modelling radar backscattering from bare soil, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, N° 1, pp. 153-170.

Bonn, F. et M. Bernier (1981) Application du concept d'inertie thermique et des données du satellite HCMM dans l'est du Canada. *Canadian Journal of Remote Sensing*, pp. 108-124.

Bonn, F. et G. Rochon (1992) *Précis de télédétection : Principes et méthodes*, vol. 1, Ste-Foy, Presse de l'Université du Québec/AUPELF, 485 p.

Bonn, F. (1996) *Précis de télédétection : Applications thématiques*, vol. 2, Ste-Foy, Presse de l'Université du Québec/AUPELF, 633 p.

Bruckler, L., H. Wittono et P. Stengel (1990) SAR observation and modelling of the C-band backscatter variability due to multi-scale geometry and soil moisture. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 3, N° 5, pp. 886-894.

Camps, B. A. (1997) *Le radar et la neige*, Mémoire présenté pour l'obtention du diplôme d'ingénieur E.S.G.T. École Supérieure des Géomètres et Topographes, France, 56 p.

CCT, Centre Canadien de Télédétection (2005a) Tutoriel: Notions fondamentales de télédétection, (<http://cct.rncan.gc.ca/resource/>).

CCT, Centre Canadien de Télédétection (2005b) Tutoriel: La polarimétrie radar, (<http://cct.rncan.gc.ca/resource/>).

CCT, Centre Canadien de Télédétection (2005c) Système imageur radar, RSO C/X du CCT, (<http://cct.rncan.gc.ca/resource/>).

Chamberlain, E. J. et A. J. Gow (1979) Effect on freezing and thawing on the permeability and structure of soils, *Engineering Geology*, vol. 13, pp. 73-92.

Chanzy, A. (1993) Basic soil surface characteristics derived from active microwave remote sensing. *Remote Sensing Reviews*, vol. 7, pp. 303-319.

Cloude, S. R. et E. Pottier (1996) A review of target decomposition theorems in radar polarimetry. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 34, N° 2, pp. 498-518.

Cloude, S. R. et E. Pottier (1997) An entropy based classification scheme for land application of polarimetric SAR. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 35, N° 1, pp. 68-78.

Cloude, S. R. (1986) Group theory and polarization algebra, *OPTIK*, vol. 75, N°1, pp. 26-36.

Cook, D. J., W. T. Dickinson et R. P. Rudra (1985) G.A.M.E.S.: Guelph model for evaluating the effects of agricultural management techniques on erosion and sedimentation-user's manual. School of Engineering, University of Guelph, 75 p.

Coote, D. R., C. A. Malcolm-McGovern, G. J. Wall, W. T. Dickinson et R. P. Rudra (1988) Seasonal variation of erodibility indices based on shear strength and aggregate stability in some Ontario soils. *Canadian Journal of Soil Science/Revue canadienne de la science du sol* vol. 68, pp. 405-416.

Corgier, C. (1999) Validation d'images radar destinées au suivi du couvert neigeux dans les Alpes, Mémoire présenté pour l'obtention du diplôme d'ingénieur E.S.G.T. École Supérieure des Géomètres et Topographes, France, 63 p.

Corriveau, J. (2005) Étude temporelle des émissions hivernales de protoxyde d'azote d'une parcelle agricole. Mémoire de M.Sc., présenté à l'Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique, INRS-Eau, 78 p.

Cu, P. V., M. D'Iorio et C. X. Huy (1995) Geological map update from SAR data in Vietnam (extended abstract); *Proceedings of the 17th Canadian Symposium on Remote Sensing*, Saskatoon, Saskatchewan, June 13-15; pp. 733 (N° de contribution (ESS) 20041707).

Dawson, M. S., A. K. Fung et T. M. Manry (1997) A robust statistical-based estimator for soil moisture retrieval from radar measurements, IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing, vol. 35, N° 1, pp. 57-67.

de Matthaeis, P., P. Ferrazzoli, L. Guerriero, G. Schiavon, D. Solimini, et P. Tognolatti (1991) Radar response to vegetation parameters: comparison between theory and MAESTRO-1 results. In: Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS 91, Geoscience & Remote Sensing Society, Espoo, Finland, pp. 685-688.

Demolon A. (1960) La Dynamique du Sol. 5ème éd., *Dunod*, Paris, XXII, 520 p.

Dobson, M.C. et F.T. Ulaby (1981) Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and texture: Part III - soil tension. IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing, vol., 19, N° 1, pp. 51-61.

Dobson, M. C., F. T. Ulaby, M. T. Hallikainen et M. A. El-Rayes (1985) Microwave dielectric behavior of wet soil-part II: Dielectric mixing models, IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing, vol. 23, N° 1, pp. 35-46.

Dobson, M. C. et F. T. Ulaby, (1986) Active microwave soil moisture research, IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing, vol. GE-24, pp. 23-36.

Dobson, M. C., F. T. Ulaby, L. E. Pierce, T. L. Sharik, K. M. Bergen, J. Kellndorfer, J. R. Kendra, E. Li, Y. C. Lin, A. Nashashibi, K. Sarabandi et P. Siqueira (1995) Estimation of forest biophysical characteristics in northern Michigan with SIR-C/X-SAR. IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing, vol. 33, N° 4, pp. 877-895.

Doussan, C., L. Jouniaux et J. L. Thony (2002) Variations of self-potential and unsaturated water flow with time in sandy loam and clay loam soils. *Journal of Hydrology*, vol. 267, pp. 173-185.

Duchaufour, P. (1970) Précis de pédologie, troisième édition, Masson et Cie, 481 p.

Elachi, C., C. Breed, W. E. Brown, J. B. Cimino, L. Dellwig, T. Dixon, A. England, D. Evans, J. Ford, H. MacDonald, P. Martin-Kaye, H. Masursky, J. F. McCauley, F. Sabins, R. S. Saunders, et G. Schaber (1982) Shuttle Imaging Radar (SIR-A) Experiment. *Science*, vol. 218, pp. 996-1004.

Engman, E. T. (1990) Progress in microwave remote sensing of soil moisture. *Canadian Journal of Remote Sensing*. vol.16, N° 3, pp. 6-14.

Engman, E. T. et N. Chauhan (1995) Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing, *Remote Sensing Environ*, vol. 51, pp. 189-198.

Environnement Canada (2005) La gestion de l'eau, (<http://www.ec.gc.ca/fenvhome.html>).

Escadafal, R., L. Thiombiano Lamourdia et M. A. Mulders, (1996) Symposium International AISS. Proceeding ISSN: 0767-2896, pp. 109-120.

Evans, D. L., T. G. Farr, J. J. van Zyl, et H. A. Zebker (1988) Radar polarimetry : analysis tools and applications. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 26, N° 6, pp. 774-789.

Ferro-Famil, L. (1998) Caractérisation de la neige par polarimétrie radar : Application aux Alpes françaises, Rapport annuel, Université de Nantes, 58 p.

Flerchinger, G. N. et K. E. Saxton (1989) Simultaneous heat and water model of a freezing snow-residue-soil system II. Field Verification. *Trans. of Amer. Soc. Agric. Engr.*, vol. 32, N° 2, pp. 573-578.

Flerchinger, G. N. (2002) Soil heat and water movement. *Encyclopedia of Soil Science* pp. 1236-1239.

Freeman, A. et S. L. Durden (1998) A three-component scattering model for polarimetric SAR data. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol., 36, N° 3, pp. 963-973.

Fung, A. K. (1994) Microwave scattering and emission models and their applications. Remote sensing library. Artech House.

Gagné, G. (1985) Les sols de la ferme expérimentale Chapais, Agriculture Canada, Direction Générale de la recherche, 55 p.

Gauthier, Y. (1997) Détection par radar des zones à risque de gel pour les luzernières, Actes du Colloque, Nouvelles Technologies en Agriculture, organisé par le Centre de Télédétection en Agro-Environnement, 12 mars 1997, pp. 135-139.

Geng, H., Q. H. J. Gwyn, B. Brisco, J. B. Boisvert et R. J. Brown (1996) Mapping of soil moisture from C-band radar images, Special Issue of the Canadian Journal of Remote Sensing on Hydrology, vol. 22, N° 1, pp. 117-126.

Gerbrands, J. J. (1993) Chapter 14: Digital image processing. In: current topics in remote sensing: Land observation by remote sensing, theory and applications. Buiten, H.J. and Clevers, J.G.P.W. Eds. Gordon and Breach Science Publishers, vol. 3, 642 p.

Ghedira, H. (2002) Utilisation des réseaux de neurones pour la cartographie des milieux humides à partir d'une série temporelle d'images RADARSAT-1, Thèse de Doctorat présentée à l'Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique, INRS-Eau, 178 p.

Ghuman, B. S. et S. K. Jalota (2003) Heat capacity of soils. Encyclopedia of Soil Science, Marcel Dekker, New York, pp. 1-3.

Gusev, E. M. (1985) Approximate numerical calculation of soil freezing depth. Sov. Meteorol. Hydrol. Vol. 9, pp. 79-85.

Hajnsek, I. E. Pottier et S. R. Cloude (2003) Inversion of surface parameters from polarimetric SAR, IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing, vol. 41, N° 4, pp. 727-744.

Hallikainen, M. T. (1984) Retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SMMR data: Effect of land cover categories and weather conditions, IEE journal of Oceanic Engineering, vol. OE-9, N° 5, pp. 372-376.

Hallikainen, M. T., F. T. Ulaby et M. C. Dobson (1985) Microwave dielectric behavior of wet soil-part I : Empirical models and experimental observations, IEE Trans, Geos. Rem. Sensing, vol. 23, N° 1, pp. 25-35.

Hahyoe, H. N. (1994) Field testing of simulated soil freezing and thawing by the SHAW model. Can. Agric. Eng., vol. 36, pp. 279-285.

Harlan, R. L. (1973) Analysis of coupled heat-fluid transport in partially frozen soil. Water Resources Research, vol. 9, N° 5, pp. 1314-1323.

Henderson, F. M. et A. J. Lewis (1998) Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing, Third Edition, volume II, Published in cooperation with the American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 866 p.

Henin, S. (1977) Cours de physique du sol, L'eau et le sol -les propriétés mécaniques- la chaleur et le sol, volume II, Ortom, Paris, 217 p.

Hinkel, K. M., J. A. Doolittle, J. G. Bockheim, F. E. Nelson, R. Paetzold, J. M. Kimble et R. Travis (2001) Detection of subsurface permafrost features with ground-penetrating radar, Barrow, Alaska. Permafrost and Periglacial Processes, vol. 12, pp. 179-190.

Hirosawa, H., S. Komiyama, et Y. Matsuzaka (1978) Cross-polarized radar backscatter from moist soil, Remote Sensing of environnement, vol. 7, pp. 211-217.

Hoekman, D. H., J. J. van der Sanden et M. A. M. Vissers (1992) MAESTRO-1 Flevoland/Speulderbos: analysis results of multiband polarimetric SAR data of forests and agricultural crops. In: Proceedings of MAESTRO-1/AGRISCATT: Radar Techniques for

Forestry and Agricultural Applications, Final Workshop, the Netherlands, pp. 53-58. Paris, France: European Space Agency.

Holah, N., N. Baghdadi, M. Zribi, A. Bruand et C. King (2005) Potential of ASAR/ENVISAT for the characterization of soil surface parameters over bare agricultural fields. *Remote Sensing of Environment*, sous presse.

Hübner, C. et A. Brandelik (1997) Ground truth for soil and snow moisture sensing, physical measurements and signatures in remote sensing, Guyot & Phulpin (eds), pp. 281-286.

Jansson, P. E. (1991) Soil water and heat model. Technical description. Rep. N° 165, Dept. Soil Sci., Swedish Univ. Agric. Sci., Uppsala, Sweden.

Karam, M.A, A.K. Fung, R.H. Lang et N.S. Chauhan (1992) A microwave scattering model for layered vegetation. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol., 30, pp. 767-784.

Kasischke, A. D. et L. L. Bourgeau-Chavez (1997) Monitoring south Florida wetlands using ERS-1 SAR imagery. *photogrammetric engineering and remote sensing*, vol. 63, pp. 281-291.

Kay, B. D. et P. H. Groenevelt (1974) On the interaction of water and heat transport in frozen and unfrozen soils: I. Basic Theory; The Vapor Phase. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 38, pp. 395-400.

Kennedy, I. et B. Sharatt (1998) Model comparisons to simulate soil frost depth. *Soil Science*, vol. 163, N° 8, pp. 636-645.

Kimball, J. S., K. C. McDonald, A. R. Keyser et S. Frohking (2001) Application of the NASA scatterometer (NSCAT) for determining the daily frozen and nonfrozen landscape of Alaska. *Remote Sensing of Environment*, vol. 75, pp. 113-126.

Kobayashi, T. et S. Hirosawa (1984) Measurements of radar backscatter from rough soil surface by using linear and circular polarization. Int. Symp. Microwave Signature in Remote Sensing, URSI Commission F, Toulouse, France.

Konrad, J. M. et N. R. Morgenstern (1980) A mechanistic theory of ice lens formation in fine-grained soils. Canadian Geotechnical Journal, vol. 17, pp. 473-486.

Konrad, J. M. et N. R. Morgenstern (1983) Frost susceptibility of soils in terms of their segregation potential. Proceeding of the 4<sup>th</sup> international conference on permafrost, National Academy Press, Washington, D. C., pp. 660-665.

Koskinen, J. (2001) Snow monitoring using microwave radars. Thèse de Doctorat présentée à Helsinki University of Technology, Department of Electrical and Communications Engineering. (Espoo, Finland) 27 p.

Kuga, Y. et H. Zhao (1996) Experimental studies on the phase distribution of two co-polarized signal scattered from two-dimensional rough surfaces. IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing, vol. 34, pp. 601-603.

Kustas, W. P. et D. C. Goodrich, (1994) Preface. MONSOON'90 multidisciplinary experiment. Water Resources Research, vol. 30, N° 5, pp. 1211-1225.

Kuznik, I. A. et A. I. Bezmenov (1963) Infiltration of meltwater into frozen soils, Soviet Soil Sci. N° 7, pp. 665-670.

Lagacé, C. et M. Bernier (2000) Développement d'une approche pour faire le suivi du gel saisonnier du sol sur le bassin de la rivière La Grande à partir de l'utilisation conjointe d'images SSM/I et RADARSAT. 57th Eastern Snow Conference, Syracuse, New York, USA.

Lagacé, C., M. Bernier et Y. Gauthier (2001) Cartographie du gel saisonnier du sol de taïga à partir d'images RSO de RADARSAT-1 et SSM/I de DMSP F-8. *Téledétection*, vol. 2, N° 3, pp. 161-175.

Lagacé, C. (2001) Développement et validation d'une approche pour faire le suivi du gel saisonnier du sol sur le bassin de la rivière La Grande à partir de l'utilisation conjointe d'images RADARSAT et d'images SSM/I. Mémoire de Maîtrise présentée à l'Université du Québec, Institut National de la Recherche Scientifique, INRS-Eau, 164 p.

Lamontagne, L. et M. C. Nolin (1997) Dossier des noms de sols du Québec 1997. CRDSGC Contrib. N° 8 et CRECO Contrib. N° 971124. Direction générale de la recherche, AAC. 59 p.

Laplante, L. (1963) Étude pédologique du comté de Lévis, Province de Québec, Ministère de l'Agriculture et de la Colonisation, Bulletin technique N° 10, 86 p.

La Rochelle (1968) Introduction aux critères de gélivité des sols, *Génie Construction*, vol. 5, pp. 20-31.

Larkin, P. A. (1962) Permeability of frozen soils as a fonction of their moisture content and fall tillage. *Soviet Hydrology : Selected Papers*, N° 4, pp. 445-460.

Lee, J. S., M. R. Grunes et G. De Grandi (1997) Polarimetric SAR speckle filtering and its impact on classification. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 37, pp. 2363-2373.

Le Hégarat-Masclé, S., M. Zribi et C. Ottlé (2001) Quelques applications de la télédétection à la physique des surfaces continental, *Annuals of Telecommunications*, vol.56, N°. 11-12, pp. 617-631.

Lehrsch, G. A., F. D. Whisler et M. J. M. Romkens, (1988) Spatial variation of parameters describing soil surface roughness, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 52, pp. 311-319.

Le Toan, T. (1982) Active microwave signatures of soil and crops. Significant results of three years of experiments. Proceeding of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 82, Munich, Germany, pp. 25-32.

Lillesand, T. M. et R. W. Kiefer (1994) Remote sensing and image interpretation, 3<sup>rd</sup> edition. John Wiley & Sons Inc., 750 p.

Magagi, R. (1995) Étude de synergie optique et micro-onde active. Estimation des paramètres de surface en zone semi-aride : Cas su Sahel, Thèse de Doctorat présentée au Centre D'études Spatiales de la Biosphère, France, 227 p.

Magagi, R., M. Bernier et M. C. Bouchard (2002) Use of ground observations to simulate the seasonal changes in the backscattering coefficient of the subarctic forest. IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing, vol. 40, pp. 281-297.

Maître, H. (2001) Traitement des images de radar à synthèse d'ouverture, Hermes Science Publications. 328 p.

Mattia, F. et T. Le Toan (1999) Backscattering properties of multi-scale rough surface. Journal of Electromagnetic Waves and Applications, vol. 13, N° 4.

Mätzler, C., E. Schanda et W. Good (1982) Theoretical and experimental studies of microwave emission signatures of snow. IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing GRS, vol. 20, pp. 57-66.

McCool, D. K. (2002) Winter erosion processes. Encyclopedia of Soil Science, pp. 445-447.

McKenzie, J. S. et G. E. McLean (1980) Some factors associated with injury to alfalfa during the 1977-18 winter at Beaverlodge, Alberta. Canadian Journal of Plant Sci., N° 60, pp. 103-112.

McNairn, H., J. B. Boisvert, D. J. Major, Q. H. J. Gwyn, R. J. Brown et A. M. Smith (1996) Identification of agricultural tillage practices from C-Band radar backscatter. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 22, pp. 154-162.

McNairn, H. (1999) Radar response to crop residue cover and tillage application on post-harvest agricultural surfaces. Thèse de Doctorat présentée à l'Université Laval, Département de géographie, Québec, Canada, 410 p.

McNairn, H., C. Duguay, B. Brisco et T. J. Pultz (2002) The effect of soil and crop residue characteristics on polarimetric radar response. *Remote Sensing of Environment*, vol. 80, pp. 308-320.

Musy, A. et M. Soutter (1991) *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires Romandes, 335 p.

NASDA, Agence National de Développement Spatial du Japon (2005) ALOS Advanced Land Observing Satellite ([http://www.nasda.go.jp/index\\_e.html](http://www.nasda.go.jp/index_e.html)).

Newman, G. P. et G. Wilson (1997) Heat and mass transfer in unsaturated soils during freezing. *Can. Geotech. J.*, vol. 34, pp. 63-70.

Niang, M. (2001) Caractérisation des états de surface du sol d'un milieu hydro-agricole par observations de terrain et imagerie radar ERS-2: cas du périmètre de Cébala (Tunisie) Thèse de Doctorat présentée à l'Université Paris-7, 203 p.

Oechel, W. C., G. L. Vourlitis, S. J. Hastings, R. C. Zulueta, L. Hinzman, et D. Kane (2000) Acclimation of ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in the Alaskan Arctic in response to decadal climate warming. *Nature*, 406, pp. 978-981.

Oh, Y., K. Sarabandi et F. T. Ulaby (1992) An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 30, N° 2, pp. 370-381.

Oh, Y. (2001) A Semi-empirical model for polarimetric radar backscattering from bare soil surfaces, *Korean Journal of Remote Sensing*, vol.17, N° 2, pp. 141-153.

Ouellet, L., M. Rompré, D. Carrier et G. Laflamme (1995) Étude pédologique du comté de Beauce. Ministère de l'agriculture, de l'alimentation et des pêcheries du Québec. 92 p.

Pageau, E. (1975) Étude pédologique du comté de Dorchester. Agriculture Québec. Québec. 94 p.

Paquin, R. et G.R. Mehuys (1980) Influence of soil moisture on cold tolerance of alfalfa. *Canadian Journal of Plant Sci.*, vol. 60, pp. 139-147.

Paquin, R. (1984) Influence of the environment on cold hardening and winter survival of forage plants and cereals; proline as a metabolic marker of hardening, pp. 137-154 *in* N.S. Margaris, M. Arianoustou-Faraggitaki et W.C. Oechel (réd.). *Being alive on land*. Dr. W. Junk, Pub. Kluwer Academic Publishers Group, Boston.

Paquin, R. (1985) Survie à l'hiver des plantes fourragères et des céréales sous les climats nordiques, en particulier au Québec : progrès et perspectives, *Phytoprotection* N° 66, pp. 105-139.

PCI Geomatics (2003) *Geomatica 9*. Richmond Hill, Ontario.

Peltier, G. L. et H. M. Tysdal (1932) A method for the determination of comparative hardiness in seedling alfalfas by controlled hardening and artificial freezing. *J. Agric. Res. (U.S.A.)* N° 44, pp. 429-444.

Penner, E. et L. E. Goodrich (1980) Location of segregated ice in frost susceptible soil. In Proceedings of the 2nd International Symposium on Ground Freezing, Trondheim, Norway, pp. 626-639.

Permafrost Subcommittee, Associate Committee on Geotechnical Research (1988) Glossary of permafrost and related ground-ice terms. National Research Council of Canada, Ottawa, Ont., Technical Memorandum. N° 142, 156 p.

Pietroniro, A. et R. Leconte (2000) A review of Canadian remote sensing applications in hydrology, 1995-1999. Hydrological processes, vol. 14, pp. 1641-1666.

Pikul, J. L. (2002) Diurnal freeze/thaw : temperature and water distribution. Encyclopedia of Water Science pp. 358-360.

Polidori, L. (1997) Cartographie radar, Gordon and Breach Science Publishers, pp. 287.

Post, F. A. et F. R. Dreibelbis (1942) Some influence of frost penetration and micro-climate on the water relationships of woodland, pasture and cultivated soils, Proc. Soil. Sci. Soc. Amer. N° 7, pp. 95-104.

Pottier, E. et J. S. Lee (1999) Application of the H/A/ $\alpha$  polarimetric response decomposition theorem for unsupervised classification of fully polarimetric SAR data based on the Wishart distribution. In Proceedings of CEOS SAR Workshop, Toulouse, France, 1999. ESA Special Publication.

Prevot, L., I. Champion et G. Guyot (1993) Estimation surface soil moisture and leaf area index of a wheat canopy using a dual frequency (C- and X-bands) scatterometer. Remote Sens. Env., vol. 46, pp. 331-339.

Proisy, C. (1999) Apport des données radar à synthèse d'ouverture pour l'étude de la dynamique des écosystèmes forestiers. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Proisy, C., E. Mougin, F. Fromard et M. A. Karam (2000) Interpretation of polarimetric signatures of mangrove forests. *Remote Sensing of Environment*, vol. 71, pp. 56-66.

Pultz, T. J., Y. Crevier, R. J. Brown et J. B Boisvert (1997) Monitoring of local Environment Conditions with SIR-C/X-SAR. *Remote Sensing of Environment*, vol. 59, N° 2, pp. 248-255.

Raymond Perrier, M. A. (1967) Probabilités de gel au Québec, Ministère des Richesses Naturelles Québec, 127 p.

Ressources Naturelles Canada (2006) Pergélisol et changements climatiques ([http://cgc.rncan.gc.ca/permafrost/climate\\_f.php](http://cgc.rncan.gc.ca/permafrost/climate_f.php)).

Richards, J. A. (1986) *Remote sensing digital analysis : an introduction*. Springer-Verlag. Berlin, 281 p.

Rignot, E. J. M. et J. J. Van Zyl (1993). Change detection techniques for ERS-1 SAR data, *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 31, N°4, pp. 898-906.

Rignot, E. J. M., J.B. Way, C. Williams et L. Viereck (1994) Radar estimates of aboveground biomass in boreal forests of interior alaska. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 32, pp. 1117-1124.

Sano, E. E., M. S. Moran, A. R. Huete et T. Miura (1998) C- and multiangle Ku-band synthetic aperture radar data for bare soil moisture estimation in agricultural areas. *Remote Sensing of Environment*, vol. 64, pp. 77-90.

Santeford, H. S. (1978) Snow soil interactions in interior Alaska. In *Modeling of Snow Cover Runoff*, Colbeck SC, Ray M (eds). U. S. Army, Cold Region Research and Engineering Laboratory: Hanover, NH; pp. 311-318.

Schoeller, H. (1955) *Hydrogéologie*. École Nat. Sup. Pétrole, Technip, Paris, vol. 2, 443 p.

Shi, J., J. Dozier et H. Rott (1994) Active measurements of snow cover progress in polarimetric SAR, Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS 94, vol. 4, pp. 1922-1924.

Shi, J. et J. Dozier (1997) Mapping seasonal snow with SIR-C/X-SAR in mountainous areas, Remote Sensing of Environment, vol. 59, N° 2, pp. 294-307.

Shi, J. (2000) Estimation of soil moisture with vegetated surface by multi-temporal measurements, GISdevelopment.net.

Sill, R. C. et A. S. Skapski (1956) Method for the determination of the surface tension of solids, from their melting points in thin wedges. J. Chem. Physics, vol. 24, pp. 644-651.

Smith, D. (1975) Forage management in the north, 3<sup>e</sup> éd. Kendall/Hunt Pub. O., Dubuque, Iowa. 237 p.

Sokol, J., T. Pultz et A. Walker (1999) Passive and active airborne microwave remote sensing of snow cover, Presented at the Fourth International Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition/du 21<sup>st</sup> Canadian Symposium on Remote Sensing, Ottawa, Canada, 21-24 June, 8 p.

Statistique Canada (2001) ([http://www.statcan.ca/start\\_f.html](http://www.statcan.ca/start_f.html)).

Thunholm, B. (1990) A comparison of measured and simulated soil temperature using air temperature and soil surface energy balance as boundary conditions. Agric. For. Meteorol., vol. 53, pp. 59-72.

Topp, G. C., J. L. Davis, et A. P. Annan (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. Water Resources Research, vol. 16, pp. 547-582.

Toutin, Th. (1985) Analyse mathématique des capacités stéréoscopiques du système SPOT. Thèse de Docteur ingénieur, Ecole Nationale des Sciences Géodésiques, Paris, France, 163 p.

Toutin, Th. et Y. Carbonneau (1992) La création d'ortho images avec MNE : Description d'un nouveau système. *Journal Canadien de télédétection*, vol. 30, N° 3, pp. 136-141.

Toutin, Th. (1995) Multisource data fusion with an integrated and unified geometric modeling. *EARSel Advances in Remote Sensing*, vol. 4, N° 2-X.

Touzi, R., F. J. Charbonneau, R. K. Hawkins et P. W. Vachon (2004) Ship detection and characterization using polarimetric SAR. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 30, pp. 552-559.

Touzi, R (2004) Target scattering decomposition of one-look and multi-look SAR data using a new coherent scattering model: the TSVM. *Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS 04*, vol. 4, pp. 2491-2494.

Ulaby, F. T., P. P. Baltivala, et M. C. Dobson (1978) Microwave backscattering dependence on surface roughness, soil moisture and soil texture, part 1- bare soil, *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. GE-16, N° 4, 286-295.

Ulaby, F. T., G. A. Bradley et M. C. Dobson (1979) Microwave backscattering dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture: part II-vegetation covered soil. *IEEE Trans. Geosc. Electronics*, vol. 17, N° 2, pp. 33-40.

Ulaby, F.T., R. K. Moore et A. K. Fung (1981) *Microwave remote sensing: active and passive: fundamentals and radiometry*, vol. I, Dedham, MA, Artech House Inc., 456 p.

Ulaby, F. T., R. K. Moore et A. K. Fung (1982) *Microwave remote sensing*, Addison Wesley, vol. II, 1064 p.

Ulaby, F. T et E. A. Wilson (1985) Microwave attenuation properties of vegetation canopies, *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 23, N° 5, pp. 746-753.

Ulaby, F. T., R. K. Moore et A. K. Fung (1986) *Microwave remote sensing: active and passive*, Artech House, Deham, MA, volume III, chap. 21, pp. 1797-1999.

Ulaby, F. T., D. Held, M. C. Dobson, K. C. McDonald et T. B. Senior (1987) Relating polarization phase difference of SAR signals to scene properties, *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. GE-25, N° 1, pp. 83-91.

Ulaby, F. T. et C. Elachi (1990) *Radar polarimetry for geoscience applications*, Artech House Inc.

van Bochove, E (2006) Résultats d'étude sur le phosphore. *Producteur Plus*, Vol. 15, N° 1, pp. 24-30.

van Bochove, E., G. Thériault, P. Rochette, H. G. Jones et J. W. Pomeroy (2001) Thick ice layers in snow and frozen soil affecting gas emissions from agricultural soils during winter. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, N° D19, pp. 23061-23071.

Van der Sanden, J. J. (2004) Anticipated applications potential of RADARSAT-2 data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 30, pp. 369-379.

Van der Sanden, J. J. et S. J. Thomas (2004) *Applications potential of RADARSAT-2 : supplement one / prepared by Canada Centre for Remote Sensing in collaboration with Canadian Ice Service, MacDonald, Dettwiler, and Associates Ltd. and Defence Research & Development Canada-Ottawa for Canadian Space Agency, (N° de contribution (ESS)20043306), 115 p.*

Van Zyl, J. J. (1989) Unsupervised classification of scattering behaviour using radar polarimetry data. *IEEE, Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 27, pp. 36-45.

Verhoest, N., P. Troch, C. Paniconi, F. de Troch (1998) On the retrieval of bio-physical parameters from a multi-temporel series of ERS-SAR PRI images. *Water Resources Research*, vol. 34, pp. 3235-3244.

Villasenor, J. F., D. R. Fatland et L. D. Hinzman (1993) Change detection on Alaska's north slope using repeat-pass ERS-1 SAR images. *IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 31, N°1, pp. 227–236.

Volkmar, W. (2000) Monitoring of Seasonal Thawing in Siberia with ERS Scatterometer Data, *IEEE Trans. Geos. Rem. Sensing*, vol. 38, N°4, pp. 1804–1809.

Wang, C., J. Qi, S. Moran et R. Marsett (2004) Soil moisture estimation in a semiarid rangeland using ERS-2 and TM imagery. *Remote Sensing of Environment*, vol. 90, pp. 178-189.

Way, J. B., R. Zimmermann, E. Rignot, K. McDonald et R. Oren (1997) Winter and spring thaw as observed with imaging radar at BOREAS. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, N° D24, pp. 29673–29684.

Wegmüller, U., C. Mätzler et E. Schanda (1989) Microwave signatures of bare soils, *Advanced Space Res.*, vol. 9, pp. 307-316.

Wegmüller, U. (1990) The effect of freezing and thawing on the microwave signatures of bare soil, *Remote Sensing Environ.*, vol. 33, pp. 123-135.

Wigneron, J. P., T. J. Schmugge, A. Chanzy, J. C. Calvet et Y. Kerr (1998) Use of passive microwave remote sensing to monitor soil moisture, *Agronomie*, vol. 18, N° 1, pp. 27-43.

Willemot, C. et L. Pelletier (1979) Effect of drought on frost resistance and fatty acid content of young winter wheat plants. *Canadian Journal of Plant Sci.*, 59: 639-643.

Williams, P. J. et M. W. Smith (1989) *The frozen earth, fundamentals of geocryology*, Cambridge University Press, Cambridge, 306 p.

Woo, M. K. (1982) Upward flux of vapor from frozen materials in the high Arctic. *Cold Regions Science and Technologie*, vol. 5, pp. 269-274.

Xu, Q. P., J. B. Boisvert, N. Tremblay, F. Bonn et R. J. Brown (1998) Évaluation des hyperfréquences pour le suivi de la teneur en eau et des cultures dans les histosols. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 24, N° 1, pp. 43-53.

Zribi, M., O. Taconet, S. Mascle, D. Vidal-Madjar, C. Emblanch, C. Loumagne et M. Normand (1997) Backscattering behavior and simulation comparison over bare soils using SIRC/XSAR and ERASME 1994 data over Orgeval, *Remote Sensing of Environment*, vol. 59, N° 2, pp. 256-266.

Zribi, M. et V. Dechambre (2002) An new empirical model to retrieve soil moisture and roughness from radar data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 73, pp. 65-72.

Zribi, M., N. Baghdadi, N. Holah, O. Fafin et C. Guérin (2005) Evaluation of a rough soil surface description with ASAR-ENVISAT radar data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 95, pp. 67-76.

## ANNEXE A

Les tableaux suivants montrent les résultats des tests Scheffe et de la plus petite différence significative (least significant difference test : LSD). Les deux essais ont été exécutés pour détecter la différence significative entre les valeurs moyennes de la température, à plusieurs profondeurs du sol, récapitulée dans le tableau 3A. Cette table montre que les températures du sol aux profondeurs de 1, 5 et 10 cm ne présentent pas de différences significatives et qu'elles peuvent être groupées en une seule classe; c'est le cas aussi pour les valeurs moyennes des températures à 15, 35 et 50 cm.

**Tableau 1.A : Résultats du test Scheffe**

Comparaisons multiples  
Variable dépendante: Température (°C)

		Différence des moyennes (I-J)	Erreur standard	Signification	Intervalle de confiance à 95%		
					Borne inférieure	Limite supérieure	
(I) Profondeur (cm)	(J) Profondeur (cm)						
Scheffe	1	5	0,19	0,46	1,00	-1,33	1,72
		10	-0,12	0,46	1,00	-1,65	1,41
		15	-0,90	0,46	0,57	-2,43	0,62
		35	-1,59	0,46	0,04	-3,12	-0,06
		50	-2,40	0,46	0,00	-3,93	-0,86
	5	1	-0,19	0,46	1,00	-1,72	1,33
		10	-0,31	0,46	0,99	-1,84	1,21
		15	-1,10	0,46	0,33	-2,62	0,43
		35	-1,78	0,46	0,01	-3,31	-0,25
		50	-2,59	0,46	0,00	-4,12	-1,06
	10	1	0,12	0,46	1,00	-1,41	1,65
		5	0,31	0,46	0,99	-1,21	1,84
		15	-0,78	0,46	0,71	-2,31	0,74
		35	-1,47	0,46	0,07	-3,00	0,06
		50	-2,28	0,46	0,00	-3,81	-0,74
	15	1	0,90	0,46	0,57	-0,62	2,43
		5	1,10	0,46	0,33	-0,43	2,62
		10	0,78	0,46	0,71	-0,74	2,31
		35	-0,68	0,46	0,82	-2,21	0,84
		50	-1,49	0,46	0,06	-3,03	0,04
35	1	1,59	0,46	0,04	0,06	3,12	
	5	1,78	0,46	0,01	0,25	3,31	
	10	1,47	0,46	0,07	-0,06	3,00	
	15	0,68	0,46	0,82	-0,84	2,21	
	50	-0,81	0,46	0,69	-2,34	0,72	
50	1	2,40	0,46	0,00	0,86	3,93	
	5	2,59	0,46	0,00	1,06	4,12	
	10	2,28	0,46	0,00	0,74	3,81	
	15	1,49	0,46	0,06	-0,04	3,03	
	35	0,81	0,46	0,69	-0,72	2,34	

Basé sur les moyennes observées.

\* La différence des moyennes est significative au niveau 0,05.

**Tableau 2.A : Résultats du test LSD**

LSD	1	5	0,19	0,46	0,67	-0,70	1,09
		10	-0,12	0,46	0,79	-1,02	0,78
		15	-0,90	0,46	0,05	-1,80	0,00
		35	-1,59	0,46	0,00	-2,49	-0,69
		50	-2,40	0,46	0,00	-3,30	-1,49
	5	1	-0,19	0,46	0,67	-1,09	0,70
		10	-0,31	0,46	0,49	-1,21	0,58
		15	-1,10	0,46	0,02	-2,00	-0,20
		35	-1,78	0,46	0,00	-2,68	-0,88
		50	-2,59	0,46	0,00	-3,49	-1,69
	10	1	0,12	0,46	0,79	-0,78	1,02
		5	0,31	0,46	0,49	-0,58	1,21
		15	-0,78	0,46	0,09	-1,68	0,12
		35	-1,47	0,46	0,00	-2,37	-0,57
		50	-2,28	0,46	0,00	-3,18	-1,37
	15	1	0,90	0,46	0,05	0,00	1,80
		5	1,10	0,46	0,02	0,20	2,00
		10	0,78	0,46	0,09	-0,12	1,68
		35	-0,68	0,46	0,14	-1,58	0,22
		50	-1,49	0,46	0,00	-2,40	-0,59
	35	1	1,59	0,46	0,00	0,69	2,49
		5	1,78	0,46	0,00	0,88	2,68
		10	1,47	0,46	0,00	0,57	2,37
		15	0,68	0,46	0,14	-0,22	1,58
		50	-0,81	0,46	0,08	-1,71	0,09
	50	1	2,40	0,46	0,00	1,49	3,30
		5	2,59	0,46	0,00	1,69	3,49
		10	2,28	0,46	0,00	1,37	3,18
		15	1,49	0,46	0,00	0,59	2,40
		35	0,81	0,46	0,08	-0,09	1,71

Basé sur les moyennes observées.

\* La différence des moyennes est significative au niveau 0,05.

**Tableau 3.A : Sous-ensembles homogènes**

Température (°C)

		N	Sous-ensemble		
Profondeur (cm)			1	2	3
Scheffe	5	221	-0,11		
	1	221	0,09		
	10	221	0,21	0,21	
	15	221	0,99	0,99	0,99
	35	220		1,67	1,67
	50	218			2,48
Signification			0,34	0,07	0,06

Les moyennes des groupes dans les sous-ensembles homogènes sont affichées. Basé sur la somme des carrés de type III Le terme d'erreur est la moyenne des carrés (erreur) = 23,195.

a Utilise un nombre d'échantillons des moyennes harmoniques = 220,328.

b Les tailles des groupes sont inégales. La moyenne harmonique des tailles des groupes est utilisée. Des niveaux d'erreur de type I ne sont pas garantis.

c Alpha = 0,05

## ANNEXE B

Dans la section suivante, pour chaque champ agricole étudié, nous avons appliqué des traitements statistiques et les tableaux présentés montrent le résultat de l'analyse de régression. L'analyse de régression a été conçue pour prévoir la température du sol en utilisant les valeurs des coefficients de rétrodiffusion radar calculés pour chacun des douze champs expérimentaux. La première table montre le coefficient de régression de détermination et de ses valeurs ajustées. La deuxième table montre les résultats d'analyse ANOVA, indiquant la valeur de F et son niveau significatif, qui est une mesure de la précision du modèle de régression. La troisième table montre les coefficients du modèle et la signification de ce dernier, tandis que la dernière table montre l'analyse des résidus. L'analyse des résidus a été appliquée pour s'assurer que leur moyenne égale à 0.

### Champ 1

#### Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,924	0,854	0,825	1,1361

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)1

b Variable dépendante : Température (°C)1

#### ANOVA

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	37,709	1	37,709	29,215	,003
	Résidu	6,454	5	1,291		
Total		44,163	6			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)1

b Variable dépendante : Température (°C)1

#### Coefficients

Modèle		Coefficients non standardisés	Erreur standard	Coefficients standardisés	t	Signification
		B		Bêta		
1	(constante)	26,180	4,806		5,448	0,003
	$\sigma^\circ$ (dB)1	2,024	0,374	0,924	5,405	0,003

a Variable dépendante : Température (°C)1

#### Statistiques des résidus

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-1,633	1,527	0,000	1,037	7

a Variable dépendante : Température (°C)1

### Champ 2

#### Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,910	0,829	0,795	1,0748

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)2

b Variable dépendante : Température (°C)2

**ANOVA**

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	27,984	1	27,984	24,225	0,004
	Résidu	5,776	5	1,155		
Total		33,760	6			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)<sup>2</sup>

b Variable dépendante : Température (°C)<sup>2</sup>

**Coefficients**

Modèle		Coefficients non standardisés		Coefficients standardisés	t	Signification
		B	Erreur standard	Bêta		
1	(constante)	9,076	1,840		4,932	0,004
	$\sigma^\circ$ (dB) <sup>2</sup>	0,863	0,175	0,910	4,922	0,004

a Variable dépendante : Température (°C)<sup>2</sup>

**Statistiques des résidus**

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-1,528	1,406	0,000	0,981	7

a Variable dépendante : Température (°C)<sup>2</sup>

**Champ 3**

**Récapitulatif du modèle**

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,714	0,510	0,412	2,3764

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)<sup>3</sup>

b Variable dépendante : Température (°C)<sup>3</sup>

**ANOVA**

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	29,395	1	29,395	5,205	0,071
	Résidu	28,237	5	5,647		
Total		57,632	6			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)<sup>3</sup>

b Variable dépendante : Température (°C)<sup>3</sup>

**Coefficients**

Modèle		Coefficients non standardisés		Coefficients standardisés	t	Signification
		B	Erreur standard	Bêta		
1	(constante)	16,420	7,018		2,340	0,066
	$\sigma^\circ$ (dB) <sup>3</sup>	1,231	0,540	0,714	2,281	0,071

a Variable dépendante : Température (°C)<sup>3</sup>

**Statistiques des résidus**

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-3,4038	2,3128	0,0000	2,1694	7

a Variable dépendante : Température (°C)<sup>3</sup>

**Champ 4**

## Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,452	0,204	0,006	1,8155

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)4

b Variable dépendante : Température (°C)4

## ANOVA

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	3,388	1	3,388	1,028	0,368
	Résidu	13,185	4	3,296		
Total		16,572	5			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)4

b Variable dépendante : Température (°C)4

## Coefficients

Modèle		Coefficients non standardisés	Erreur standard	Coefficients standardisés	t	Signification
		B		Bêta		
1	(constante)	3,600	4,342		0,829	0,454
	$\sigma^\circ$ (dB)4	0,354	0,349	0,452	1,014	0,368

a Variable dépendante : Température (°C)4

## Statistiques des résidus

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-3,193	1,254	0,000	1,624	6

a Variable dépendante : Température (°C)4

**Champ 5**

## Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,977	0,955	0,944	0,5515

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)5

b Variable dépendante : Température (°C)5

## ANOVA

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	25,788	1	25,788	84,797	0,001
	Résidu	1,216	4	0,304		
Total		27,005	5			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)5

b Variable dépendante : Température (°C)5

## Coefficients

Modèle		Coefficients non standardisés	Erreur standard	Coefficients standardisés	t	Signification
		B		Bêta		
1	(constante)	8,546	0,922		9,270	0,001
	$\sigma^\circ$ (dB)5	0,645	0,070	0,977	9,209	0,001

a Variable dépendante : Température (°C)5

Statistiques des résidus

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-0,443	0,952	0,000	0,493	6

a Variable dépendante : Température (°C)5

**Champ 6**

Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,864	0,747	0,683	1,4523

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)6

b Variable dépendante : Température (°C)6

ANOVA

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	24,864	1	24,864	11,789	0,026
	Résidu	8,437	4	2,109		
	Total	33,301	5			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)6

b Variable dépendante : Température (°C)6

Coefficients

Modèle		Coefficients non standardisés	Erreur standard	Coefficients standardisés	t	Signification
		B		Bêta		
1	(constante)	8,134	2,418		3,363	0,028
	$\sigma^\circ$ (dB)6	0,746	0,217	0,864	3,433	0,026

a Variable dépendante : Température (°C)6

Statistiques des résidus

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-1,832	1,401	0,000	1,299	6

a Variable dépendante : Température (°C)6

**Champ 7**

Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,777	0,604	0,505	1,8562

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)7

b Variable dépendante : Température (°C)7

ANOVA

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	21,005	1	21,005	6,096	0,069
	Résidu	13,782	4	3,446		
	Total	34,788	5			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)7

b Variable dépendante : Température (°C)7

## Coefficients

Modèle	Coefficients non standardisés		Coefficients standardisés		t	Signification
	B	Erreur standard	Bêta			
1 (constante)	17,036	6,518			2,614	0,059
$\sigma^\circ$ (dB)7	1,172	0,475	0,777		2,469	0,069

a Variable dépendante : Température (°C)7

## Statistiques des résidus

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-2,410	2,311	0,000	1,660	6

a Variable dépendante : Température (°C)7

## Champ 9

## Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,847	0,717	0,661	1,7231

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)9

b Variable dépendante : Température (°C)9

## ANOVA

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	37,642	1	37,642	12,678	0,016
	Résidu	14,846	5	2,969		
Total		52,488	6			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)9

b Variable dépendante : Température (°C)9

## Coefficients

Modèle	Coefficients non standardisés		Coefficients standardisés		t	Signification
	B	Erreur standard	Bêta			
1 (constante)	21,646	5,972			3,625	0,015
$\sigma^\circ$ (dB)9	1,642	0,461	0,847		3,561	0,016

a Variable dépendante : Température (°C)9

## Statistiques des résidus

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-1,847	1,876	0,000	1,573	7

a Variable dépendante : Température (°C)9

## Champ 10

## Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,652	0,425	0,281	2,0832

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)10

b Variable dépendante : Température (°C)10

**ANOVA**

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	12,828	1	12,828	2,956	0,161
	Résidu	17,359	4	4,340		
Total		30,187	5			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)10

b Variable dépendante : Température (°C)10

**Coefficients**

Modèle		Coefficients non standardisés		Coefficients standardisés		t	Signification
		B	Erreur standard	Bêta			
1	(constante)	8,728	4,790		1,822		0,143
	$\sigma^{\circ}$ (dB)10	0,838	0,488	0,652	1,719		0,161

a Variable dépendante : Température (°C)10

**Statistiques des résidus**

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-2,917	2,670	0,000	1,863	6

a Variable dépendante : Température (°C)10

**Champ 11**

**Récapitulatif du modèle**

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,971	0,943	0,929	0,7606

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)11

b Variable dépendante : Température (°C)11

**ANOVA**

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	38,557	1	38,557	66,655	0,001
	Résidu	2,314	4	0,578		
Total		40,871	5			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)11

b Variable dépendante : Température (°C)11

**Coefficients**

Modèle		Coefficients non standardisés		Coefficients standardisés		t	Signification
		B	Erreur standard	Bêta			
1	(constante)	9,766	1,057		9,242		0,001
	$\sigma^{\circ}$ (dB)11	0,984	0,121	0,971	8,164		0,001

a Variable dépendante : Température (°C)11

**Statistiques des résidus**

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-0,801	0,961	0,000	0,680	6

a Variable dépendante : Température (°C)11

**Champ 12**

## Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,955	0,911	0,882	1,1223

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)<sup>12</sup>b Variable dépendante : Température (°C)<sup>12</sup>

## ANOVA

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	38,826	1	38,826	30,824	0,012
	Résidu	3,779	3	1,260		
Total		42,604	4			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)<sup>12</sup>b Variable dépendante : Température (°C)<sup>12</sup>

## Coefficients

Modèle		Coefficients non standardisés		Coefficients standardisés		t	Signification
		B	Erreur standard	Bêta			
1	(constante)	9,158	1,809			5,064	0,015
	$\sigma^\circ$ (dB) <sup>12</sup>	0,969	0,175	0,955	5,552		0,012

a Variable dépendante : Température (°C)<sup>12</sup>

## Statistiques des résidus

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-1,365	1,093	0,000	0,972	5

a Variable dépendante : Température (°C)<sup>12</sup>**Champ 14**

## Récapitulatif du modèle

Modèle	R	R-deux	R-deux ajusté	Erreur standard de l'estimation
1	0,889	0,790	0,581	4,0827

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)<sup>14</sup>b Variable dépendante : Température (°C)<sup>14</sup>

## ANOVA

Modèle		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Signification
1	Régression	62,882	1	62,882	3,772	0,303
	Résidu	16,669	1	16,669		
Total		79,551	2			

a Valeurs prédites : (constantes), Coefficient de rétrodiffusion (dB)<sup>14</sup>b Variable dépendante : Température (°C)<sup>14</sup>

## Coefficients

Modèle		Coefficients non standardisés		Coefficients standardisés		t	Signification
		B	Erreur standard	Bêta			
1	(constante)	32,472	17,219			1,886	0,310
	$\sigma^\circ$ (dB) <sup>14</sup>	2,682	1,381	0,889	1,942		0,303

a Variable dépendante : Température (°C)<sup>14</sup>

Statistiques des résidus

	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	N
Résidu	-2,868	2,906	0,000	2,887	3

a Variable dépendante : Température (°C)14

**REPROGRAPHIE DE LA REMISE FINALE  
DU MÉMOIRE OU DE LA THÈSE**

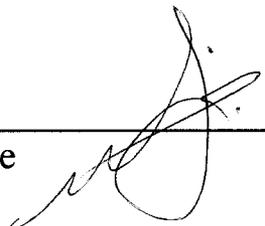
Lors de la remise finale de mon mémoire ou de ma thèse, les photocopies ont été effectuées par :

l'étudiant(e) :



*Les photocopies effectuées par l'étudiant(e)  
seront sous sa responsabilité.*

Jalal Khaldoune  
Nom

  
Signature

Nom du directeur de recherche:

Nom du co-directeur de recherche:

Boursier ou non-boursier: