

**Département de géomatique appliquée
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke**

**« Inversion des observations spatiales micro-ondes pour la détermination de la
température du sol en présence de neige »**

Jacqueline Kohn

**Thèse présentée pour l'obtention du grade de
Philosophiae Doctor (Ph.D.)
en Télédétection**

Décembre 2009

© Jacqueline Kohn, 2009

I-2395



Library and Archives
Canada

Published Heritage
Branch

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Bibliothèque et
Archives Canada

Direction du
Patrimoine de l'édition

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file *Votre référence*
ISBN: 978-0-494-64215-3
Our file *Notre référence*
ISBN: 978-0-494-64215-3

NOTICE:

The author has granted a non-exclusive license allowing Library and Archives Canada to reproduce, publish, archive, preserve, conserve, communicate to the public by telecommunication or on the Internet, loan, distribute and sell theses worldwide, for commercial or non-commercial purposes, in microform, paper, electronic and/or any other formats.

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

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms may have been removed from this thesis.

While these forms may be included in the document page count, their removal does not represent any loss of content from the thesis.

AVIS:

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque et Archives Canada de reproduire, publier, archiver, sauvegarder, conserver, transmettre au public par télécommunication ou par l'Internet, prêter, distribuer et vendre des thèses partout dans le monde, à des fins commerciales ou autres, sur support microforme, papier, électronique et/ou autres formats.

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

Conformément à la loi canadienne sur la protection de la vie privée, quelques formulaires secondaires ont été enlevés de cette thèse.

Bien que ces formulaires aient inclus dans la pagination, il n'y aura aucun contenu manquant.


Canada

Composition du jury

Cette thèse a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes :

M. Alain Royer (PhD), directeur de recherche, Département de géomatique appliquée,
Université de Sherbrooke

Mme. Ramata Magagi (PhD), examinatrice interne, Département de géomatique
appliquée, Université de Sherbrooke

M. Kalifa Goïta (PhD), examinateur interne, Département de géomatique appliquée,
Université de Sherbrooke

M. Martin Sharp (PhD), examinateur externe, Department of Earth and Atmospheric
Sciences, University of Alberta

Résumé

La température de sol est un paramètre essentiel dans le bilan d'énergie de la Terre. De nombreuses méthodes ont été développées pour déterminer la température de surface durant l'été, mais sa détermination en présence de neige est un problème difficile à résoudre, car nécessitant de différencier plusieurs températures (surface de la neige, gradient de température dans le manteau neigeux et température sous le couvert de neige). Notre projet a été motivé par la nécessité d'améliorer l'estimation de la température du sol, dans les premiers centimètres, sous la neige. La télédétection passive par hyperfréquences pourrait apporter cette information.

Nous avons démontré le potentiel de l'inversion de la température de brillance satellitaire à 10 GHz (AMSR-E, version V5) pour l'estimation de la température du sol en utilisant un modèle physique de neige (SNTHERM) couplé avec un modèle d'émission micro-onde d'une couche de neige (HUT). Le modèle couplé est piloté par des mesures faites aux stations météorologiques (température de l'air, précipitation, humidité relative de l'air, vitesse du vent) et des données générées avec le modèle climatique NARR. Le modèle couplé est validé avec des mesures indépendantes faites au sol et les valeurs de température du sol retrouvées sont comparées aux valeurs de température du sol dérivées du modèle de neige et du modèle NARR. L'erreur moyenne dans la détermination de la température du sol est de 3.29 K, plus faible que celle dérivée des modèles sans utilisation de la télédétection. Cette validation doit tenir compte du fait que nous comparons des températures d'une station ponctuelle à celle correspondant à une superficie de 25 x 25 km. Nous avons aussi montré la faisabilité à spatialiser l'approche proposée.

Cette procédure originale constitue un outil très prometteur pour caractériser l'état du sol sous la neige (gelé ou pas), ainsi que son évolution dans des endroits où il n'y a pas de mesures au sol.

Mots-clés :

Télédétection, Données micro-ondes AMSR-E, Données météorologiques, Validation, Température du sol, Modèle de neige.

Abstract

The soil temperature is an essential parameter for the energy balance of the earth. Many methods have been developed to determine summer surface temperature, but the determination in the presence of snow is an ill-conditioned problem since it requires the differentiation of several temperatures (surface of snow, temperature gradient within the snowpack and temperature at the snow/soil interface). Our project was motivated by the need to improve the estimation of soil temperature, within the first centimeters of soil, under the snowpack. The passive microwave remote sensing could provide this information.

We showed the potential of the passive microwave brightness temperature inversion at 10 GHz (derived from AMSR-E, version V5) for the estimation of the soil temperature by using a physical multilayer snow model (SNTHERM) coupled with a snow microwave emission model (HUT). The snow model is driven with measurements from meteorological stations (air temperature, precipitation, air relative humidity, wind speed) and data generated by the NARR meteorological reanalysis. The coupled model is validated with in-situ measurements and the retrieved soil temperatures are compared to those derived from the snow model and NARR.

The overall root mean square error in the soil temperature retrieval is 3.29 K, which is lower than the error derived from models without the use of remote sensing. This validation must consider the fact that we are comparing temperatures from a point station to that corresponding to an area of 25 x 25 km on the satellite scale. We also show the possibility of mapping the soil temperature. This original procedure constitutes a very promising tool to characterize the soil under snow (frozen or not), as well as its evolution in locations where measurements are unavailable

Keyword:

Remote sensing, Passive microwave AMSR-E, meteorological Data, Validation, soil Temperature, Snow Model.

Table des matières

Résumé.....	iii
Abstract.....	iv
<i>Table des matières</i>	v
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	xi
Liste des annexes	xii
Remerciements	xiii
1. INTRODUCTION	1
1.1. Contexte.....	1
1.2. Problématique.....	3
1.3. Température du sol.....	7
1.4. Objectifs.....	10
1.5. Hypothèses.....	10
1.6. Plan de lecture de la thèse.....	11
2. CADRE THÉORIQUE	13
2.1. Introduction.....	13
2.2. Modèle de neige.....	13
2.2.1. Modèle SNTHERM.....	14
2.3. Notions générales des micro-ondes.....	19
2.3.1. Modèle d'émission micro-onde: Modèle HUT.....	24
2.3.2. Analyse de sensibilité.....	28
3. METHODOLOGIE	33
3.1. Introduction.....	33
3.2. Couplage des modèles et validation.....	36
3.2.1. Couplage du modèle SNTHERM avec le modèle HUT.....	36
3.2.2. Processus d'inversion.....	36
3.2.3. Validation des séries de T _{sol} inversées et évaluation des résultats.....	39
3.2.4. Applications.....	40
3.2.4.1 Spatialisation de la méthode.....	41
3.2.4.2 Cumul des degrés-jour de gel/dégel.....	41

4. SITES D'ÉTUDE ET DONNÉES	43
4.1. Zones d'étude.....	43
4.2. Données	44
4.2.1. Température de brillance AMSR-E.....	44
4.2.2. Température de brillance sur site (au sol).....	46
4.2.3. Données des stations météorologiques	47
4.2.4. Données NARR.....	48
4.2.5. Données de couverture des terres.....	49
4.3. Analyses temporelles.....	50
5. RÉSULTATS, ANALYSE ET DISCUSSION	54
5.1 Modèle SNTHERM	54
5.1.1 La phase des précipitations.....	54
5.1.2 L'effet du profil de température du sol initial	55
5.1.3 L'effet de l'humidité du sol initiale	57
5.1.4 Analyse de profils de température	61
5.1.5 Comparaison des modèles SNTHERM, SNOWPACK et CROCUS	65
5.2. Couplage SNTHERM-HUT	68
5.2.1. Analyse de sensibilité aux précipitations	68
5.2.2 Test de la procédure d'inversion.....	72
5.3 Analyses des résultats des inversions de T_{sol}	74
5.4 Suivi temporel de T_{sol}	81
5.5. Analyse des omissions – commissions. Détection du gel.....	84
5.6. Application de la méthode avec les deux bandes AMSR : 10 et 19 GHz.....	87
5.6.1. Analyses des résultats avec 10 et 19 GHz.....	87
5.6.2. Application de la méthode avec mesures SBR à la station Sirene.....	89
5.6.3 Analyse du cas de neige épaisse	92
5.7. Exemples d'applications	94
5.7.1 Spatialisation.....	94
5.7.2. Cumul des degrés-jour de gel/dégel.....	100
6. CONCLUSIONS	103
Références	107

Liste des figures

Figure 1-1 Schéma des différentes températures de surface impliquées.....	5
Figure 1-2 Profil de température simulé pour la station Estevan le 26 novembre 2004 à 8 A.M. en absence de neige.....	7
Figure 1-3 Profil de température simulé pour la station Estevan le 2 mars 2005 à 8 A.M. en présence de neige.	8
Figure 1-4 Variation du gradient thermique dans le couvert nival en fonction de la hauteur de neige à Kuujuaq et le transect Hélico.	9
Figure 1-5 Variation de la différence entre la température du fond du manteau nival et celle de la surface (air-neige) en fonction de la hauteur de neige.	9
Figure 2-1 Les variables et processus qui interviennent dans le modèle SN THERM	15
Figure 2-2 Schéma de SN THERM.....	16
Figure 2-3 Spectre électromagnétique.....	20
Figure 2-4 Contributions des émissions du terrain au capteur incluses dans le modèle HUT : (1) émission atmosphérique réfléchie (2) émission atmosphérique (3) émission du sol (4) émission de la neige (5) émission de la neige réfléchie sur le sol (6) émission de la forêt réfléchie sur la neige (7) émission de la forêt.	27
Figure 2-5 Simulations HUT de la température de brillance selon la taille de grain (a) en utilisant des sorties de la station SIRENE (b) en utilisant des données synthétiques.	29
Figure 2-6 Simulations HUT de la température de brillance pour différentes valeurs de T_{sol} et de hauteurs de neige (h en m).	30
Figure 2-7 Simulations HUT de la température de brillance pour différentes valeurs d'humidité de sol	31
Figure 2-8 Différence entre la température de brillance avec une humidité du sol donnée et celle correspondante à une humidité égale à 0 pour un sol gelé.....	31
Figure 2-9 Différence relative entre la température de brillance avec une humidité du sol donnée et celle correspondante à une humidité égale à 0 pour un sol non gelé	32
Figure 3-1 L'organigramme méthodologique.....	35
Figure 3-2 Évolution de la fonction <i>Cout</i> pour le jour 345 de l'année 2004 à la station Kindersley.	38

Figure 4-1 Localisation géographique des stations et la région de spatialisation de la méthode.....	43
Figure 4-2 Mesures de température de brillance TbV à 19 GHz avec le capteur AMSR et avec le radiomètre SBR.....	47
Figure 4-3 Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic <i>et al.</i> , 2002) projetée sur la EASE-Grid.....	50
Figure 4-4 L'évolution temporelle de Tair, Tsol, TbV10, TbV19 et hauteur de neige mesurées à la station Estevan.....	52
Figure 4-5 L'évolution temporelle de Tair, Tsol, TbV10, TbV19 et hauteur de neige mesurées à la station Thompson (en haut : hiver 2003-04, en bas : hiver 2004-05)....	53
Figure 5-1 Hauteur de neige simulée avec deux seuils différents pour déterminer la phase des précipitations (seuil = 0°C, bleu pale ; seuil = 1°C, rose) et hauteurs de neige mesurées (points bleus) pour la station Sirene (session 2007-08).....	55
Figure 5-2 Simulations de la température à l'interface neige/sol ou air en partant de (a) un sol non gelé (profil #2 en couleur rouge) et (b) un sol partiellement gelé (profil #1 en couleur bleu). Hauteur de neige simulée (bleu pâle).....	56
Figure 5-3 Séries d'humidité du sol résultantes selon l'humidité initiale du sol considérée.....	58
Figure 5-4 Séries de hauteur de neige résultantes selon l'humidité initiale du sol considérée.....	59
Figure 5-5 Séries résultantes de température de neige effective selon l'humidité initiale du sol considérée.....	60
Figure 5-6 Séries résultantes de température du sol selon l'humidité du sol initiale considérée.....	60
Figure 5-7 Schéma montrant la localisation de Snowpits à la station Sirene.....	62
Figure 5-8 (a). Profil de neige du Snowpit #22 de la station Sirene (23 février 2005). (b) Profil vertical de la température. (c) Profil vertical de la densité (d) Profil vertical de la taille de grain.....	63
Figure 5-9 Comparaison de profils verticaux de la densité de neige modelée et mesurée...	64
Figure 5-10 Profils de température dans le sol mesuré et simulé à la station Kindersley....	65

Figure 5-11 Simulations de la hauteur de neige en utilisant les modèles SNTHERM, CROCUS et SNOWPACK, et comparaison avec la hauteur mesurée pour la station de Goose Bay.	66
Figure 5-12 Simulations de l'équivalent en eau (SWE) à partir de SNOWPACK, CROCUS et SNTHERM en utilisant a) données météorologiques de SIRENE et b) données météorologiques de NARR pour l'hiver 2004-2005.	67
Figure 5-13 Précipitations horaires (mm) mesurées (bleu) et bruitées (rose) à la station Swift.	69
Figure 5-14 Évolution de la hauteur de neige à partir des précipitations mesurées et celles bruitées et hauteur de neige mesurée.	69
Figure 5-15 (a) Évolution temporelle de T _{sol} de SNTHERM (T _{sol} 1 à partir des précipitations mesurées; T _{sol} 2 à partir des précipitations bruitées) et les mesures de T _{sol} . (b) Écarts.	71
Figure 5-16 (a) Évolution temporelle de T _{sol} inversé (T _{sol} 1 inversé à partir des précipitations mesurées; T _{sol} 2 inversé à partir des précipitations bruitées) et les mesures de T _{sol} . (b) Écarts.	72
Figure 5-17 Séries résultantes de température du sol avec une bonne humidité du sol initiale (6%) hypothétique (prise comme référence), avec une humidité fautive (20%) et la série de température corrigée avec le couplage HUT et l'inversion des températures de brillance (T _{sol} inversé).	74
Figure 5-18 Écart (delta) moyen entre le T _{sol} mesuré et le T _{sol} de SNTHERM et celui entre le T _{sol} mesuré et le T _{sol} inversé.	76
Figure 5-19 Statistiques correspondantes aux stations Estevan, Swift, Pasquia, Wynyard et Thompson.	77
Figure 5-20 L'évolution dans le temps de T _{bV} simulées et celles mesurées pour la station Thompson l'hiver 2003-04. On y voit aussi la hauteur de neige.	79
Figure 5-21 L'évolution dans le temps de T _{bV} simulées et celles mesurées pour la station Thompson l'hiver 2004-05. On y voit aussi la hauteur de neige.	80
Figure 5-22 La série temporelle de T _{sol} inversé et T _{sol} SNTHERM (ligne pointillée) à la station Estevan (en haut gauche), à la station Pasquia (en haut, droite) et à la station Thompson (en bas) et les mesures au sol.	82

Figure 5-23 La série temporelle de la température de l'air et de la teneur en eau de la neige à la station Estevan l'hiver 2004-05.	83
Figure 5-24 La série temporelle de la température de l'air et de la teneur en eau de la neige à la station Thompson l'hiver 2004-05.	84
Figure 5-25 La série temporelle de T _{sol} inversé et T _{sol} SN THERM (ligne pointillée) à la station Sirène (gauche : inversion en utilisant AMSR; droite : inversion en utilisant AMSR et SBR).	91
Figure 5-26 Variation de température dans le manteau nival dans le site L1SP2 simulée et mesurée.	93
Figure 5-27 Cartographie de T _{sol} (haut) pour le 3 décembre 2003 (gauche) et 2004 (droite). Cartographie de SWE (bas) pour le 8 décembre 2003 (gauche) et 2004 (droite).	96
Figure 5-28 Cartographie de T _{sol} (haut) pour le 21 janvier de 2003 (gauche) et 2004 (droite). Cartographie de SWE (bas) pour le 22 janvier 2003 (gauche) et 2004 (droite).	97
Figure 5-29 Cartographie de T _{sol} (haut) pour le 7 mars de 2003 (gauche) et 2004 (droite). Cartographie de SWE (bas) pour le 8 mars 2003 (gauche) et 2004 (droite). .	98
Figure 5-30 Cartographie de T _{sol} (haut) pour le 9 avril de 2003 (gauche) et 2004 (droite). Cartographie de SWE (bas) pour le 8 avril 2003 (gauche) et 2004 (droite). ...	99
Figure 5-31 Évolution des degrés-jour à partir des températures du sol inversées, mesurées et la température de l'air pour la station Swift.	101
Figure 5-32 Rapport F entre les degrés-jour de sol et d'air pour le gel et le dégel, à chaque station analysée.	102

Liste des tableaux

Tableau 3-1 Tableau pour le calcul de la Probabilité de détection du gel et les erreurs.	40
Tableau 4-1 Localisation des stations utilisées, la période considérée et la fraction de forêt et d'eau dans le pixel Ease-Grid centré sur la station.....	44
Tableau 4-2. Tableau comparatif entre les capteurs SSMR, SSMI et AMSR.	45
Tableau 5-1. Valeurs de RMSE de T _{sol} obtenues pour la station Swift.	71
Tableau 5-2 Valeurs de RMSE obtenues pour les stations et les périodes étudiées et le pourcentage de points en dessous et au-dessus de 273.15 K (0°C) qui ont été bien classés par rapport aux mesures (Exactitude en %).	75
Tableau 5-3 Coefficient de corrélation entre les séries de T _{sol} mesuré et celles inversées et l'écart maximum observé durant la période considérée.....	79
Tableau 5-4 L'erreur moyenne RMSE de T _{bV} à 10 GHz, la corrélation avec les mesures et l'écart maximum obtenu (en valeur absolue).	80
Tableau 5-5 Tableau pour le calcul de la probabilité de détection du gel et les erreurs.....	85
Tableau 5-6 Résumé de l'analyse de détection du gel.....	86
Tableau 5-7 Tableau comparatif des valeurs de RMSE (K) et exactitude (%) obtenues avec la bande 10 GHz et la combinaison des bandes 10 et 19 GHz pour les stations et les périodes étudiées.....	88
Tableau 5-8 Résumé de l'analyse de détection du gel pour l'inversion avec 2 bandes (10 et 19 GHz). Ces résultats sont à comparer au Tableau 5.6.	89
Tableau 5-9 Valeurs de RMSE obtenues pour les stations et les périodes étudiées et le pourcentage de points en dessous et au-dessus de 273.15 K (0°C) qui ont été bien diagnostiqués par rapport aux mesures (Exactitude en %).	90
Tableau 5-10 Tableau pour le calcul de la Probabilité de détection du gel et les erreurs. ...	91
Tableau 5-11 Résumé de l'analyse de détection du gel pour Sirene 2007-08.	91
Tableau 5-12 Valeurs de T _{sol} retrouvées dans le site L1SP2.....	93
Tableau 5-13 Valeurs des degrés-jour (accumulées) atteints à la fin de la période considérée à chaque station.....	100

Liste des annexes

Annexe 1. Séries temporelles.....	119
Annexe 2. Suivi temporel de T _{sol}	123
Annexe 3. Station Thompson.....	125

Remerciements

Je tiens à remercier Alain Royer d'avoir accepté d'être mon directeur de recherche, pour son implication dans cette thèse, son soutien financier et moral. Aussi je le remercie de m'avoir accueillie au Centre d'applications et recherches en télédétection (CARTEL). Également, je remercie les professeurs et le personnel du département de Géomatique Appliquée de l'Université de Sherbrooke.

Je remercie encore les membres du jury pour l'intérêt accordé à cette thèse et pour avoir accepté de l'évaluer.

Je tiens à remercier CRSNG pour le support financier apporté tout au long de la réalisation de cette recherche. Ma gratitude va également à Sandy d'Environment Canada qui nous a fourni la base de données météorologiques. Je tiens à remercier Susan Frankestein de l'US Army Corps of Engineers pour son assistance avec le modèle SNTHERM. Je suis également reconnaissante à Patrice Constanza du groupe DAI de l'Université de McGill pour son assistance avec les données NARR.

Mes remerciements vont également à tous mes collègues chercheurs et particulièrement à celles qui m'ont soutenue de près ou de loin avec leurs amitiés : Sélima et Rosana. Je cite spécialement Alex et Ludo pour leurs aides précieuses dans l'implémentation et comparaison des modèles de neige et toutes les discussions respectives.

Reste à la fin à remercier ceux qui ne sont pas reliés à ce projet, mais qui tiennent un lien spécial. Je pense à Paula, sa famille chérie et Andrea. Merci pour votre appui et votre amitié.

Je dédie ce travail à mes filles pour leur patience et du temps que je n'ai pas pu leur allouer. Je vous promets des jours meilleurs. Ce travail est le résultat de tous nos efforts. Merci, mes filles !

1. INTRODUCTION

Dans ce chapitre nous décrivons le contexte général de notre projet de recherche afin d'énoncer la problématique, de décrire les objectifs et de formuler nos hypothèses. Enfin, nous présentons un plan de lecture de la thèse.

1.1. Contexte

Dans le bilan d'énergie de la Terre, la température du sol joue un rôle important. C'est une variable essentielle pour la compréhension des systèmes biologiques, hydrologiques, climatologiques et biogéochimiques et pour modéliser et prédire des changements climatiques et environnementaux. La température du sol est un paramètre clé pour la caractérisation du changement climatique et elle est liée aux plusieurs variables comme la température de l'air, la précipitation, la couverture de neige et la végétation, aussi bien que l'épaisseur de couche active (Oelke *et al.*, 2004; Zhang, 2005).

La température du sol est un paramètre hydrologique très important qui affecte l'échange de la chaleur sensible et latente entre l'atmosphère et la surface (Lin, 1980). Une erreur dans l'estimation de la température du sol à la surface peut générer une grande erreur dans la détermination du bilan radiatif de surface (Luo *et al.*, 2003). Une mauvaise considération de la variabilité de la température effective du sol peut signifier une source d'erreur possible dans l'estimation de l'humidité du sol à partir des températures de brillance (Choudhury *et al.*, 1982).

La température du sol est reliée au pergélisol et à la dynamique de la couche active de surface. Sur la base de la température, le pergélisol est défini comme un sous-sol dont la température est inférieure à 0°C au moins pendant deux ans. La couche active désigne la zone qui dégèle en été (Anisimov *et al.*, 1997).

Les changements récents observés et modélisés dans l'épaisseur de couche active au Canada peuvent être significatifs (IPCC, 2007; ACIA, 2004). Une couche active plus épaisse peut influencer sur l'hydrologie de sol des zones arctiques (Sushama *et al.*, 2007). Cela pourrait aussi provoquer la libération de quantités significatives de gaz de serre dans l'atmosphère (Oechel *et al.*, 1993) par la décomposition de la matière organique du sol qui a été jusqu'à récemment gelée dans la terre. Une couche active plus épaisse pourrait aussi avoir un impact sur l'écologie arctique au moyen des changements de la topographie et du drainage (ACIA, 2004). Le gel/dégel du sol peut affecter la dynamique de la matière organique et les pertes de carbone et de nitrogène du sol (Matzner et Borken, 2008).

La communauté hydrologique reconnaît l'importance d'identifier des cycles de gel/dégel à cause de leur relation avec le flux de CO₂ (Hardy, 2001; Way *et al.*, 1997) et les inondations (Zhang, 2005) : si le sol est gelé sous la neige pendant le printemps, la fonte de neige va contribuer à l'écoulement superficiel avec un risque élevé d'inondations, tandis que si le sol est partiellement gelé ou dégelé, l'eau provenant de la fonte de neige pénètre dans le sol en réduisant l'écoulement et en conséquence le risque d'inondation. Les périodes libres de gel pendant l'été déterminent la longueur de la saison de croissance et les périodes de prise de carbone; le sol gelé au printemps limite la période de la respiration du sol et de la décomposition et en conséquence la libération du carbone (Way *et al.*, 1997).

La distribution spatiale de la couverture de neige est mieux caractérisée si la variation de la température du sol est considérée (Bonne *et al.*, 2006), donc cette température est un élément non négligeable pour modéliser la dynamique de la neige (Levine, 1997; Derksen *et al.*, 2009). La température du sol affecte l'accumulation initiale de la neige (Luo *et al.*, 2003). Le régime thermique du sol sous l'effet de la couverture de la neige a été étudié par Zhang (2005). Ses analyses de sensibilité ont démontré que les couvertures de neige qui arrivent tôt à l'automne et la fonte de neige tôt au printemps influencent le régime thermique du sol, tandis qu'une fonte de neige tardive n'a pas beaucoup d'impact. Des arrivées précoces de neige à l'automne seraient une des meilleures conditions favorables pour avoir un effet isolant de la neige, tandis que des chutes de neige vers la fin de l'hiver ou au début du printemps peuvent avoir un effet refroidissant sur le régime thermique du sol. Les changements de l'épaisseur de

neige ont aussi un impact sur les températures de sol quand cette épaisseur est moins de 50 centimètres.

La détermination de la température du sol est donc nécessaire pour l'optimisation des prévisions de présence du gel au sol. D'ailleurs, la connaissance de la température du sol est importante parce que, à travers ces changements, on peut inférer sur le réchauffement climatique (Majorowicz et Skinner, 1997). Entre les changements possibles, nous pouvons trouver ceux causés par le manque de neige qui peuvent produire une diminution de la température du sol soit une augmentation du gel au sol (Zhang, 2005). Beltrami and Kellman (2003) ont trouvé que la température du sol a augmenté d'environ 0.7 K sur une période de 500 ans (1500-2000) au Canada en analysant des séries mesurées et Zhang *et al.* (2005) ont trouvé une augmentation de T_{sol} de 0.6°C pour le XXe siècle.

Cependant, les mesures traditionnelles collectées par le réseau des stations météorologiques sont insuffisantes pour quantifier l'ampleur réelle du réchauffement climatique au Canada étant donné leur distribution spatiale et leur couverture limitée. Dans ce contexte, la télédétection présenterait une alternative et une approche très bien adaptée pour mesurer globalement la température de surface, y compris la température du sol, et pour le suivi de sa dynamique à l'échelle des modèles climatiques. La télédétection peut offrir une grande couverture spatiale, des observations fréquentes et encore dans des zones d'accès difficile. En particulier, la télédétection passive par hyperfréquences offre des avantages par rapport aux techniques dans le visible et l'infrarouge ; les microondes ne sont pas affectées par les nuages, dont la couverture est appréciable aux hautes latitudes (Tedesco, 2006) et elles ne nécessitent pas d'illumination solaire. Le développement d'une analyse consistante et compatible à ces séries des données est crucial pour des recherches climatologiques.

1.2. Problématique

Généralement, la température de *surface* en présence de neige est un paramètre difficile à estimer compte tenu de l'implication de plusieurs températures (figure 1.1): température physique de la couche à l'interface air-neige (*T_{air-neige}*), le profil de température dans le

couvert de neige et la température de la couche de fond à l'interface neige-sol (*T*_{neige-sol} ou, dans ce rapport, température du sol : *T*_{sol}), ainsi que l'implication de l'effet de diffusion et d'absorption du rayonnement par le couvert de neige.

Ces différentes températures, localisées dans la figure 1.1, sont définies comme suit :

- **Température météorologique de l'air**: température sous abri à 2 m de hauteur dans un milieu ouvert. Quand il y a de la végétation, la température de l'air dans la canopée équivaut à celle de la végétation.
- **Température physique de chaque couche de neige**: température thermodynamique de chaque couche de neige, que l'on peut considérer homogène. On peut distinguer ici la température physique de la couche à l'interface air-neige, le profil de température dans le couvert de neige et la température de la couche de fond à l'interface neige-sol, qui est très proche de la température de la couche de surface du sol (interface neige-sol).
- **Température du sol**: on appelle la température du sol, la température de la couche supérieure du sol (première 5 cm), considérée homogène.
- **Température effective**: c'est une température physique représentative du manteau neigeux calculée à partir du profil des températures physiques de chaque couche considérée homogène dans le couvert (*T*_i), pondérée par les hauteurs de chacune de ces couches (*H*_i) :

$$T_{\text{eff}} = \frac{\sum_i (H_i T_i)}{\sum_i H_i}$$
- **Température radiométrique de surface dans une fréquence micro-onde donnée, *T*_b**: c'est la température de la couche qui contribue le plus significativement au rayonnement micro-onde sortant du couvert (après absorption, diffusion et interactions dans le couvert). Cette couche effective dépend de la fréquence, du fait du pouvoir de pénétration du rayonnement selon la fréquence : plus la fréquence est élevée, plus la couche effective sera située près de la surface et sera mince.

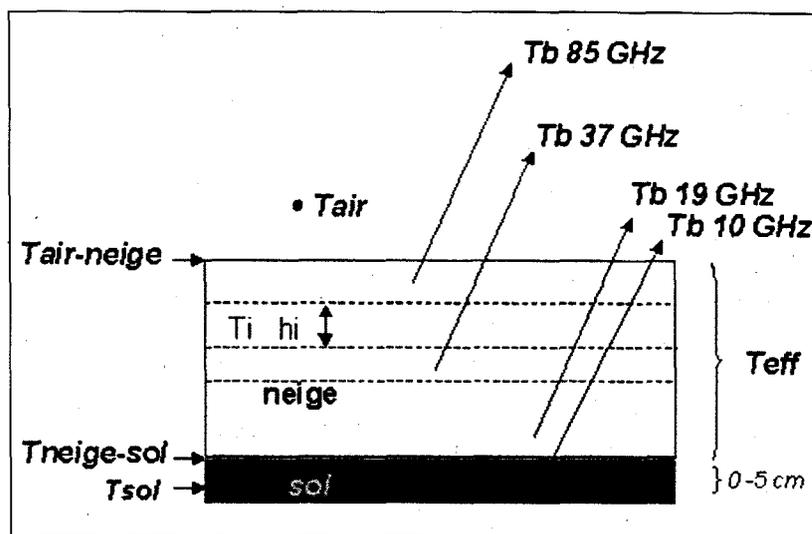


Figure 1-1 Schéma des différentes températures de surface impliquées.

La figure 1.1 localise aussi la portion du couvert nival qui contribue le plus significativement au rayonnement micro-ondes à 10, 19, 37 et 85 GHz. Les fréquences plus basses répondent aux couches de sol plus profondes et sont moins atténuées par la végétation et conviennent ainsi mieux pour des études du sol (Draper *et al.*, 2009). La végétation a un effet d'atténuation sur le signal microonde (Njoku et Chan, 2006). L'effet de la végétation sur les T_b est plus important à 37 GHz et à 10 GHz les mesures T_b ne sont pas presque affectées par le manteau nival (Derksen, 2008; Njoku *et al.*, 2003).

Diverses méthodes ont été développées pour déterminer la température de surface de façon satisfaisante en absence de neige (Lin 1980, Prigent *et al.*, 1997, Pulliainen *et al.* 1997, Njoku et Li, 1999, Prigent et Rossow, 1999, Aires *et al.*, 2001, Owe *et al.*, 2001, Fily *et al.*, 2003, Holmes *et al.*, 2009). L'extraction de la température du sol par des observations micro-ondes est un problème complexe et mal posé (McFarland *et al.*, 1990, Basist *et al.* 1998, Prigent et Aires, 2003; Jones *et al.*, 2007) et la présence de la neige rend encore plus difficile la modélisation de la température du fond (Prigent et Rossow, 1999; Jones *et al.*, 2007). Jones *et al.* (2007) ont développé deux méthodes pour retrouver la température du sol à partir des mesures de T_b de AMSR (Advanced Microwave Sensor Radiometer). Ils ont appliqué une méthode multibande itérative basée sur la dynamique de la végétation et la couverture de

neige et une méthode empirique de régression multiple sur diverses fréquences. L'erreur de la méthode a été de 3.1-3.9 K l'été et plus élevée pendant l'hiver.

Notre projet est motivé par la nécessité d'améliorer l'estimation de la température du sol étant donné son importance mise en relief dans la littérature. Nous avons envisagé de déterminer la température du sol (interface neige-sol) en utilisant des données micro-ondes passives à l'aide d'un modèle physique de neige et d'un modèle d'émission.

Les modèles de neige ont été développés pour une grande gamme d'applications : pronostic hydrologique, risque d'avalanche, prédiction de la météo, modélisation du climat, reconstruction des registres historiques de neige et obtention des caractéristiques de neige par télédétection (Essery et Etchevers, 2004). Un projet d'intercomparaison de modèles de neige (SnowMIP) a évalué plusieurs modèles de neige (Etchevers *et al.*, 2002; Etchevers *et al.*, 2004) et le modèle SNTHERM a été signalé comme un des meilleurs (Brown *et al.*, 2006; Chung et England, 2006).

La performance du modèle de neige SNTHERM pour prédire les profils de température de surface a été mentionnée dans la littérature; cependant, en manque d'information sur le sol (humidité, granulométrie), il semble nécessaire d'explorer une correction aux valeurs de température du sol obtenues avec ce modèle.

Concernant les modèles d'émission, Tedesco *et al.* (2006) ont fait une comparaison de modèles électromagnétiques pour microondes passives qui retrouvent des paramètres géophysiques en présence de neige. Ils ont comparé les modèles HUT, MEMLS, DMRT et SFT et ils ont trouvé que les températures de brillance simulées à partir du modèle semi-empirique HUT montrent une meilleure exactitude par rapport aux autres.

L'approche de plus en plus envisagée pour intégrer la télédétection dans l'analyse du couvert de neige est le couplage entre modèles de neige et modèles d'émission. Hardy *et al.* (2001) ont fait le couplage de SNTHERM avec ERS (Synthetic Aperture Radar) afin d'étudier la dynamique du manteau nival et le gel/dégel du sol à une échelle régionale. Wiesmann *et al.*

(2000) ont couplé SNTHERM et Crocus avec MEMLS afin de prédire les hauteurs de neige; Glendinning et Morris (1999) ont couplé SNTHERM avec le modèle radiatif DISORT pour prédire l'albédo dans une région de l'Antarctique.

1.3. Température du sol

Dans notre projet, la température du sol, T_{sol} , est définie comme la température présente dans les premiers cinq centimètres du sol et égale à la température à l'interface neige-sol.

L'analyse d'un profil de température simulé avec un modèle de neige (SNTHERM) en absence et en présence de neige (figures 1.2 et 1.3 respectivement) nous permet de prendre la couche comprise entre 0-5 cm de profondeur comme une couche isothermique puisque la variation de la température est de 0.10 à 0.50 K. De plus, nous avons trouvé dans la littérature que, pour simplicité, cette couche peut généralement être prise isothermique (Jones *et al.*, 2007).

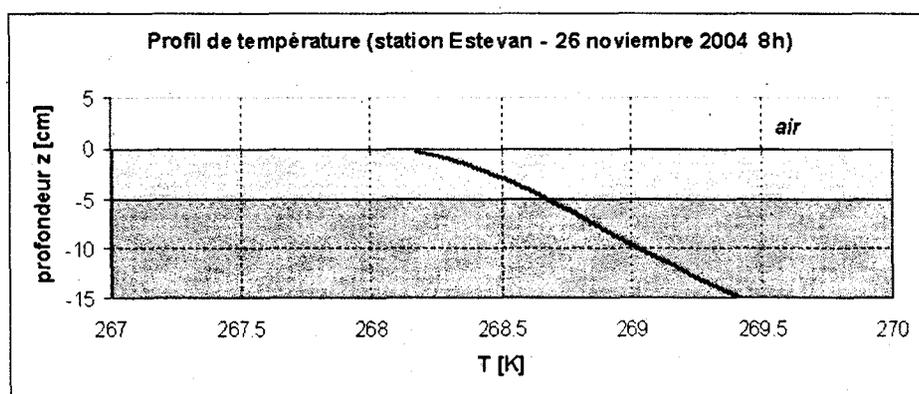


Figure 1-2 Profil de température simulé pour la station Estevan le 26 novembre 2004 à 8 A.M. en absence de neige.

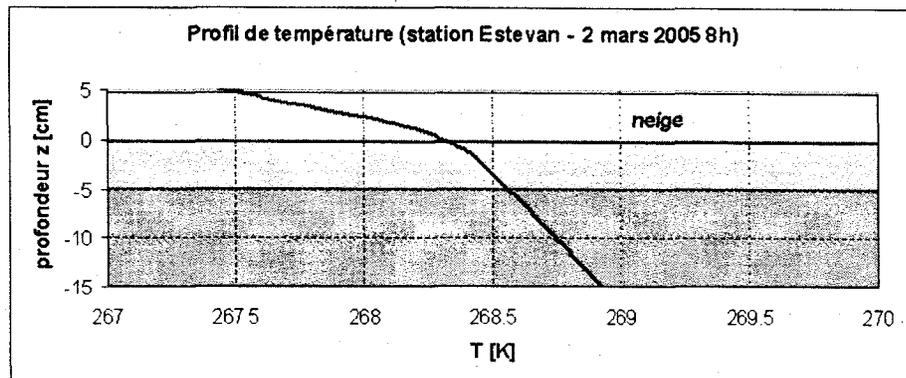


Figure 1-3 Profil de température simulé pour la station Estevan le 2 mars 2005 à 8 A.M. en présence de neige.

Le couvert nival a des propriétés isolantes qui causent de grandes différences entre la température de l'air et celle du sol en provoquant un gradient thermique quantifiable. L'effet du manteau nival sur le régime thermique du sol a été déjà signalé dans la littérature (Zhang, 2005; Zhang *et al.*, 2005).

Afin d'évaluer ce gradient, nous avons pris les profils mesurés par l'équipe de Sherbrooke lors de l'Année Polaire Internationale (2008) à Kuujuaq et le long d'un transect (Hélico) au nord de la province du Québec (A. Langlois, communication personnelle). L'analyse de ces profils illustre bien le problème de l'existence de, parfois, une grande différence entre la surface de la neige et la couche du fond.

Nous avons calculé les gradients dans la couche de neige à partir des mesures prises *in-situ* de la température de la couche du fond (T_{sol}), la température à l'interface air-neige $T_{\text{air_neige}}$ et la hauteur de neige h_{neige} . Nous avons considéré à chaque point de mesure : $\text{gradient} = (T_{\text{air_neige}} - T_{\text{sol}})/h_{\text{neige}}$. Le graphique de ce gradient versus la hauteur de neige donne une courbe qui permettrait d'ajuster une fonction logarithmique (figure 1.4). Le profil des points apparaît assez linéaire avec des valeurs de gradient prononcées (entre -0.8 et $0.3^{\circ}\text{C}/\text{cm}$) quand la hauteur de neige est en dessous de $60 - 70$ cm, puis s'infléchit autour de $-0.2^{\circ}\text{C}/\text{cm}$ pour des hauteurs de neige supérieures à 70 cm.

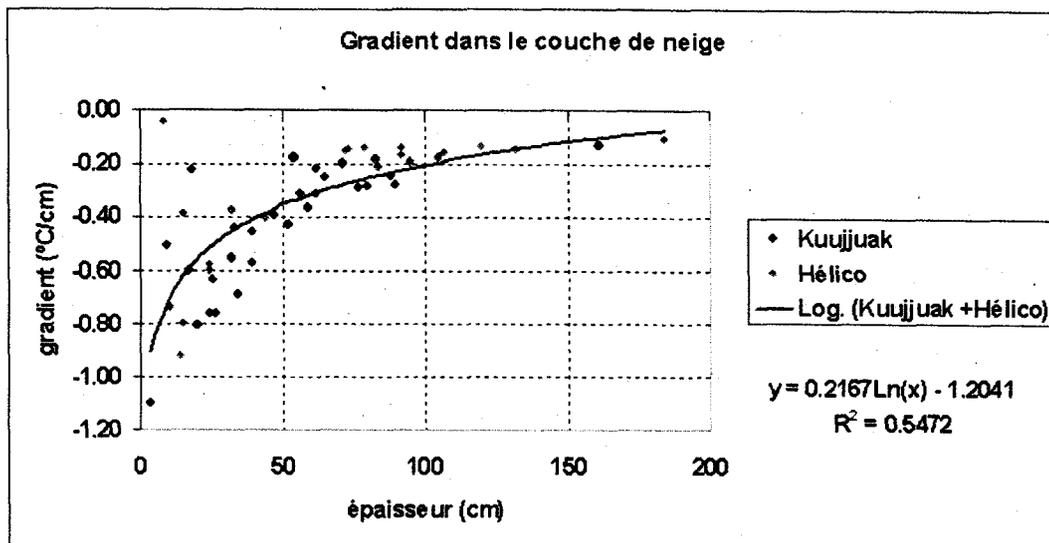


Figure 1-4 Variation du gradient thermique dans le couvert nival en fonction de la hauteur de neige à Kuujjuak et le transect Hélico.

En analysant la différence entre la température du fond et celle de la surface (interface air-neige), nous pouvons constater que cette différence est parfois de plus de 20°C (en présence de grandes épaisseurs de neige). La figure 1.5 montre cette différence en fonction la hauteur de neige, avec une relativement bonne corrélation ($R^2 = 0.74$).

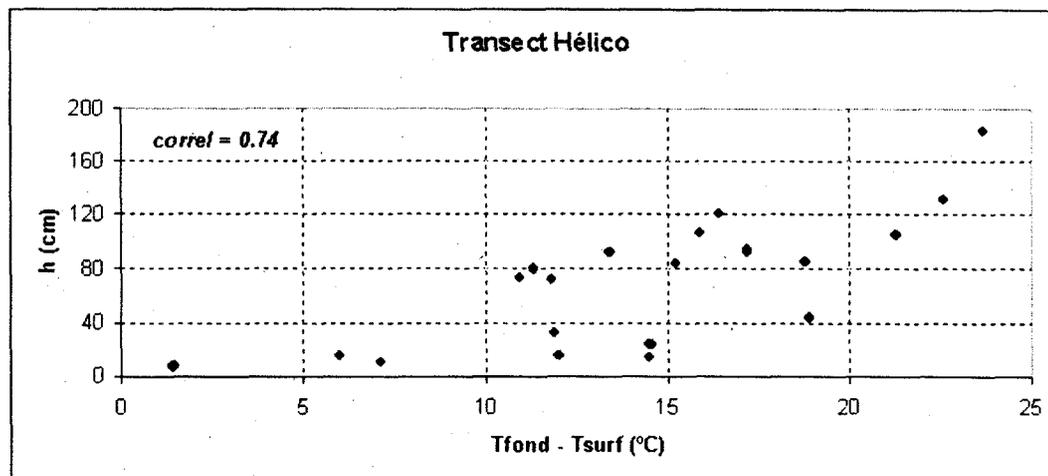


Figure 1-5 Variation de la différence entre la température du fond du manteau nival et celle de la surface (air-neige) en fonction de la hauteur de neige.

Ces différences entre températures de l'air, de la neige et du sol sous la neige montrent des situations très variables selon les conditions météorologiques avant la neige et selon les précipitations durant l'hiver. La détermination des conditions de gel sous la neige nécessite donc de déterminer l'évolution du manteau neigeux. C'est cette approche qui est proposée dans ce travail.

1.4. Objectifs

L'objectif général de notre projet est d'améliorer l'estimation de la température du sol, dans les premiers 5 centimètres, en utilisant le couplage du modèle de neige SNTHERM avec le modèle d'émission de la neige HUT et des images issues du capteur satellitaire en hyperfréquences passives AMSR-E dans le contexte de climat canadien. De cet objectif dérivent deux objectifs plus spécifiques.

Le premier objectif spécifique consiste à évaluer la performance du modèle de neige SNTHERM, sa mise au point et son couplage avec le modèle d'émission HUT. Par la suite, le deuxième objectif spécifique, le point central de notre recherche, est le développement d'une procédure d'inversion satellitaire pour corriger les valeurs de température du sol.

1.5. Hypothèses

Nous faisons l'hypothèse que le couplage du modèle de neige SNTHERM avec le modèle d'émission micro-onde passive (HUT) et une inversion subséquente des températures de brillance à 10 GHz acquises par le capteur micro-onde passive AMSR-E permettront d'améliorer la détermination de la température du sol, dans les premiers centimètres, dans un contexte de climat canadien.

1.6. Plan de lecture de la thèse

La thèse se décompose en 6 chapitres. Ce chapitre a présenté le contexte de notre problématique, les objectifs et les hypothèses. Nous rappelons le cadre théorique dans le deuxième chapitre afin d'introduire des références et les concepts nécessaires à la compréhension du travail réalisé. Le troisième chapitre expose la méthode proposée et les étapes méthodologiques suivies. Les sites d'étude et les données utilisées sont présentés dans le quatrième chapitre. Les résultats obtenus, leur analyse et la discussion font l'objet du cinquième chapitre. Une conclusion et des recommandations terminent notre document.

2. CADRE THÉORIQUE

2.1. Introduction

Pour mieux comprendre la méthodologie adoptée dans cette recherche, nous présentons dans ce chapitre une description des principes utilisés dans le modèle de neige SNTHERM. Par la suite, nous donnons quelques éléments théoriques utilisés en télédétection ainsi comme la description du modèle d'émission micro-onde HUT utilisé dans notre projet.

2.2. Modèle de neige

Dans le but d'intégrer les données de télédétection dans un modèle d'émission micro-onde pour améliorer la détection des températures du sol, il est nécessaire d'avoir au préalable l'information la plus réaliste possible de l'état de surface. Il s'avère nécessaire de connaître à priori les caractéristiques du couvert nival. Le développement des modèles de neige a permis de simuler et de prédire l'évolution de manteaux de neige (snowpack). Ces modèles utilisent des paramètres météorologiques comme entrées et ils simulent l'évolution des profils de température de neige, densité et dans quelques cas, la taille de grain et la texture.

Dans le chapitre précédent, nous avons fait référence au projet SnowMIP qui avait pour but de comparer plusieurs modèles de neige. Suite à cette publication et d'autres publications (Spreitzhofer *et al.*, 2004; Brown *et al.*, 2006), nous avons identifié trois modèles de neige, les plus sophistiqués, qui permettent de sortir les caractéristiques et l'évolution du manteau neigeux : CROCUS, SNTHERM et SNOWPACK. À la différence de CROCUS, les modèles SNTHERM et SNOWPACK permettent de modéliser le sol.

Le modèle français CROCUS, qui a été utilisé pour les avalanches depuis 1988, est un modèle basé sur des principes physiques du transfert de masse et d'énergie, en prédisant les profils de température dans la couverture neigeuse (Brun *et al.*, 1989). D'autres aspects du modèle, en incluant la viscosité, la conductivité thermique et les changements dans la grandeur de grain et leur type, sont contrôlés par des relations empiriques. Le modèle inclut des lois de

métamorphisme de neige permettant de simuler des changements de la grandeur et de la forme du grain de neige, lui donnant ainsi la capacité de prédire une stratigraphie multicouche de la couverture de neige (Brun *et al.*, 1992).

Le modèle numérique SNOWPACK a été développé par l'Institut Fédéral Suisse pour la Recherche d'Avalanche et de Neige (Swiss Federal Institute for Snow and Avalanche Research) et il simule l'évolution de la couverture neigeuse (Bartelt et Lehning, 2002; Lehning *et al.*, 2002a; Lehning *et al.*, 2002b). Avec un développement un peu différent de la paramétrisation du couvert et des processus en cause (transfert de chaleur, de masse, métamorphisme,...), il simule aussi tous les paramètres critiques de la neige pour chaque couche (hauteur, température, densité, taille des grains).

Le modèle américain SNTHERM, **SN**ow **THER**mal **M**odel, a été développé par le CRREL (Cold Regions Research and Engineering Laboratory) pour prédire essentiellement des profils de température dans la couverture neigeuse de plusieurs couches (Jordan, 1991). Dans la littérature, nous trouvons plusieurs applications de ce modèle, qui sont bien détaillées dans l'article de Rutter *et al.* (2008). Les applications incluent le calcul du flux de la chaleur dans la neige, dans le sol et dans la glace marine, l'estimation de la hauteur de neige, l'équivalent de la neige en eau (SWE), l'évaluation de l'évaporation et la dynamique des sols gelés.

Par la suite, nous décrivons le modèle SNTHERM parce que c'est le modèle que nous avons choisi pour notre projet. Une comparaison des 3 modèles est discutée dans la Section 5 des résultats.

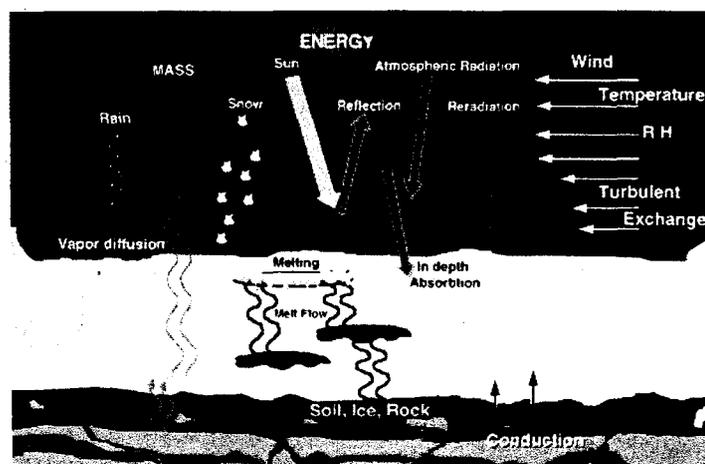
2.2.1. Modèle SNTHERM

Le modèle SNTHERM, écrit en langage de programmation Fortran tournant en plateforme UNIX et DOS, est un modèle unidimensionnel de bilan de masse et d'énergie pour prédire des profils de température dans le manteau nival et le sol (figure 2.1).

Le modèle SNTHERM est destiné aux manteaux de neige saisonnière et il s'applique aux différentes conditions trouvées à travers l'hiver à partir du gel à l'automne jusqu'à la fonte de neige au printemps. Il est adaptable à une large gamme de conditions météorologiques comme la pluie, les précipitations de neige, cycles de gel/dégel et des transitions entre sol nu et couvert de neige. Par contre, il n'accepte pas de précipitations mixtes.

Les équations sont sujettes aux conditions des limites météorologiques à l'interface de l'air. L'utilisateur doit fournir les observations météorologiques de la température de l'air, de la vitesse du vent, de l'humidité relative de l'air et le type et la quantité des précipitations, et, si possible, les valeurs mesurées de radiation solaire incidente, réfléchie et radiation incidente à grande longueur d'onde. Si les données de radiation ne sont pas disponibles, le programme les calcule. Le modèle s'initialise avec des profils de température et d'humidité.

La faiblesse de SNTHERM est le fait que le flux d'eau est limité à la neige, il ne considère pas de flux dans le sol, c'est-à-dire le transport de la vapeur d'eau et de l'eau en état liquide; le modèle draine artificiellement l'eau à l'interface neige-sol (Chung et England, 2006). En conséquence, ce n'est pas un modèle assez performant par rapport à un modèle hydrologique sur cet aspect. En absence de flux d'eau, le changement de la fraction de contenu d'eau est relié directement au changement de phase.



Tiré de http://snow.usace.army.mil/model_info/sntherm.html

Figure 2-1 Les variables et processus qui interviennent dans le modèle SNTHERM.

La chaleur et le flux dans les milieux poreux sont gouvernés par les équations de masse, momentum et énergie. Le sol et la neige sont des exemples de milieux poreux.

Dans le modèle SNTHERM, les couches de neige et de sol sont divisées en volumes de contrôle (éléments) au moyen d'une discrétisation spatiale (figure 2.2). Les volumes de contrôle coïncident avec la stratigraphie naturelle de la neige et ils sont compressés dans le temps au fur et à mesure que la neige se compacte. Chaque volume est gouverné par des équations de bilan de masse, momentum et énergie dans les systèmes neige-sol (Jordan, 1991). Dans le domaine du temps, le schéma de Crank-Nicolson est utilisé, ce qui implique que les quantités varient linéairement avec le temps pendant un intervalle de temps Δt . Les équations sont linéarisées et résolues avec l'algorithme de Thomas (l'algorithme de la matrice tridiagonale (TDMA)). Pour obtenir la convergence dans les équations de masse et énergie, SNTHERM sousdivise le pas de temps automatiquement entre quelques secondes et quelques minutes (Jordan *et al.*, 1999).

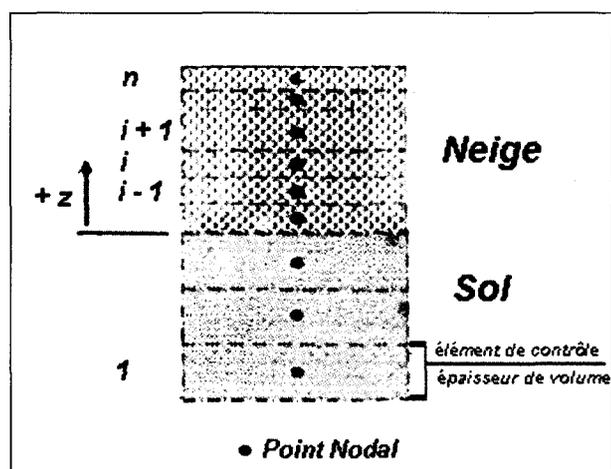


Figure 2-2 Schéma de SNTHERM.

Nous décrivons brièvement les équations utilisées dans le modèle. Une description plus détaillée se trouve dans le document technique de SNTHERM (Jordan, 1991).

L'équation de conservation de masse unidimensionnelle de SNTHERM pour le milieu de neige en fonction de ses trois constituants (composants) d'eau (g : glace, l : liquide et v : vapeur d'eau) est exprimée selon la forme

$$\frac{\delta}{\delta t} \int_V \rho_t dz = - \sum_k \sum_S \bar{U}_k \cdot \bar{n} \quad (2.1)$$

$$\frac{\delta}{\delta t} \int_V \gamma_k dz = - \sum_S \bar{U}_k \cdot \bar{n} + \sum_k \int M_{kk} (1 - \delta_{kk}) dz$$

avec

k indice relatif à la glace, l'eau liquide, la vapeur d'eau et l'air

U_k masse de flux correspondant au flux du composant k

t temps

ρ_t densité totale de la neige

z position verticale relative à l'interface neige-sol

γ_k densité du constituant k

M_{kk} masse de fonte, sublimation et évaporation

δ_{kk} delta de Kronecker

L'intégrale prend le volume de contrôle d'épaisseur Δz et la sommation Σ_s est faite sur les surfaces supérieures et inférieures, où \bar{n} est le vecteur unitaire normal à la surface. Si nous négligeons le composant de vapeur, donc $\rho_t = \gamma_l + \gamma_g$.

Pour modéliser l'eau à travers la neige, l'équation du flux J_l dans la neige s'exprime selon une formule gravitationnelle :

$$J_l = - \frac{K_l}{\mu_l} \rho_l^2 g = - \frac{K_{\max} S_l^3}{\mu_l} \rho_l^2 g \quad (2.2)$$

avec

g accélération gravitationnelle ($m.s^{-2}$)

ρ_l	densité de l'eau (kg.m^{-3})
μ_l	viscosité dynamique de l'eau (N.s.m^{-2})
K_l	perméabilité hydraulique (m^2)
K_{max}	perméabilité hydraulique saturée (m^2)
s_l	saturation effective

L'équation de conservation d'énergie établit que la vitesse de changement de l'énergie dans le volume ΔV est égale au flux d'énergie à travers la surface du volume ΔS . Dans le modèle SNTHERM, la balance d'énergie correspond plutôt à la balance de la chaleur (d'autres sources d'énergie sont négligées). La forme de l'équation d'énergie est :

$$\frac{\delta}{\delta t} \int_V \rho_l h_l dV = - \overbrace{\sum_k \int_S U_k h_k \cdot dS}^{\text{flux de mass}} + \overbrace{\int_S k_l \nabla T \cdot dS}^{\text{conduction}} + \overbrace{\int_S I_R \cdot dS}^{\text{flux radiative}} \quad \text{masse} \quad (2.3)$$

où le sous-indice l s'adresse au milieu total,

T	la température en kelvins,
k_l	la conductivité thermique ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
I_R	flux radiatif (Wm^{-2})
h_k	enthalpie de la composante k (J.kg^{-1})

L'enthalpie h_k correspond à la chaleur nécessaire pour monter ou diminuer la température d'un système isobarique de T à 273.15 K (T_0) et son expression est la suivante :

$$h_k = \int_{273.15}^T c_k(T) dT + L_k \quad (2.4)$$

avec

c_k	chaleur spécifique de la composante k à pression constante ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
L_k	chaleur latente (J.kg^{-1})

Le flux de la chaleur est résolu numériquement à travers le système pour chaque noeud, sujet au flux de la chaleur déterminé météorologiquement à travers l'interface et à une température constante dans la limite inférieure.

Les conditions de convergence de l'équation de bilan d'énergie sont testées à chaque pas de temps donné. Une fois la convergence réussie, les paramètres relatifs à ce pas de temps sont écrits dans le fichier de sortie. La boucle de temps est complète et le processus se répète pour le pas de temps suivant (c.-à-d. toutes les heures).

Les paramètres de sortie incluent le nombre de couches de neige (le nombre de couches du sol reste invariable) et pour chaque couche de neige et de sol, le programme donne l'épaisseur, la température, la taille de grain, l'humidité et la densité. Le modèle calcule aussi la teneur en eau de la neige (humidité de la neige). Comme nous avons accès au code, nous pouvons faire sortir d'autres variables désirées (calcul de SWE, par exemple).

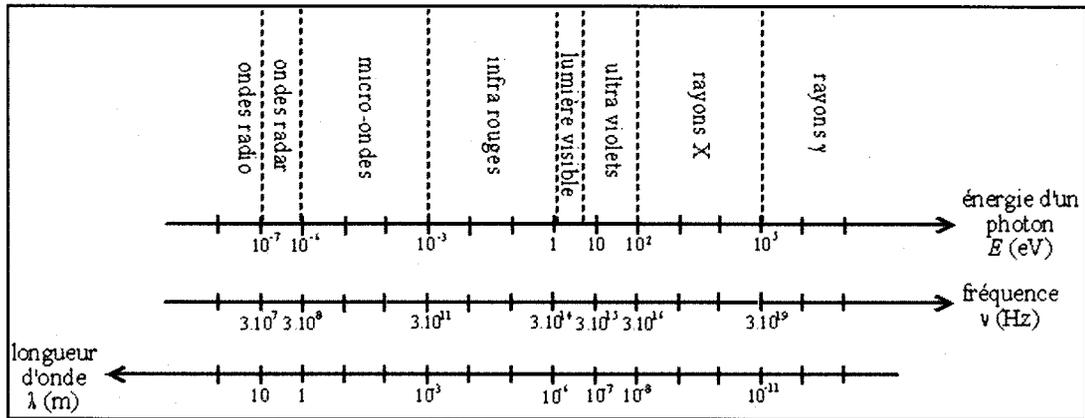
2.3. Notions générales des micro-ondes

La télédétection est la technique qui permet d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre à distance au moyen de l'enregistrement, traitement et analyse du rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi sous la forme d'une onde électromagnétique (Bonn et Rochon, 1992). L'interaction de la radiation électromagnétique avec la matière est fondamentale en télédétection.

Une onde électromagnétique est caractérisée par sa fréquence, qui peut varier sur une très large gamme de valeurs possibles. Cette gamme des valeurs est appelée le spectre électromagnétique (figure 2.3). Les hyperfréquences (ou micro-onde) se réfèrent aux fréquences entre 1 GHz et 100 GHz. Le spectre électromagnétique se caractérise aussi en terme d'énergie des photons E qui est liée à la fréquence f par la constante de Planck h .

Les dispositifs de télédétection couvrent une grande partie du spectre électromagnétique et dans les hyperfréquences, deux types de capteurs sont distingués : passif et actif. Le capteur

passif mesure l'énergie émise naturellement et le capteur actif produit sa propre énergie pour illuminer la cible.



Tiré de http://fr.wikipedia.org/wiki/Image: Spectre_ onde_ electromagnetique.png

Figure 2-3 Spectre électromagnétique.

Une onde électromagnétique est composée d'un champ électrique et d'un champ magnétique. Le champ électrique vibre dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation. Le champ magnétique est orienté de façon perpendiculaire au champ électrique. Les deux champs se déplacent à la vitesse de la lumière.

La polarisation du rayonnement représente l'orientation du champ électromagnétique par rapport au plan d'incidence, formé par la direction de propagation et la normale à la surface. Si ce champ est perpendiculaire au plan d'incidence, c'est une polarisation horizontale, tandis que si le champ est parallèle au plan d'incidence, la polarisation est dite verticale. Quand aucune direction dans ce plan n'est déterminée, l'onde n'est pas polarisée.

Par la suite, nous allons introduire le concept d'un corps noir. Un corps noir est un objet idéal qui absorberait toute l'énergie électromagnétique qu'il recevrait, sans réflexion ni transmission. L'émission du corps noir (M_i) présente une dépendance spectrale et elle a été calculée par la loi de Planck, en utilisant la mécanique quantique, pendant les premières années du vingtième siècle (Rees, 2001) :

$$M_{\lambda} = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)} \quad (2.5)$$

où

k est la constante de Stephan, $1.38 \times 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$

T est la température en Kelvin

λ la longueur d'onde en m

h la constante de Planck, $6.61 \times 10^{-34} \text{ J K}^{-1}$

c vitesse de la lumière (299792 km s^{-1})

L'émission du corps noir (M) peut s'écrire de façon compacte à travers l'équation (2.6), nommée la loi de Stephan-Boltzmann.

$$M = \sigma T^4 \quad (2.6)$$

où

σ est la constante de Stephan-Boltzmann, $5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2}\text{K}^{-4}$

T est la température en Kelvin

Dans le domaine micro-onde du spectre électromagnétique, soit hautes fréquences, la quantité $(hc/\lambda kT)$ de l'équation (2.5) devient très inférieure à 1, en conséquence l'émission spectrale peut être approchée par une relation linéaire en fonction de la température :

$$M_{\lambda} \approx \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (2.7)$$

M_{λ} devient proportionnelle à la température T du corps, simplification appelée approximation de Rayleigh-Jeans (Rees, 2001).

Le modèle de corps noir n'est pas un modèle applicable aux matériaux réels (corps gris), donc l'idée de l'émissivité ϵ est introduite afin de relier l'émission d'un corps à la température T à

la valeur correspondante au corps noir. L'émissivité dépend de la fréquence et sa valeur est comprise dans l'intervalle [0 1].

Dans le cas d'un corps réel, la loi de Stephan-Boltzmann s'écrit

$$M_{\text{corps réel}} = e(\lambda) M_{\lambda} \quad (2.8)$$

Dans le domaine des micro-ondes passifs, il est convenable de définir la température de brillance d'un corps qui est la température qu'aurait un corps noir pour émettre la même quantité d'énergie qu'un corps réel à la même longueur d'onde.

La température de brillance T_b peut s'exprimer en utilisant l'approximation de Rayleigh-Jeans dans le domaine des micro-ondes

$$T_b = eT \quad (2.9)$$

où

T_b la température de brillance d'un corps en Kelvin

e l'émissivité du corps gris

T la température d'un corps réel

À l'équilibre thermodynamique, l'émissivité peut se définir comme (loi de Kirchoff) :

$$e = 1 - r \quad (2.10)$$

avec r égale à la réflectivité. Pour le cas d'un sol homogène (noté par le sous-indice 2), les réflectivités en polarisation verticale et horizontale sont données par les expressions suivantes (nommées coefficients de réflexion de Fresnel) :

$$r_V = \frac{\cos \theta_1 - \sqrt{\epsilon_{r2} - \sin^2 \theta_1}}{\cos \theta_1 + \sqrt{\epsilon_{r2} - \sin^2 \theta_1}} \quad (2.11)$$

$$r_H = \frac{2 \cos \theta_1}{\cos \theta_1 + \sqrt{\epsilon_{r2} - \sin^2 \theta_1}} \quad (2.12)$$

$$\epsilon_r = \epsilon / \epsilon_0 \quad (2.13)$$

avec

ϵ_r constante diélectrique relatif

ϵ constante diélectrique du matériau

ϵ_0 constante diélectrique de l'espace libre

θ_1 angle que la radiation fait avec la normale à l'interface.

Pour un cas de milieu uniforme et homogène qui n'absorbe aucune énergie à partir des ondes électromagnétiques se propageant à travers lui, la constante diélectrique relative doit être un nombre réel. Cependant, si le milieu absorbe de l'énergie de l'onde, un nombre complexe est utilisé pour représenter cette constante :

$$\epsilon_r = \epsilon' - i\epsilon'' \quad (2.14)$$

ϵ' partie réelle de la constante diélectrique

ϵ'' partie imaginaire de la constante diélectrique

La partie réelle détermine les caractéristiques de propagation de l'énergie à travers le sol, tandis que la partie imaginaire détermine la perte d'énergie (Owe *et al.*, 2001). Deux modèles pour le calcul de la constante diélectrique sont généralement utilisés : le modèle de Dobson et le modèle Wang-Schmugge (Owe *et al.*, 2001).

Il est opportun de définir la profondeur de pénétration de l'onde δ_p qui représente la profondeur à laquelle l'énergie d'une onde se propageant dans un milieu est atténuée d'un facteur $1/e$ (4.3 dB). Dans le cas de la neige, le rapport ϵ''/ϵ' est très inférieur à 1, donc la profondeur de pénétration dans la neige est donnée par l'équation (Ulaby *et al.*, 1981) :

$$\delta_p \approx \frac{\lambda}{2\pi} \frac{\sqrt{\epsilon'}}{\epsilon''} \quad (2.15)$$

où λ est la longueur d'onde.

Les micro-ondes pénètrent plus facilement dans la neige lorsqu'elle est sèche.

La profondeur de pénétration dans le sol correspond de quelques dixièmes de la longueur d'onde (Owe *et al.*, 2001) et elle est plus petite dans les sols humides (Ulaby *et al.*, 1981). La présence d'eau diminue la profondeur de pénétration et génère une faible émissivité, mais si les plans d'eau gèlent, l'émissivité augmente.

2.3.1. Modèle d'émission micro-onde: Modèle HUT

Le modèle semi-empirique d'émission micro-onde HUT (appelé aussi TKK) a été développé par une équipe de la *Helsinki University of Technology* et il modélise la propagation du rayonnement micro-onde à travers la couche de neige, la végétation et l'atmosphère. Le modèle simule l'émissivité et la température de brillance observée par le capteur en présence d'un sol couvert de neige (Pulliainen *et al.*, 1998). Dans ce modèle, la couverture de la forêt et l'atmosphère sont traitées avec des approches empiriques (Pulliainen *et al.*, 1999) tandis que la réflectivité neige-sol est estimée en utilisant un modèle de réflectivité du sol de Wegmüller et Mätzler (1999). La comparaison des prédictions d'émission du modèle HUT avec des données indépendantes de la couche de neige et des observations par le capteur « Special Sensor Microwave Imager », SSM/I, montrent une bonne concordance (Pulliainen *et al.*, 1998).

Le modèle HUT repose sur deux hypothèses : le manteau nival est une couche homogène unique et que le rayonnement diffus est concentré dans la direction de propagation de l'onde (Pulliainen *et al.*, 1999).

Dans la littérature, nous pouvons trouver plusieurs applications du modèle HUT (Pulliainen *et al.*, 1999; Pulliainen et Hallikainen, 2001; Roy *et al.*, 2004; Tedesco *et al.*, 2004; Köhn, 2006; Pulliainen, 2006; Pardé *et al.*, 2007; Butt et Kelly, 2008; Kontu *et al.*, 2007; Kontu et Pulliainen, 2008).

La dérivation du modèle HUT a été faite à partir de l'équation de transmission radiative pour la propagation de la radiation et l'expression finale de la température de brillance observée par le capteur est décrite de la façon suivante (Pulliainen *et al.*, 1999):

$$T_b(\theta) = t(\theta) T_{b, surf}(\theta) + T_{atm \uparrow}(\theta) + t(\theta)(1 - e_{surf}(\theta)) \cdot [T_{atm \downarrow}(\theta) + t(\theta) \cdot 2.7] \quad (2.16)$$

avec

t transmission atmosphérique

$T_{b, surf}$ température de brillance de la surface.

$T_{atm \uparrow(\downarrow)}$ température de brillance, contribution atmosphérique ascendante (descendante)

e_{surf} émissivité de la surface

En négligeant les effets de diffusion de la forêt, l'expression de la température de brillance de la forêt en présence de neige (T_{bfor}) est

$$T_{bfor} = \left[1 - \frac{1}{L^2} (1 - e_{neige}) \right] T_s \quad (2.17)$$

avec

L facteur de perte de la canopée de la forêt

e_{neige} émissivité de la neige

T_s température physique de la surface

où

$$L = \exp[(k_e - qk_s) d \sec \theta] \quad (2.18)$$

avec

k_e coefficient de dispersion de neige

k_s coefficient d'absorption

q facteur empirique

d hauteur de neige

Dans l'équation (2.16), la température de brillance de la surface est la sommation des différentes contributions (neige, forêt et sol sous la neige, voir la figure 2.4) et elle peut être exprimée en fonction de la contribution des surfaces forestières et non forestières:

$$T_{b\,surf}(\theta) = f_{for} T_{b\,for}(\theta) + (1 - f_{for}) T_{b\,neige}(\theta) \quad (2.19)$$

avec

f_{for} fraction de la forêt

$T_{b\,for}$ température de brillance du couvert de la neige et la forêt

$T_{b\,neige}$ température de brillance de la neige sans forêt (milieu ouvert)

En pratique, les effets atmosphériques sont négligés à 10 GHz. L'effet des nuages commence à être important pour les fréquences supérieures à 30 GHz dus à la taille des gouttelettes d'eau en suspension dans le nuage qui se rapproche de la longueur d'onde à ces fréquences (Comtois-Boutet, 2007).

La radiation micro-onde dépend des propriétés de la neige et ces réponses sont fortement dépendantes de la fréquence (Cordisco *et al.*, 2006). La variation de la température de brillance en fonction de la couche de neige a été étudiée par Wankiewicz (1993). L'émission

micro-onde est très sensible à la taille de grain de neige (Pulliainen, 2006) et les difficultés pour décrire les processus de diffusion de la neige incitent les chercheurs à simplifier les modèles en modélisant les grains de neige comme sphères ou ellipsoïdes (Rosenfeld et Grody, 2000). Roy *et al.* (2004) proposent une modification dans le modèle HUT au coefficient d'extinction de la neige en fonction de la taille des grains pour mieux adapter le modèle au contexte canadien. Pardé *et al.* (2005) suggèrent une estimation de la transmittance micro-onde adaptée à la forêt canadienne. Leurs résultats montrent que la transmittance est corrélée avec la biomasse des troncs.

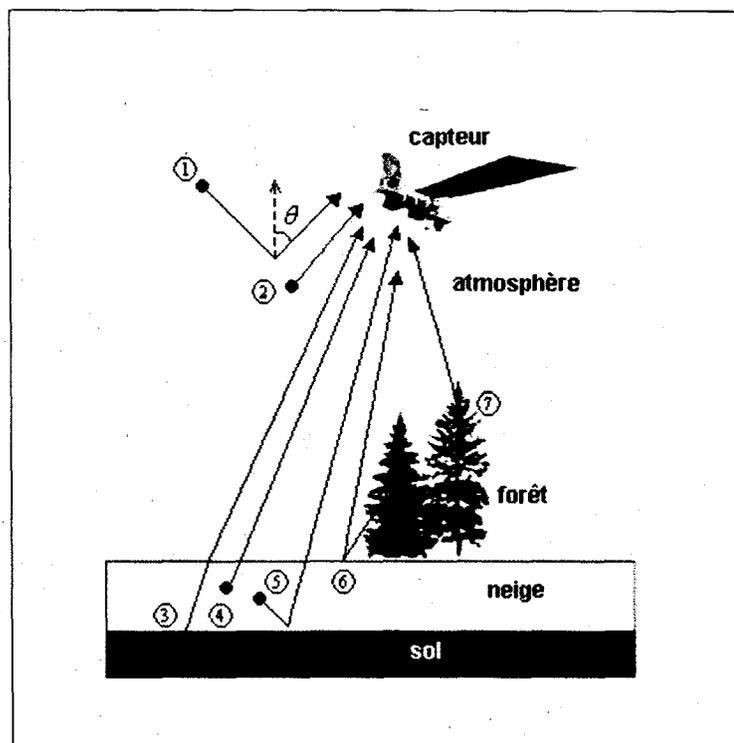


Figure 2-4 Contributions des émissions du terrain au capteur incluses dans le modèle HUT : (1) émission atmosphérique réfléchie (2) émission atmosphérique (3) émission du sol (4) émission de la neige (5) émission de la neige réfléchie sur le sol (6) émission de la forêt réfléchie sur la neige (7) émission de la forêt.

L'émissivité de la surface du terrain est proche de l'unité dans une région couverte densément par des végétaux, mais elle est modulée par plusieurs facteurs (par exemple, la neige). Selon Kurvonen *et al.* (1998), la présence de la forêt et de la neige contrôle le comportement de

l'émissivité micro-onde; ces auteurs affirment que la biomasse a une forte influence sur la T_b et ils présentent une nouvelle méthode d'inversion pour estimer la biomasse. La identification correcte du type de couverture de terrain est préalable aux procédures d'inversion pour trouver des paramètres de surface (Neale *et al.*, 1990), en conséquence l'information sur la couverture du terrain est nécessaire.

Dans notre projet, le modèle d'émission HUT est ajusté aux observations satellites avec la température du sol. La température du sol utilisée dans HUT vient du modèle SN THERM.

2.3.2. Analyse de sensibilité

Dans notre projet, la température à l'interface neige-sol est considérée comme la température du sol et la température dans les 0-5 cm du sol est considérée comme la température à l'interface neige-sol. Sur une profondeur de 5 cm, il est montré que T_{sol} simulé varie de 0.1K à 0.5 K (voir section 1.3). Nous avons évalué l'influence de cet intervalle de variation de T_{sol} sur T_b simulée : cette variation représente une variation de moins de 1K dans les T_bV simulées à 10 GHz.

Nous avons regardé la sensibilité du modèle HUT à la hauteur de neige, la taille du grain, l'humidité et la température du sol pour les fréquences 6, 10, 19 et 37 GHz à travers des simulations de température de brillance en polarisation verticale (T_bV). Butt (2004) a réalisé une analyse de sensibilité du modèle HUT afin de déterminer les paramètres les plus sensibles à l'émission micro-onde de la neige. Son étude comprend seulement les fréquences 19, 22, 37 et 85 GHz.

À la figure 2.5, nous montrons les variations de T_bV pour différentes valeurs de taille de grain et une valeur constante de hauteur de neige ($h = 0.6$ m), température du sol ($T_{sol} = 268.9$ K), température effective de neige ($T_{neige} = 262$ K), densité de neige (0.25 g/m³), humidité du sol (10%) et humidité de neige (0%). Au début, nous avons pris la sortie du modèle SN THERM de la station SIRENE les mois de janvier et février 2008 au lieu de prendre des données synthétiques. Par contre, cette sortie présente des tailles de grain entre 0.2 et 0.6 mm (figure

2.5a). Malgré cet intervalle assez limité, nous pouvons y voir la sensibilité à la taille de grain aux différentes fréquences. Afin de compléter l'étude, nous avons ajouté une simulation théorique avec un intervalle de variation de taille grande plus grande (figure 2.5b).

En général, la figure 2.5 montre que la sensibilité de TbV à la taille de grain est assez importante pour 37 GHz et presque insignifiante pour 6 et 10 GHz. À 19 GHz, on a une variation maximale des TbV d'environ 4 K pour une variation maximale de la taille des grains de neige entre 0.2 et 0.6 mm.

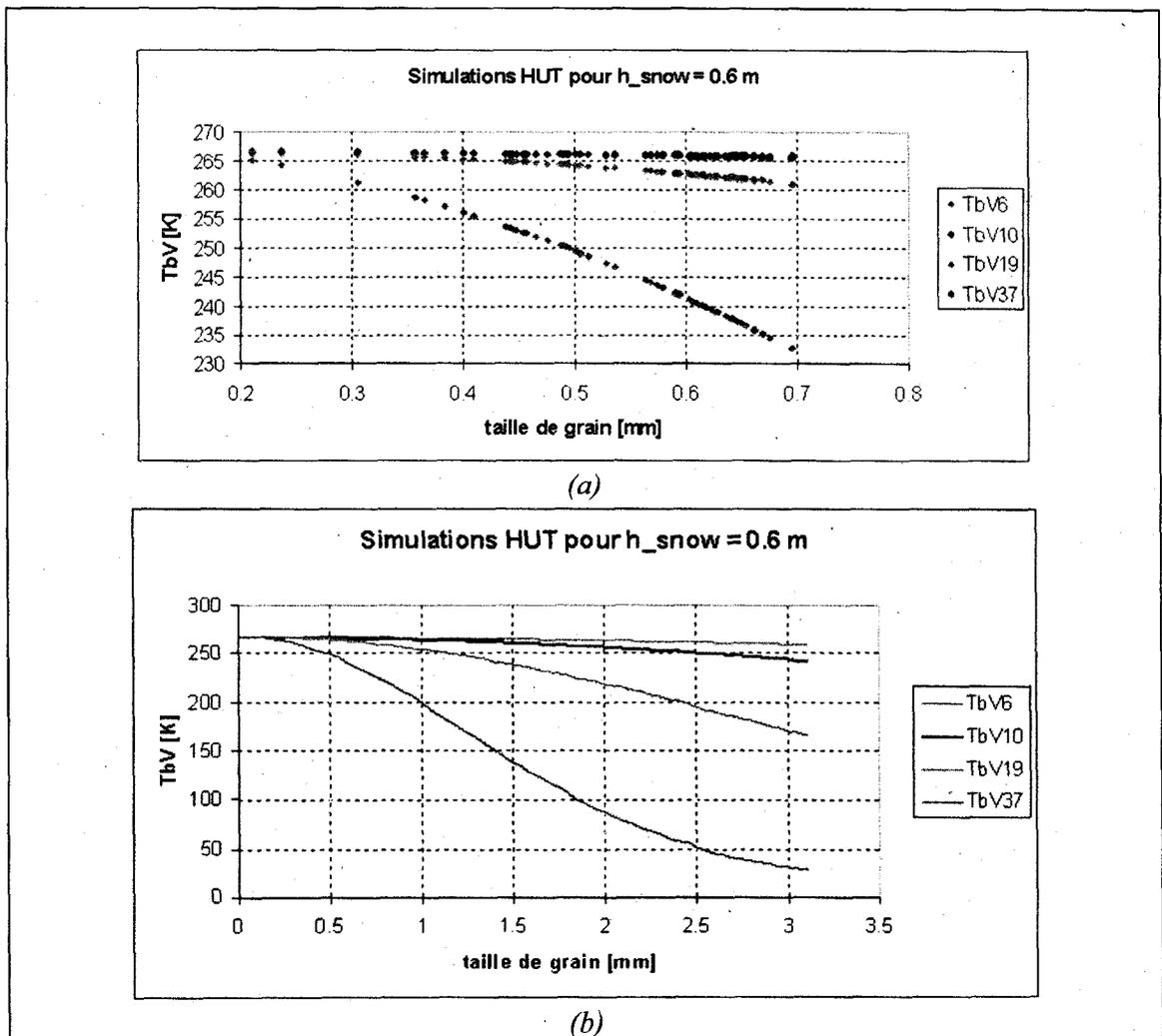


Figure 2-5 Simulations HUT de la température de brillance selon la taille de grain (a) en utilisant des sorties de la station SIRENE (b) en utilisant des données synthétiques.

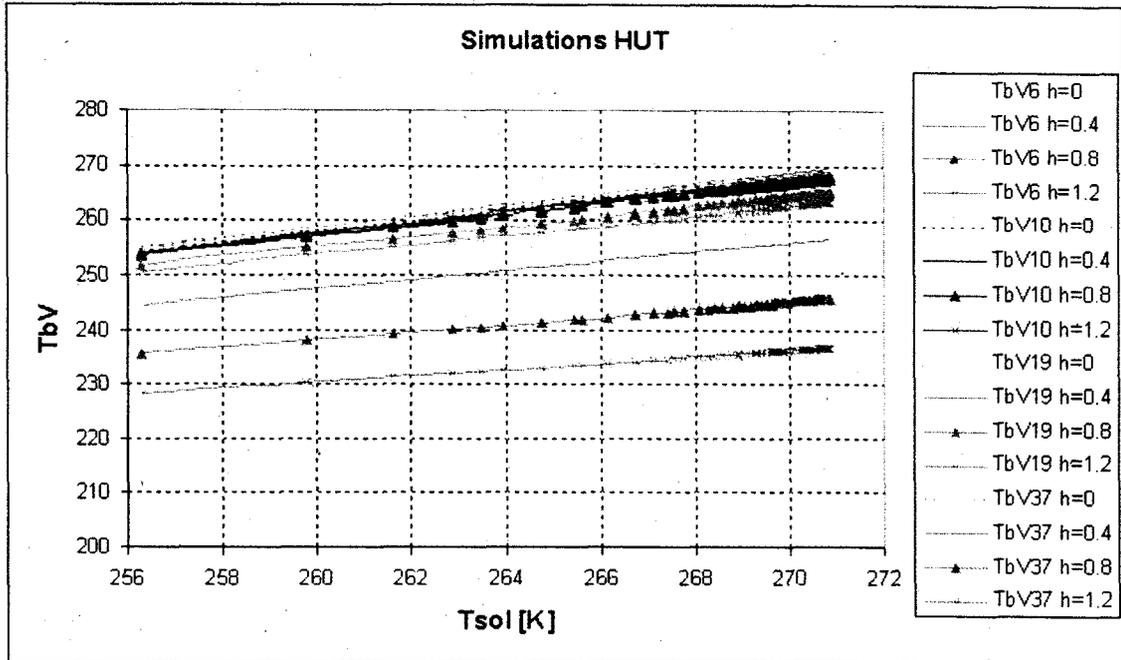


Figure 2-6 Simulations HUT de la température de brillance pour différentes valeurs de T_{sol} et de hauteurs de neige (h en m).

La figure 2.6 montre la variation des T_bV selon T_{sol} pour différentes hauteurs de neige en laissant les autres paramètres constants. Nous pouvons voir la grande sensibilité de la fréquence 37 GHz à l'épaisseur de neige. La neige disperse la radiation micro-onde (diffusion), donc cela abaisse la température de brillance. La figure 2.6 correspond au cas d'un sol gelé.

L'humidité du sol est aussi un paramètre important qui peut faire varier l'émission du sol. Quand l'humidité augmente, T_bV diminue et cette décroissance est plus marquée pour les basses fréquences (voir la figure 2.7 pour le cas d'un sol gelé). Cet aspect est analysé dans la section de résultats.

La différence $\Delta T_bV = [T_bV(\text{humidité du sol} = 0) - T_b(\text{humidité du sol})]$ permet de montrer une échelle relative plus détaillée et équivalente pour les 4 bandes (figure 2.8. pour le sol gelé et figure 2.9 pour le sol non-gelé).

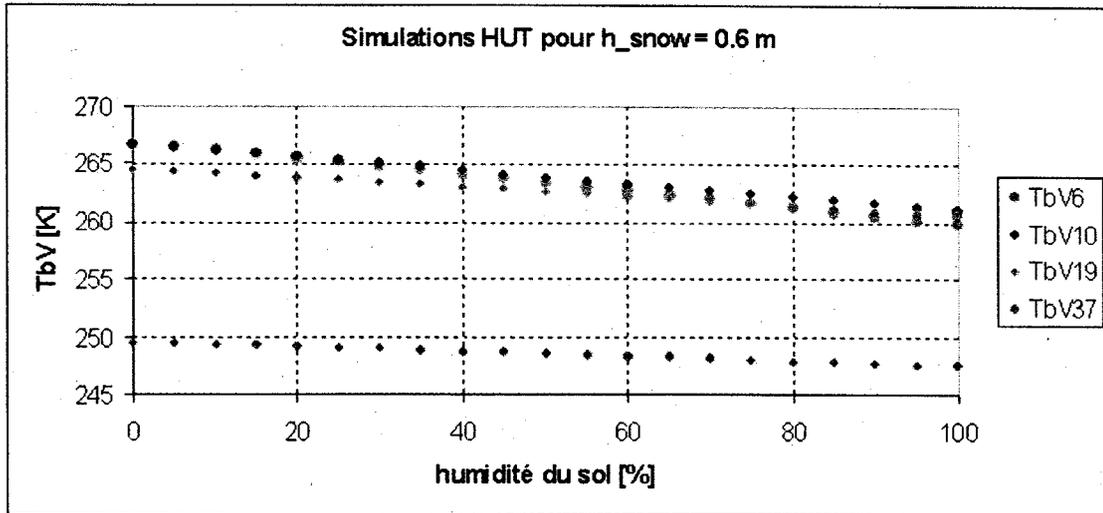


Figure 2-7 Simulations HUT de la température de brillance pour différentes valeurs d'humidité de sol.

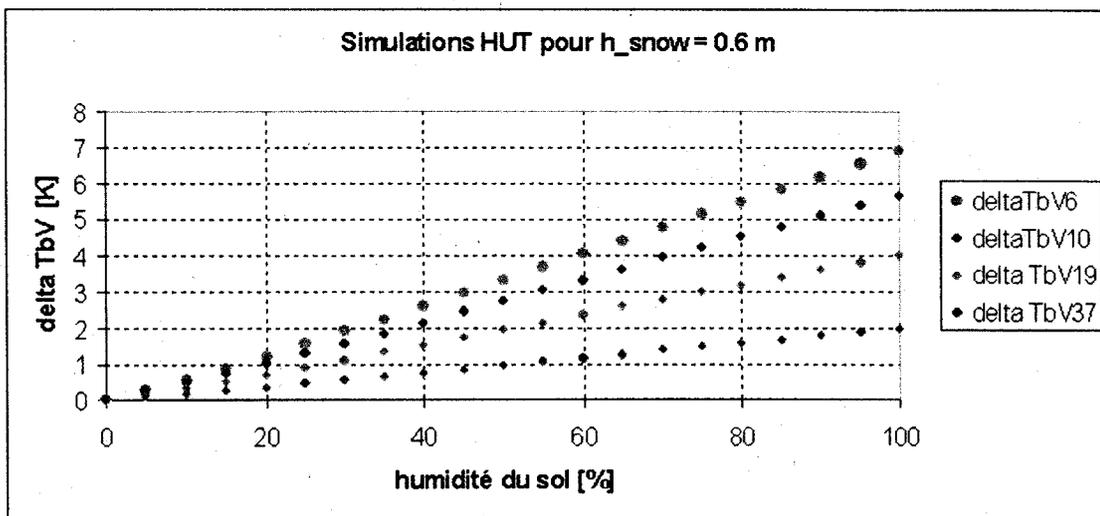


Figure 2-8 Différence entre la température de brillance avec une humidité du sol donnée et celle correspondant à une humidité égale à 0 pour un sol gelé.

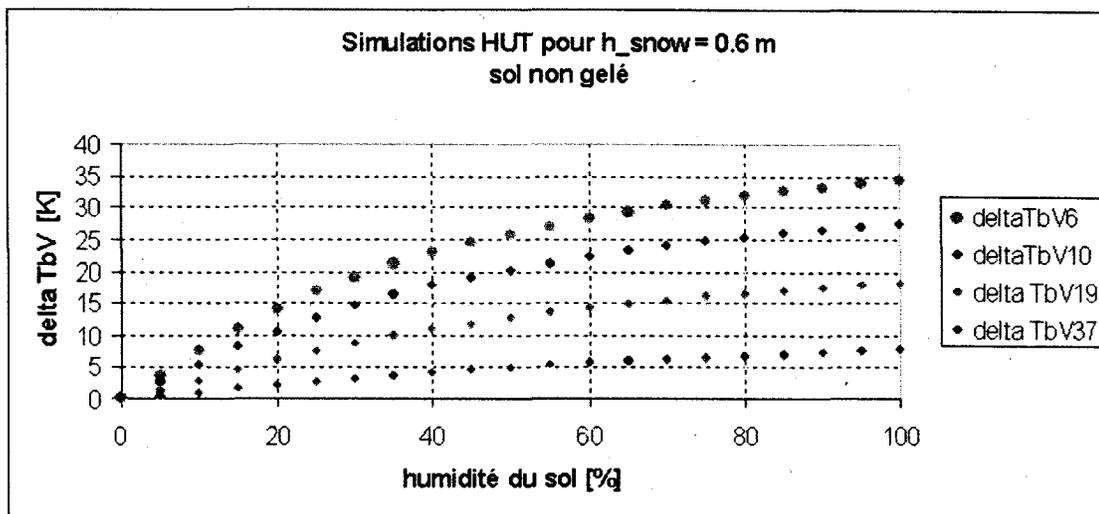


Figure 2-9 Différence relative entre la température de brillance avec une humidité du sol donnée et celle correspondante à une humidité égale à 0 pour un sol non gelé.

Selon la littérature, un sol avec une valeur d'humidité de 30% est considéré comme un sol avec une humidité élevée (Dobson *et al.*, 1984), donc nous pouvons nous concentrer sur l'analyse de l'effet de l'intervalle [0-30%] d'humidité du sol. Pour le cas du sol gelé, une variation de l'humidité du sol entre 0-30 % donne une variation de T_bV à 10 GHz de 1.54 K (figure 2.8), donc presque pas d'influence de l'humidité dans un sol gelé. Cela est en accord avec les résultats de Wegmullet et Matzler (1999) qui affirment que dans un sol gelé, l'humidité du sol a une très faible influence sur l'émissivité du sol.

Pour le cas du sol non gelé, une variation de l'humidité du sol entre 0-30 % donne une variation de T_bV à 10 GHz de 15 K (figure 2.9), donc l'humidité dans un sol non gelé peut avoir une influence significative.

3. METHODOLOGIE

3.1. Introduction

La démarche générale de notre projet vise à résoudre un problème inverse : la détermination de la température du sol en présence de neige à partir des mesures de température de brillance. Dans notre problématique, nous devons simuler la température de brillance d'un manteau neigeux et c'est pour cela que nous avons proposé d'utiliser le modèle HUT. Par contre, ce modèle demande des paramètres qui doivent être fournis ou calculés au moyen d'un modèle d'évolution de neige. Nous avons choisi le modèle de neige thermodynamique multicouche SNTHERM.

Pour atteindre les objectifs de cette thèse, la méthodologie générale présentée dans la figure 3.1 a été proposée.

La méthodologie globale est composée des étapes suivantes :

- i) **Collecte des données** : Sélection et collecte des données ; mise en place de la base respective (données satellites, données météorologiques et sur terrain et données simulées avec un modèle climatique)
- ii) **Choix du modèle de neige** : Évaluation et sélection du modèle de neige pour la modélisation du manteau nival et identification de ses variables d'entrée et des paramètres initiaux. Tests de sensibilité. Obtention de profils de neige et de l'évolution du manteau de neige.
- iii) **Simulation des températures de brillance T_bV avec le modèle HUT** : Confection des fichiers d'entrée au modèle semi-empirique HUT à partir des profils des variables décrivant le manteau de neige généré avec le modèle SNTHERM.

Simulation des températures de brillance TbV du manteau neigeux avec le modèle HUT.

- iv) **Processus d'inversion** : Ajustement des valeurs de T_{sol} avec une boucle d'inversion en minimisant la métrique de l'erreur entre les TbV simulées et mesurées à 10 GHz.
- v) **Validation des séries de T_{sol} inversées et évaluation des résultats** : Validation des séries de T_{sol} inversées avec des mesures sur site. Comparaison des séries de T_{sol} inversées avec les T_{sol} de SNTHERM et de NARR (données climatologiques modélisées pour l'Amérique du nord). Évaluation des résultats. Appréciation de la méthode pour la détection du gel.
- vi) **Exemples d'applications.**

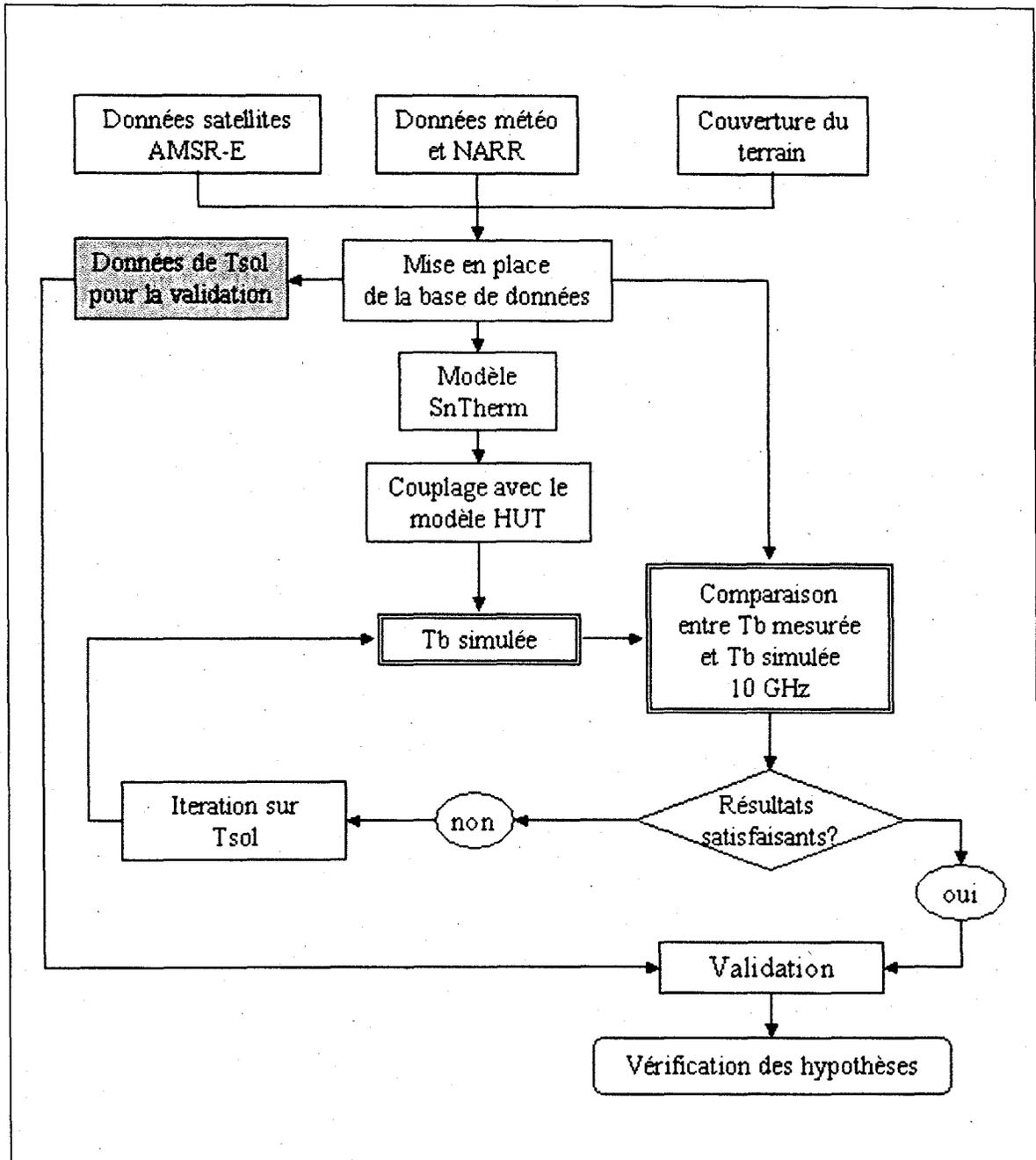


Figure 3-1 L'organigramme méthodologique.

3.2. Couplage des modèles et validation

Dans ce qui suit, nous présentons plus en détail certaines étapes de la méthodologie proposée.

3.2.1. Couplage du modèle SNTHERM avec le modèle HUT

Le modèle d'émission HUT est un modèle à une seule couche de neige, donc il demande une seule valeur de la taille de grain, de la densité et de la température de neige caractérisant le manteau neigeux. La sortie du modèle SNTHERM a été utilisée pour constituer le fichier d'entrée pour le modèle HUT qui va simuler les températures de brillance. Le modèle SNTHERM calcule la température à chaque point nodal (qui est associé à chaque couche de neige ou de sol). Afin d'obtenir une valeur de température représentative de tout le manteau nival, nous avons intégré toutes les couches en calculant une moyenne pondérée avec l'épaisseur de chaque couche afin d'assigner ces valeurs moyennes. À chaque point, nous pouvons obtenir aussi les valeurs d'autres variables : densité, taille de grain, distance à l'interface neige-sol.

La température du manteau neigeux calculée par la somme pondérée des températures de chaque couche du manteau correspond à la température effective représentative du manteau nival que nous avons définie dans le premier chapitre.

3.2.2. Processus d'inversion

Comme pour tout problème inverse, l'étape initiale est la modélisation directe du phénomène. C'est en effet le problème direct qui décrit comment les paramètres du modèle se traduisent en effets observables. La procédure d'inversion nous permet de revenir sur les paramètres d'entrée afin de mieux simuler les mesures obtenues sur le phénomène réel.

Comme notre objectif est la détermination de T_{sol} , il est possible de développer une procédure d'inversion à partir du modèle HUT, où le paramètre libre est T_{sol} qui varie dans un intervalle admissible, et sa valeur finale sera celle qui minimise la métrique définie dans l'équation (3.1) (Pulliainen *et al* 1997, Pulliainen et Hallikainen, 2001, Roy *et al.*, 2004; Pardé *et al.*, 2007).

Les autres paramètres restent fixés dans le processus d'inversion, ce qui peut générer un biais résiduel non nul entre les deux séries de températures de brillance (simulées et mesurées). Des valeurs incorrectes de ces paramètres entraînent aussi une source d'erreur potentielle dans le calcul des températures de brillance.

Il est aussi prévisible de trouver un écart entre les TbV mesurées et celles simulées si les données d'entrées sont entachées d'erreurs (erreur sur les données météorologiques) et du fait de l'imprécision des modèles utilisés (SNTHERM et HUT). La différence d'échelle spatiale peut de plus expliquer le biais qui existe entre ces deux séries (la série simulée est locale alors que la série mesurée représente une région de 25 km x 25 km, pixel Ease-Grid).

$$C = \frac{(TbV_{AMSR} - TbV_{HUT})^2}{2\sigma_f^2} + \frac{(Tsol_{estim} - Tsol_{moyenne})^2}{2\sigma_T^2} \quad (3.1)$$

Dans l'équation 3.1, $Tsol_{estim}$ est la valeur de $Tsol$ lors du processus d'itération et σ_T est la contrainte appliquée à ce paramètre (déviation standard σ_T associée à la température du sol). $Tsol_{moyenne}$ est la valeur moyenne de $Tsol$ pendant la période considérée. TbV_{AMSR} et TbV_{HUT} sont les températures de brillance à 10 GHz mesurées et simulées respectivement et σ_f est la déviation standard associée aux mesures de TbV. Nous avons choisi une valeur de $\sigma_f = 3$ K pour toutes les séries de données en considérant la précision du radiomètre AMSR de 1 K et d'autres sources de bruit telles que le re-échantillonnage (Pardé *et al.*, 2007). Auxiliairement, l'ajout de la fréquence 19 GHz dans la procédure d'inversion a été fait dans le but de vérifier si son incorporation améliore ou dégrade les résultats.

Étant donné que la métrique comporte aussi un terme avec la valeur moyenne de la température du sol ($Tsol_{moyenne}$) et que cette information n'est généralement pas disponible, nous avons fait des hypothèses par rapport à cette valeur suite à l'analyse de différents profils de température du sol mesurés dans des stations auxiliaires : la station de Kapuskasing (Ontario), la station La Ronge (Saskatchewan) et la station Regina (Saskatchewan).

Les températures du sol moyennes considérées correspondent aux températures diurnes prises le matin à 8 heure locale (même heure que les séries de températures de sol considérées pour la validation). Dans les Prairies, nous avons trouvé des températures de sol plus basses que dans les régions forestières. Nous considérons que les stations prises pour le calcul de la température moyenne du sol sont représentatives parce qu'elles sont situées dans la région des stations du projet et elles présentent la même couverture de terres.

Nous avons trouvé que les stations dont la fraction de la forêt du pixel Ease-Grid correspondant était inférieure à 0.5 présentaient des valeurs moyennes de température du sol en dessous de 273.15 K (0°C) pour la période septembre-avril (La Ronge : $T_{sol_{moyenne}} = 272.5$ K et Regina : $T_{sol_{moyenne}} = 270$ K), tandis que dans les régions forestières cette valeur était plus élevée (Kapuskasing : $T_{sol_{moyenne}} = 275$ K). Nous avons adopté ces moyennes dans notre projet selon la fraction de la forêt présente dans le pixel de chaque station.

À titre d'exemple, nous montrons dans la figure 3.2 l'évolution de la fonction *Cost* suite aux différentes valeurs de T_{sol} à la station Kindersley (pour le jour 345 de 2004). À chaque jour, la valeur de T_{sol} qui minimise la fonction *Cost* est la valeur de T_{sol} adoptée.

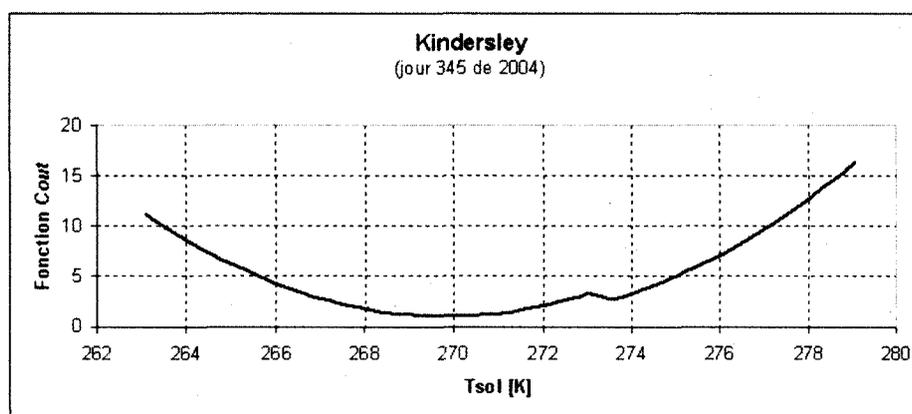


Figure 3-2 Évolution de la fonction *Cost* pour le jour 345 de l'année 2004 à la station Kindersley.

Après le processus itératif d'inversion, nous avons obtenu de nouvelles séries de T_{sol} , que nous avons appelé les séries de « T_{sol} inversé ». Les bornes de variation de T_{sol} dans la boucle d'itération ont été fixées à -5% et $+5\%$ de la valeur de T_{sol} de SNTHERM. Les bornes de T_{sol} prennent un intervalle de variation physiquement admissible pour cette variable. Si nous prenons une valeur de $T_{sol}=273\text{ K}$, les bornes de $\pm 5\%$ seront $\pm 13.65\text{ K}$.

La validation des séries de « T_{sol} inversé » s'est faite avec les séries de T_{sol} mesurées à chaque station en calculant le RMSE, l'écart moyen (biais) et le coefficient de corrélation. Il faut se rappeler que les séries des mesures n'ont pas été utilisées dans le processus d'inversion (ce sont des séries totalement indépendantes).

D'autre part, nous avons aussi comparé les séries de mesures de T_{sol} avec

- a) les séries de T_{sol} de SNTHERM (avant le couplage avec le modèle HUT), et
- b) les séries de T_{sol} NARR

afin de vérifier que les séries de T_{sol} inversées ont amélioré la détermination de T_{sol} par rapport à d'autres (T_{sol} de SNTHERM et T_{sol} NARR).

Pour compléter la validation, nous avons calculé le pourcentage de points en dessous et au-dessus de 273.15 K (0°C) qui ont été bien classés selon les mesures. Cette analyse permet d'inférer sur la puissance de notre méthode à détecter du gel.

3.2.3. Validation des séries de T_{sol} inversées et évaluation des résultats

La validation se fait avec les mesures de T_{sol} in situ aux stations météorologiques, mesures séparées à cette fin et qui ne sont pas intervenues dans le processus itératif.

L'évaluation de la méthode proposée porte sur deux aspects : l'analyse statistique (l'erreur moyenne quadratique, RMSE (eq. 3.2), la corrélation) et la probabilité de la détection du gel.

L'expression de l'erreur moyenne quadratique, RMSE, est la suivante

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i^{sim} - x_i^{obs})^2}{n}} \quad (3.2)$$

où x le paramètre d'intérêt (x_i^{sim} est la valeur simulée et x_i^{obs} est la valeur observée correspondante en temps et en espace) et n le nombre des mesures. Dans notre cas, le paramètre d'intérêt est le Tsol.

La méthode pour calculer la probabilité de détection du gel en caractérisant l'état du sol sous la neige (gelé ou pas) est réalisée à l'aide d'un tableau d'analyse d'erreur (tableau 3.1).

Tableau 3-1 Tableau pour le calcul de la Probabilité de détection du gel et les erreurs.

Station				
Gel au sol		Satellite (*)		Probabilité de détection du gel = A / (A+B) Exactitude totale (overall accuracy) = (A+D) / (A+B+C+D) Erreur d'omission = B / (A+B+C+D) Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = C / (A+B+C+D)
		OUI	NON	
Sol (**)	OUI	A	B	
	NON	C	D	
(*) pronostique du Tsol inversé (**) mesures au sol A,B,C et D représentent des valeurs (nombres)				

Le tableau 3.1 est aussi un autre moyen d'évaluer et valider notre méthode. Les données au sol ne sont pas utilisées dans l'inversion. Notre méthode nous donne une série de Tsol que nous validons à travers le calcul de RMSE, ainsi qu'avec l'analyse de la probabilité de détection de gel donnée par le tableau 3.1.

3.2.4. Applications

Dans l'introduction, nous avons mis l'accent sur l'importance de bien déterminer la température du sol surtout pour le suivi de pergélisol. Avec le réchauffement climatique, les températures du sol changent et les isothermes se déplacent vers le Nord en provoquant que la couche active soit plus profonde avec un impact possible sur le pergélisol et sur les

écosystèmes (Goulden *et al.*, 1998; Zhang *et al.*, 2005; Bunn *et al.*, 2007; Piao *et al.*, 2008). Donc, la spatialisation de la méthode, qui permet de tracer l'isotherme de 0°C, constitue un outil très prometteur qui devrait être exploré. Nous avons fait une analyse préliminaire de ce potentiel afin d'évaluer cette application.

L'indication de gel ou dégel peut s'étudier aussi à travers les degrés-jour qui sont la somme de toutes les températures positives (degrés-jour de fonte) ou négatives (degrés-jour de gel) sur une période donnée. Nous avons exploré aussi cette application.

3.2.4.1 Spatialisation de la méthode

Nous avons cherché à spatialiser l'approche proposée. L'idée est de générer une carte de T_{sol} avec l'image de TbV AMSR (10 GHz) en prenant les données météorologiques simulées dans les réanalyses. Le but est de pouvoir analyser les patrons d'évolution des surfaces gelées et ainsi de cartographier la ligne de gel ($T_{sol} = 273.15$ K) au cours du temps dans les zones où les stations météorologiques sont inexistantes. La faisabilité de cette spatialisation a été testée dans cette thèse.

Pour spatialiser la méthode, il est nécessaire de constituer une grille où chaque point est considéré comme une station : à chaque point, il faut constituer le fichier d'entrée pour le modèle de neige, tourner le modèle SNTHERM, constituer le fichier d'entrée pour le modèle d'émission, tourner le modèle HUT et par la suite, procéder à l'inversion. Les valeurs de T_{sol} sont après interpolées afin de générer la carte. La validation est une étape difficile à implémenter à cause du manque des données à cette fin. Cependant, une comparaison avec des cartes de couverture de neige, par exemple de SWE, à plusieurs dates durant la saison hivernale permet d'appréhender la cohérence des résultats.

3.2.4.2 Cumul des degrés-jour de gel/dégel

Une application directe de notre méthode, qui permet d'obtenir une série temporelle de la température du sol, est le calcul des degrés-jour. Les degrés-jour désignent les écarts cumulés

de la température au-dessus ou au-dessous d'une valeur seuil donnée sélectionnée en vue de leur application à une problématique spécifique (énergie, agriculture, écologie, travaux industriels, travaux d'ingénierie).

Un seuil de 18 °C est une indication des besoins en chauffage ou en climatisation locale. D'autres seuils utilisés sont 0°C (une indication de gel ou dégel) et 5 °C (une indication de la saison de croissance).

Pour l'indication de gel ou dégel, les degrés-jour sont la somme de toutes les températures positives (degrés-jour de fonte) ou négatives (degrés-jour de gel) sur une période donnée. C'est un indice qui est utilisé pour estimer le cumul de chaleur (gel) dans cette période. Cet indice a aussi été utilisé pour cartographier le pergélisol (Stendel et Christensen, 2002).

4. SITES D'ÉTUDE ET DONNÉES

4.1. Zones d'étude

Notre méthode a été développée et validée dans le contexte de climat canadien. Les sites d'étude et périodes de temps ont été choisis en fonction de la disponibilité des mesures de température du sol afin de pouvoir valider nos résultats.

Les zones d'étude correspondent à six stations météorologiques dans l'Ouest Canadien et au Site **Interdisciplinaire de Recherche en ENvironnement Extérieur (SIRENE)** à Sherbrooke dans le Sud-Est du Canada (Figure 4.1). Par la suite, nous avons choisi une petite région dans la province du Manitoba afin d'y spatialiser la méthode.

Le tableau 4.1 résume la localisation des stations utilisées, la fraction de forêt et d'eau dans le pixel Ease-Grid correspondant à la station et la figure 4.1 montre la localisation géographique des stations et la région de spatialisation.

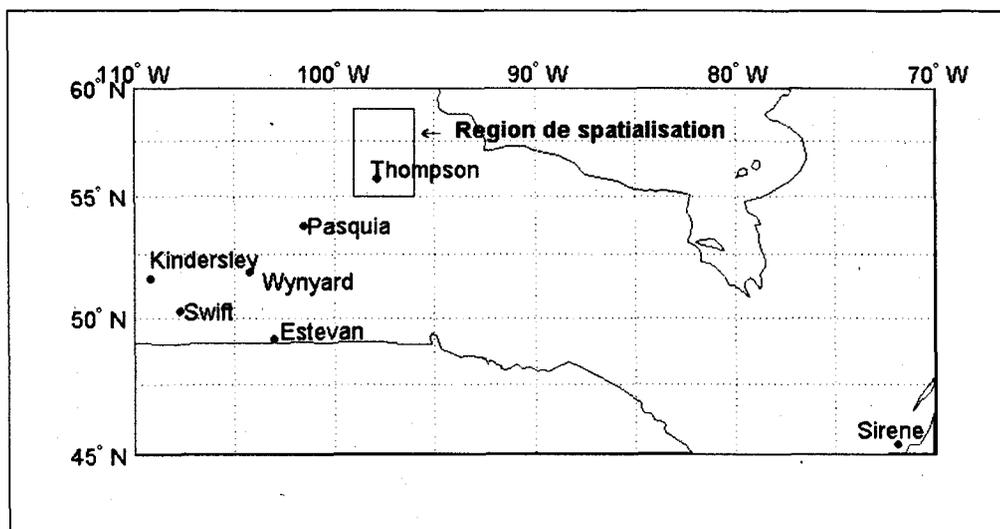


Figure 4-1 Localisation géographique des stations et la région de spatialisation de la méthode.

Tableau 4-1 Localisation des stations utilisées, la période considérée et la fraction de forêt et d'eau dans le pixel Ease-Grid centré sur la station.

Station	Coordonnées géographiques	Altitude (m)	Fraction de forêt	Fraction d'eau	Période
Sirene	45.4 N 71.9 W	275.00	0.9	0	Sept. 04 – Avril 05 Sept. 07 – Mars 08
Estevan	49.22 N 102.97 W	580.60	0	0	Sept. 04 – Avril 05
Kinderseley	51.51 N 109.18 W	694.00	0	0.02	Sept. 04 – Avril 05
Thompson	55.8 N 97.86 W	223.10	0.8	0.2	Sept. 03 – Avril 04 Sept. 04 – Avril 05
Swift	50.27 N 107.73 W	817.50	0	0	Sept. 04 – Avril 05
Wynyard	51.77 N 104.2 W	560.80	0	0.35	Sept. 04 – Avril 05
Pasquia	53.97 N 101.10 W	262.10	0.30	0.25	Sept. 04 – Avril 05

4.2. Données

4.2.1. Température de brillance AMSR-E

Le capteur Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System (AMSR-E) sur l'Aqua satellite de la NASA Earth Observing System (EOS) global est un radiomètre micro-ondes passif de douze canaux et six fréquences. AMSR-E a été développé et fourni par l'Agence d'exploration aérospatiale japonaise (JAXA, Contractor: Mitsubishi Electric Corporation), avec la coopération des chercheurs américains et japonais. AMSR-E est la version modifiée pour Aqua à partir du design de AMSR, qui est à bord du satellite japonais ADEOS-2. Le capteur AMSR-E a été lancé le 4 mai 2002 et il tourne constamment autour d'un axe parallèle au satellite Aqua à 40 t/mn¹. À une altitude de 705 km, il mesure les températures de brillance dans les polarisations verticales et horizontales à 6.9 GHz, 10.7 GHz, 18.7 GHz, 23.8 GHz, 36.5 GHz et 89.0 GHz. La résolution spatiale des mesures varie de

¹ http://nsidc.org/data/docs/daac/amsre_instrument.gd.html

5.4 km à 89 GHz à 56 km à 6.9 GHz (Tableau 4.2). L'AMSR-E opère en orbite héliosynchrone et il passe par l'équateur à environ 1:30 AM (orbite descendante) et 1:30 PM (orbite ascendante). L'angle d'incidence est constant égal à 55°.

AMSR-E constitue une amélioration par rapport aux radiomètres micro-ondes précédents. De plus, AMSR-E combine dans un seul capteur tous les canaux que les radiomètres SMMR et SSM/I avaient individuellement. Le tableau 4.2 compare les caractéristiques d'AMSR-E avec les capteurs précédents.

Tableau 4-2. Tableau comparatif entre les capteurs SSMR, SSMI et AMSR.

Paramètre	SMMR (Nimbus-7)	SSM/I (DMSP- F08,F10,F11,F13)	AMSR-E (Aqua)	AMSR (ADEOS-II)
Période de temps	1978 à 1987	1987 à présent	début 2001	début 2002
Fréquences (GHz)	6.6, 10.7, 18, 21, 37	19.3, 22.3, 36.5, 85.5	6.9, 10.7, 18.7, 23.8, 36.5, 89.0	6.9, 10.65, 18.7, 23.8, 36.5, 89.0, 50.3, 52.8
Taille du champ de vue au sol (Footprint) (km)	148 x 95 (6.6 GHz) 27 x 18 (37 GHz)	37 x 28 (37 GHz) 15 x 13 (85.5 GHz)	74 x 43 (6.9 GHz) 14 x 8 (36.5 GHz) 6 x 4 (89.0 GHz)	74 x 43 (6.9 GHz) 14 x 8 (36.5 GHz) 6 x 4 (89.0 GHz)

Tiré de http://nsidc.org/data/docs/daac/amsre_instrument.gd.html

Nous avons utilisé les températures de brillance à 10.7 GHz (notée par la suite 10 GHz) et auxiliairement 18.7 GHz (notée par la suite 19 GHz) de AMSR-E en orbite descendante et en polarisation verticale, projetées sur l'EASE-Grid à 25 km de résolution (Brodzik et Knowles,

2002). L'EASE-Grid est une grille de 25 km x 25 km, sauf pour la fréquence 85 GHz dont la résolution est de 12.5 km x 12.5 km. Nous utilisons la projection azimutale qui couvre l'hémisphère nord de 721 pixels par 721 pixels. Chaque élément de la grille EASE-Grid couvre une même surface au sol de 625 km² (25 km x 25 km).

Nous avons choisi la polarisation verticale pour minimiser les variations associées à l'émissivité de la surface (Basist *et al.*, 1998). Selon la littérature (Pulliainen *et al.*, 1999), le modèle HUT ne décrit pas assez bien la polarisation horizontale comme la polarisation verticale. L'explication se trouve dans le fait que le modèle HUT est un modèle d'une couche et de fines couches croûtes dans le manteau nival affectent la polarisation horizontale, mais pas la verticale. Aussi, la neige mouillée cause des erreurs plus grandes dans la détermination de T_b dans la polarisation horizontale que la verticale (Kontu *et al.*, 2007). La polarisation verticale est moins influencée par l'humidité du sol, présence d'eau libre et la diffusion (Jones *et al.*, 2007).

Chaque image correspond à une journée, une fréquence, une polarisation et la phase orbitale correspondante.

Nous avons utilisé la version définitive des données T_b AMSR-E (« Final data » identifiés avec « v5 » dans le nom des fichiers) mises à disposition par le NSIDC au printemps 2009 (http://nsidc.org/forms/nsidc-0301_or.html). Nous avons donc repris tous les calculs antérieurs effectués avec l'ancienne version des T_b .

4.2.2. Température de brillance sur site (au sol)

Pour la station Sirene, nous avons des données de température de brillance de l'hiver 2007-08 qui ont été enregistrées avec le radiomètre SBR (Surface Based Radiometer) d'Environnement Canada (Asmus et Grant, 1999). Ce radiomètre a enregistré la température de brillance en polarisations H et V à 19 et 37 GHz. Il a fonctionné seulement durant tout l'hiver 2007-2008. Donc, pour la station Sirene, nous avons deux combinaisons possibles des données pour tester la méthode avec l'ajout de la fréquence 19 GHz:

- a) mesures AMSR-E à 10.7 GHz et 18.7 GHz
- b) mesures AMSR-E à 10.7 GHz et mesures SBR à 19 GHz

Les mesures de AMSR-E et SBR à 18.7 et 19 GHz respectivement sont montrées à la figure 4.2. Il est raisonnable de trouver un écart entre les deux étant donné que les mesures AMSR correspondent à un pixel d'EASE-Grid tandis que les mesures de SBR sont localisées et cette situation fait que les TbV SBR sont inférieures à celles de AMSR. Ces dernières « voient » la contribution de la forêt du pixel correspondant.

Nous avons appliqué notre méthodologie dans les deux situations afin d'apprécier le potentiel des mesures SBR dans notre contexte.

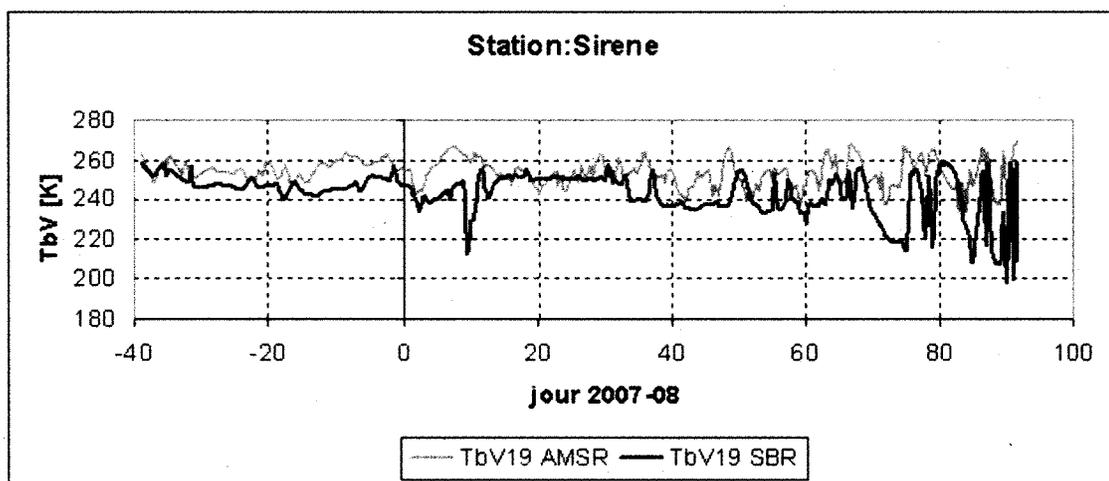


Figure 4-2 Mesures de température de brillance TbV à 19 GHz avec le capteur AMSR et avec le radiomètre SBR.

4.2.3. Données des stations météorologiques

Les données météorologiques utilisées dans notre projet ont été fournies par les Archives nationales d'information et de données climatologiques, opérées et gérées par *Environnement Canada* (<http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/>).

Nous avons mis en place une base des données horaires qui inclut la température de l'air, l'humidité de l'air, la vitesse du vent, les quantités des précipitations et l'étendue totale des nuages. À SIRENE, nous avons des mesures du rayonnement solaire incident et le rayonnement solaire infrarouge incident.

Indépendamment, nous avons constitué la base de données de validation qui inclut les mesures des températures quotidiennes au sol (prises le matin (8 h AM), à 5 cm de profondeur).

Nous avons aussi des valeurs quotidiennes de hauteur de neige de toutes les stations utilisées (tableau 4.1) et des séries de températures du sol mesurés dans trois stations auxiliaires : la station de Kapuskasing (Ontario), la station La Ronge (Saskatchewan) et la station Regina (Saskatchewan).

À SIRENE, nous avons des mesures dans des puits de neige (snowpits). Ce sont des mesures des profils de neige en incluant la température, la densité, la taille de grain et le nombre de couches. L'hiver 2004-05, nous avons des mesures à l'interface neige-sol, mais nous n'avons pas de mesures dans le sol. Pour l'hiver 2007-08, nous avons des profils de température du poteau et il y avait une sonde tous les 2 cm. La plus profonde se trouvait à 10 cm dans le sol.

À la station Kindersley, nous avons des mesures dans le sol aux différentes profondeurs fournies par *Environnement Canada*, soit à 5, 10, 20, 50 cm et 1m.

4.2.4. Données NARR

Les données du modèle NARR (Réanalyse Régionale de l'Amérique du Nord) sont une bonne alternative au manque de données observées aux stations météorologiques. Les grandes caractéristiques du NARR sont l'intégration de l'assimilation des données de précipitation observées, l'application d'une version récente du modèle de surface NOAA et le recours à de nombreux autres ensembles de données qui s'ajoutent aux données du modèle NCEP-NCAR Global Reanalysis (GR) ou les améliorent (<http://gaia.ouranos.ca/local/data/intro-e.html>; Mesinger *et al.*, 2006).

Les données NARR manquent de précision au Canada due au petit nombre d'observations de précipitation et le manque des données sur la couverture de glace des lacs canadiens (Mesinger *et al.*, 2006). Cependant, une comparaison des données NARR avec les mesures du terrain de la station SIRENE a été réalisée (Langlois *et al.*, 2009) et les résultats suggèrent que les données NARR sont de qualité suffisante pour permettre de remplacer ou compléter des informations météorologiques temporelles manquantes dans les entrées aux modèles de neige, ou de faire tourner les modèles strictement avec eux.

Nous avons téléchargé les données NARR nécessaires du site DAI (Données Accès Intégration), <http://gaia.ouranos.ca/local/data/intro-e.html>. Le portail de téléchargement DAI est le fruit de la collaboration entre le Centre de recherche sur les changements climatiques et l'environnement global (GEC3), la Division de la recherche sur l'adaptation et les répercussions (DRAR) d'Environnement Canada et le réseau de recherche sur la sécheresse (RRS). Le Consortium Ouranos sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques (OURANOS) a fourni du support informatique et l'accès aux données du Modèle Régional Canadien du Climat.

Les stations où il manquait des mesures de précipitations sont les stations Estevan, Kindersley, Thompson et Pasquia. Pour ces stations, nous avons utilisé les données de précipitations NARR.

Nous avons aussi constitué une base de données de température du sol du modèle NARR (attribuée aux premiers 10 cm de sol) afin de les comparer avec les mesures et la série de T_{sol} générée avec notre méthode.

4.2.5. Données de couverture des terres

Le type de couverture du sol a une influence importante sur l'émission micro-onde, donc il est crucial de connaître la fraction de forêt présente dans le pixel de la station et aussi la fraction d'eau (lacs, rivières).

La base de données de Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 est produite conjointement par le Centre de Télédétection NRCAN-CANADA et par l'US Geological Survey (Latifovic *et al.*, 2002). Cette base de données de l'Amérique du Nord comprend des données d'une résolution spatiale de 1 km saisies par le capteur SPOT VGT (VEGETATION) au cours de la saison de croissance de 2000 (d'avril à octobre) et il comprend 29 classes de terrain. Sa représentation projetée sur la EASE-GRID (figure 4.3) nous permet de bien déterminer la fraction de chacune des 29 classes à chaque pixel.

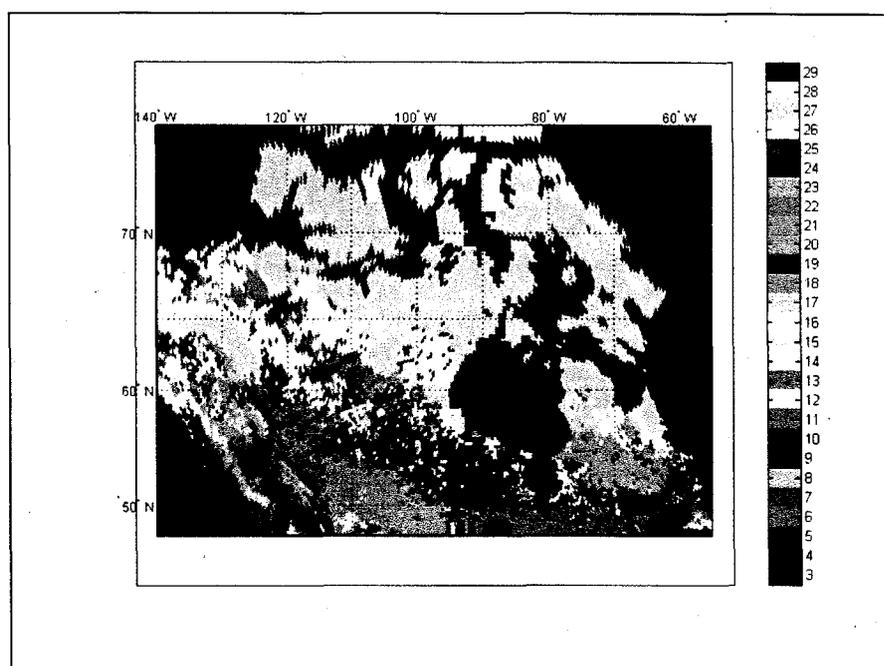


Figure 4-3 Couverture de terre de l'Amérique du Nord de l'année 2000 (Latifovic *et al.*, 2002) projetée sur la EASE-Grid.

4.3. Analyses temporelles

Avant de commencer avec les simulations, nous avons examiné la continuité et l'allure des données recueillies pour toutes les stations considérées. Cette analyse qualitative est très importante pour retrouver des patrons possibles de comportement de ces variables, observer les tendances et déterminer des anomalies.

À chacune des stations, nous avons superposé les mesures de hauteur de neige, de la température du sol (à 5 cm), de la température de l'air et les températures de brillance AMSR à 10 et 19 GHz. La figure 4.4. montre les séries pour la station Estevan et la figure 4.5 pour la station Thompson de deux hivers. En annexe, nous montrons les figures de ces séries pour chaque station de ce projet.

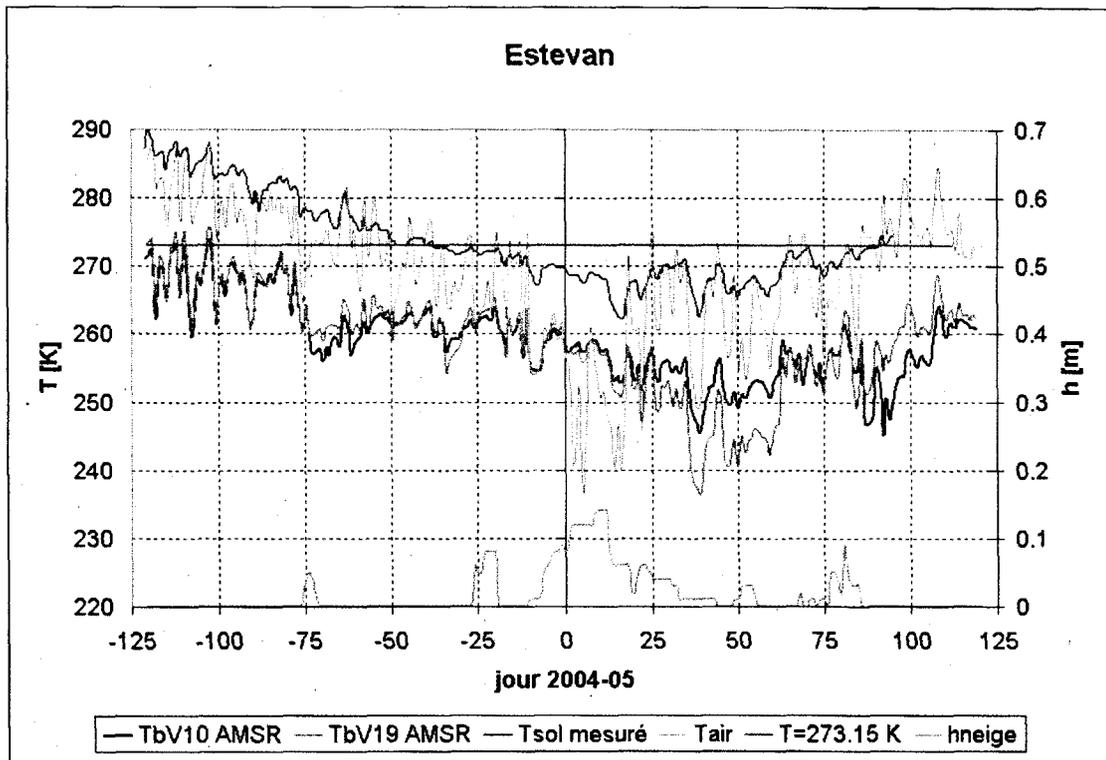
Les figures 4.4 et 4.5 (et celles dans l'Annexe 1) mettent clairement en évidence les différences entre les températures de l'air (T_{air}) et celles du sol (T_{sol}). Les premières fluctuent avec une grande amplitude et peuvent être de 30 K plus froide que T_{sol} . La différence entre T_{air} et T_{sol} est d'autant plus importante que la hauteur de neige augmente. Les températures de brillance, résultat de l'émission de la surface en fonction de son état, fluctuent avec les températures de l'air, mais avec des oscillations diurnes moins grandes. T_b 10 GHz est généralement plus froid que T_b 19 GHz en début et fin de saison (sans neige) mais devient « plus chaud » lorsque la hauteur de neige augmente, reflétant les conditions (plus chaudes) sous la neige.

À la figure 4.4 (station Estevan), nous pouvons observer que le sol est gelé l'hiver et il semble que le T_bV10 suit les variations de T_{sol} , surtout entre les jours -25 et 25. Cela donnerait une piste de la dépendance de T_bV10 et T_{sol} . Cette station, sans forêt, montre une faible hauteur de neige (< 20 cm) dont le maximum se présente dans une période très froide (T_{air} qui atteint 237 K).

La raison pour laquelle nous avons deux hivers consécutifs à la station Thompson est la suivante : quand nous avons regardé les séries pour l'hiver 04-05, nous avons remarqué que le sol n'arrivait pas à geler. Comme les mesures de T_{sol} de l'hiver précédant étaient disponibles, nous les avons examinés afin de voir si elles montraient la même tendance. Nous avons trouvé que, en opposition à l'hiver 04-05, l'hiver 03-04 le sol était gelé. Le fait de compter sur deux hivers assez contrastés est une situation idéale pour bien tester notre méthode et voir si elle est capable de voir ce contraste.

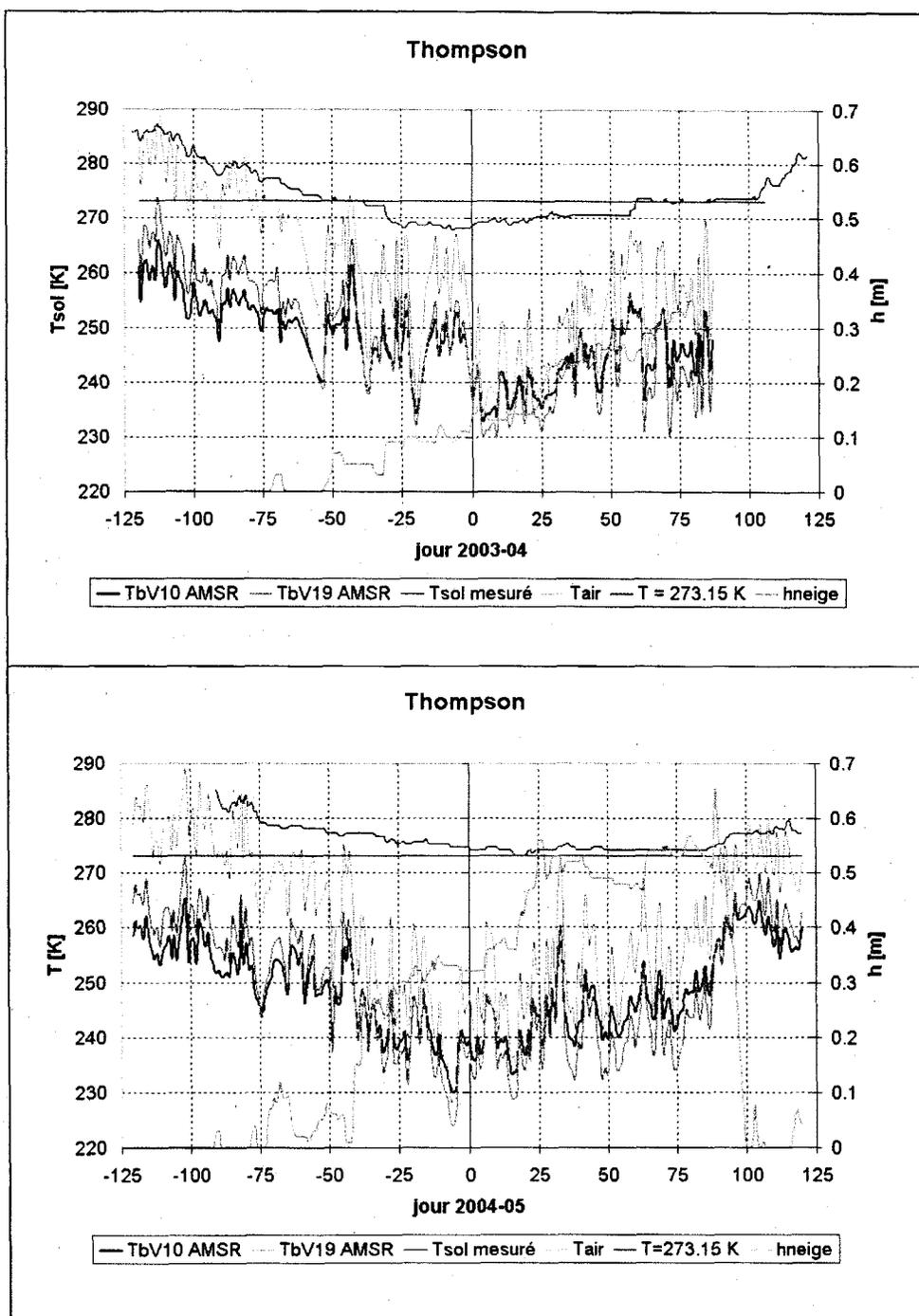
À la figure 4.5 (station Thompson), nous pouvons remarquer ce contraste entre les deux hivers mentionnés. À différence de la station Estevan, le T_{bV10} ne suit pas le T_{sol} et les T_{bV10} semblent suivre le T_{air} . Dans cette station, la présence de forêt est de 80% et cela expliquerait ces tendances. Dans l'hiver 2004-05, le sol n'est pas gelé et la neige est plus épaisse que pour l'hiver 2003-04.

Le chapitre qui suit présente tous nos résultats.



La ligne égale à 273.15 K est tracée comme référence.

Figure 4-4 L'évolution temporelle de T_{air} , T_{sol} , T_{bV10} , T_{bV19} et hauteur de neige mesurées à la station Estevan.



La ligne égale à 273.15 K est tracée comme référence.

Figure 4-5 L'évolution temporelle de Tair, Tsol, TbV10, TbV19 et hauteur de neige mesurées à la station Thompson (en haut : hiver 2003-04, en bas : hiver 2004-05).

5. RÉSULTATS, ANALYSE ET DISCUSSION

Les résultats sont présentés dans cette section. Premièrement, les résultats relatifs au modèle de neige SNTHERM sont présentés. En second lieu, nous présentons la sensibilité du couplage SNTHERM-HUT aux précipitations et un test de la procédure d'inversion. Les sections qui suivent présentent les résultats principaux de ce projet et l'analyse statistique : calcul de l'erreur, corrélation et de l'écart moyen. Les résultats portant sur l'évaluation de l'efficacité de la méthode à détecter du gel sont aussi présentés. Nous montrons aussi les résultats obtenus si on ajoute la fréquence 19 GHz de AMSR lors de la procédure d'inversion et les mesures SBR 19 GHz à la station Sirene. Les résultats de la spatialisation de la méthode constituent la dernière section.

5.1 Modèle SNTHERM

Un modèle de neige est nécessaire afin de nous permettre de modéliser les caractéristiques de la neige comme l'épaisseur du manteau neigeux, le profil de température, de la densité et de la taille de grain de la neige.

Dans cette section, nous présentons les résultats relatifs au modèle de neige SNTHERM (version SNTHERM.89). En premier lieu, nous abordons le sujet concernant le seuil approprié afin de classer les précipitations comme liquides ou solides. Par la suite, l'effet du profil de température du sol initial et l'effet de l'humidité du sol initiale sont analysés. Une comparaison entre profils de SNTHERM avec ceux mesurés est effectuée et finalement, une comparaison des modèles SNTHERM, SNOWPACK et CROCUS est montrée.

5.1.1 La phase des précipitations

Comme nous l'avons mentionné précédemment, le modèle SNTHERM nous demande la phase des précipitations, paramètre non mesuré au sol ni fourni par les modèles de réanalyses. Il a donc fallu établir un seuil afin de classer les précipitations comme liquides ou solides.

Nous avons fait des simulations pour la station Sirene pour l'hiver 2007-08 en considérant un seuil égal à 0°C et un autre égal à 1°C (figure 5.1).

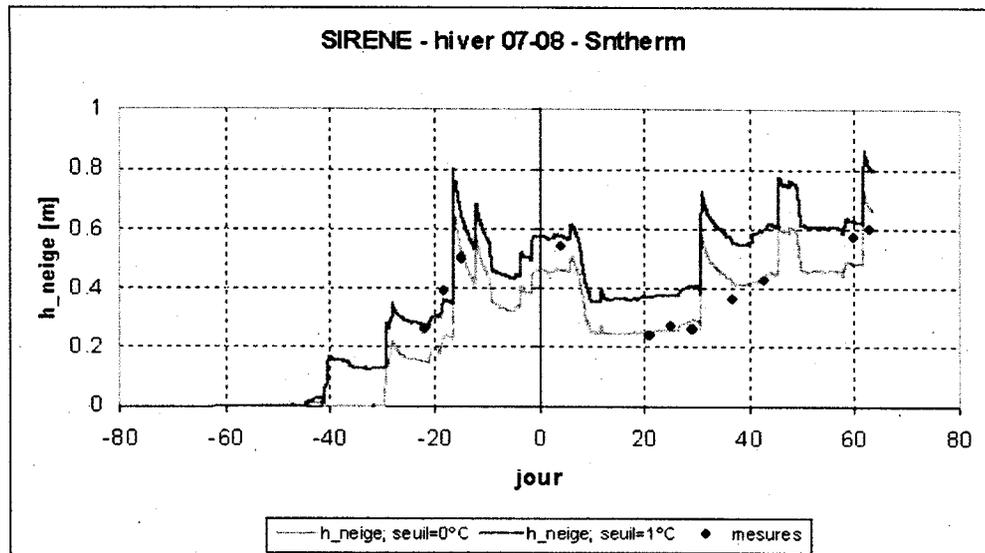


Figure 5-1 Hauteur de neige simulée avec deux seuils différents pour déterminer la phase des précipitations (seuil = 0°C, bleu pâle ; seuil = 1°C, rose) et hauteurs de neige mesurées (points bleus) pour la station Sirene (session 2007-08).

La détermination de ce seuil génère un effet direct sur le calcul de la hauteur de neige, comme on peut le voir sur la figure 5.1. Le changement de ce seuil peut donner une erreur de plusieurs centimètres sur l'estimation de la hauteur de neige, et il s'agit d'un paramètre très sensible sur lequel il faut porter beaucoup d'attention dans le cas où des estimations du SWE (équivalent en eau de la neige) sont réalisées. Dans le cas de la figure 5.1, le seuil à 1° C marche mieux au début de la saison en présence de précipitations mixtes qui ne sont pas permises dans le modèle SNTHERM. Par contre, le seuil à 0° C marche mieux pendant l'hiver et nous avons adopté ce seuil dans notre projet.

5.1.2 L'effet du profil de température du sol initial

Le profil de température du sol initial est souvent inconnu, donc il reste impératif d'analyser la sensibilité du modèle à ce profil initial. Nous avons effectué des simulations à cette fin. Nous

avons considéré une épaisseur du sol de 92 cm et deux profils de température différents au départ de la simulation. Dans le premier cas, toute cette portion du sol n'était pas gelée et dans le deuxième cas, la portion qui va de l'interface jusqu'à une profondeur de 32 cm était gelée. Dans les deux cas: les températures des premières couches (en commençant d'en bas) sont restées positives.

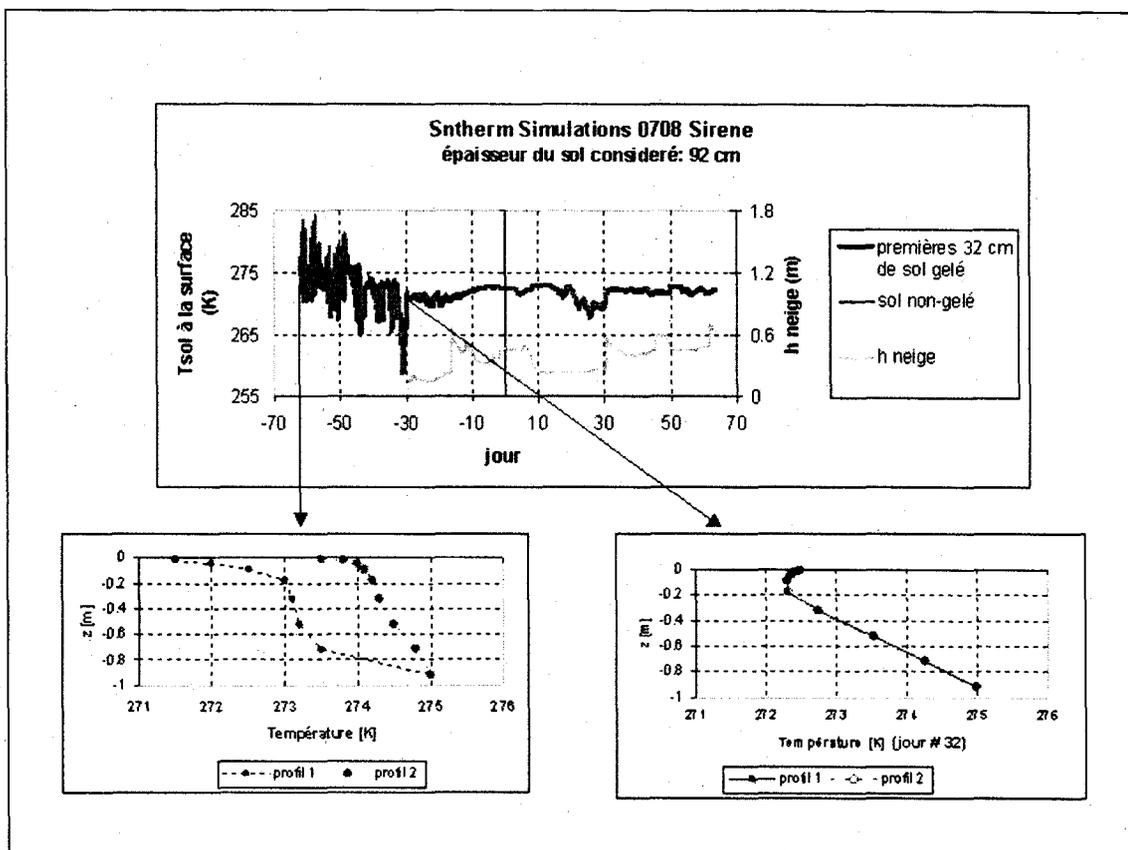


Figure 5-2 Simulations de la température à l'interface neige/sol ou air en partant de (a) un sol non gelé (profil #2 en couleur rouge) et (b) un sol partiellement gelé (profil #1 en couleur bleu). Hauteur de neige simulée (bleu pâle).

La figure 5.2 en haut montre l'évolution des températures résultantes à l'interface neige/sol (ou air/sol quand il n'y a pas de neige) obtenues dans ces deux cas, notées « T_{sol} à la surface » dans la figure. Ces deux profils initiaux sont montrés dans la figure en bas à gauche. Nous pouvons observer que, une fois que la neige est arrivée (jour = -30), la température à l'interface neige/sol coïncide dans les deux cas (avec une erreur RMSE = 0.05 K)

indépendants du profil de température du sol initial pris. Les profils respectifs correspondant au jour #32 (1er février) sont montrés dans la petite figure en bas à droite. Ces résultats montrent que les profils à l'interface neige/sol sont presque insensibles au profil de température du sol initial.

Ce sont des résultats rassurants dans le cas où l'information du profil initial du sol n'est pas disponible, la situation la plus habituelle.

5.1.3 L'effet de l'humidité du sol initiale

En manque de mesures d'humidité du sol, nous devons faire des hypothèses sur cette valeur. Le modèle demande une valeur initiale d'humidité du sol entre 6 % et 37.4 % pour un sol sableux et 15 % et 57.7 % pour un sol argileux. Si les types de matériaux du sol sont connus, nous pouvons les spécifier dans le fichier d'entrée; mais faute d'information, nous prenons les valeurs standard (*par défaut* dans le programme).

SNTHERM ne permet pas de flux d'eau à l'intérieur et à l'extérieur du sol et le programme permet seulement des variations de l'humidité du sol pour gel/dégel (*freezing/thawing*) et mouvement de la vapeur.

Nous avons analysé l'effet de la valeur initiale d'humidité du sol sur les sorties résultantes : humidité du sol, hauteur de neige, température effective et température du sol à l'interface neige-sol ou air-sol. Nous n'avons pas fait cette analyse dans toutes les stations en considérant que l'exploration dans une station est suffisante afin d'apprécier cette sensibilité. Nous avons choisi la station Thompson pour la période 2004-05 de façon arbitraire.

Nous avons pris différentes valeurs initiales d'humidité du sol, soit 6%, 20% et 37%. La figure 5.3 montre l'effet de ces valeurs sur l'évolution temporelle de l'humidité du sol. Nous avons analysé la sensibilité de ces valeurs initiales d'humidité du sol sur la hauteur de neige résultante (figure 5.4), sur la température effective du manteau nival (figure 5.5) et finalement, sur la température du sol à l'interface neige-sol ou air-sol, s'il n'y a pas de neige (figure 5.6).

On rappelle que la température du sol est définie ici comme étant la température présente dans les premiers centimètres de sol sous la surface, égale à la température de l'interface air-sol ou neige-sol.

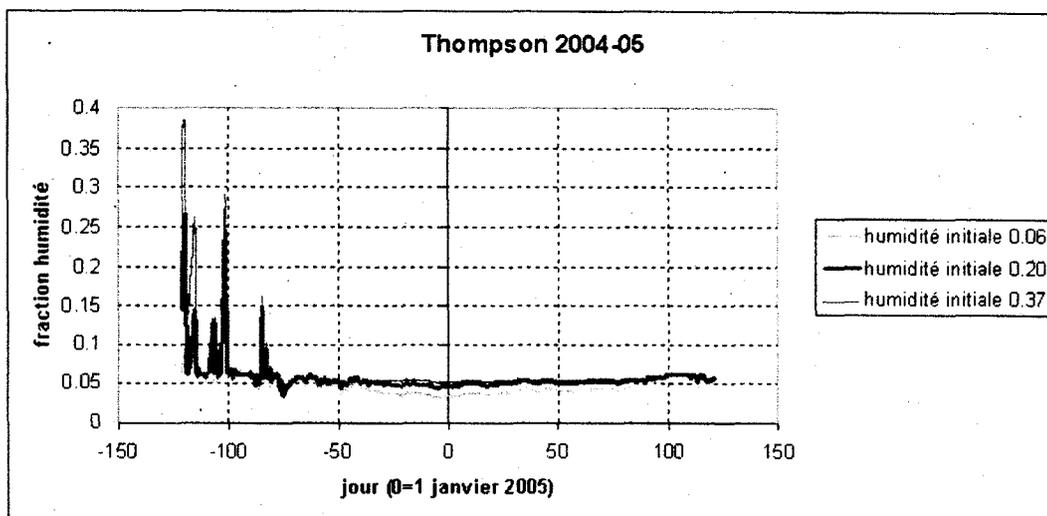


Figure 5-3 Séries d'humidité du sol résultantes selon l'humidité initiale du sol considérée.

La figure 5.3 nous permet de conclure que l'humidité initiale du sol n'a pas un impact déterminant sur l'évolution de l'humidité du sol résultante. La série temporelle de l'humidité du sol converge toujours aux valeurs autour de 5%.

La figure 5.4 montre que l'humidité initiale du sol n'a pas un impact décisif sur l'évolution de la hauteur de neige résultante.

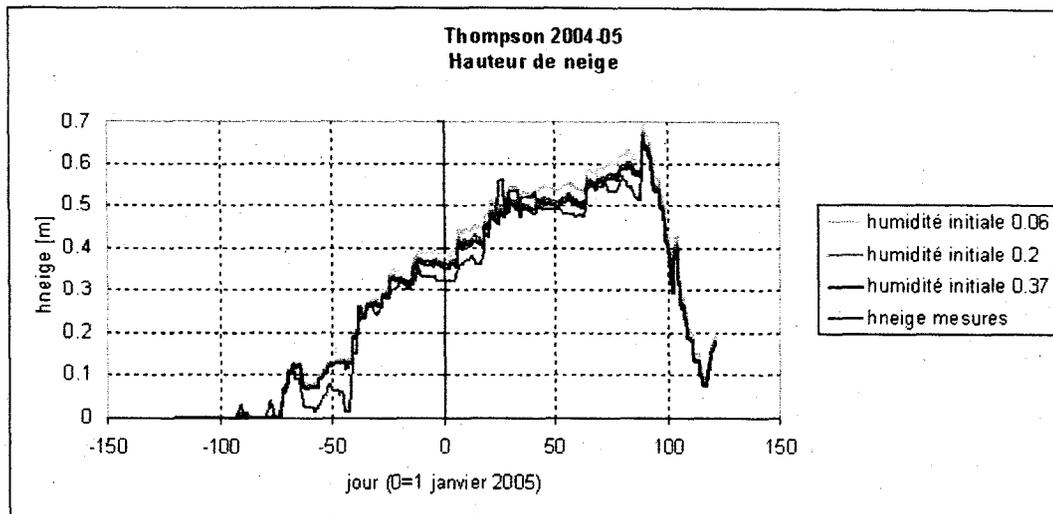


Figure 5-4 Séries de hauteur de neige résultantes selon l'humidité initiale du sol considérée.

La figure 5.5 montre que la température de la neige effective (T_{eff}) est sensible à l'humidité initiale du sol. L'écart maximum obtenu pour T_{eff} entre une faible et une forte humidité initiale est de l'ordre de 7.84 K et il arrive vers la fin de décembre et début de janvier (la neige plus sèche durant les périodes froides est toujours un peu plus froide que la neige humide durant les périodes chaudes. Si la neige est humide, c'est qu'il fait plus chaud. La neige est un matériau poreux dont la température est toujours inférieure ou égale à 0°C. L'eau dans la neige sèche est présente sous la phase gazeuse et solide. Lorsque la neige est humide, les trois phases de l'eau sont en équilibre thermodynamique et la présence d'eau liquide implique une température de 0°C). La conductivité thermique d'un neige tassée et humide est supérieure à celle d'un neige sèche et poreuse. Donc une neige de printemps conduit mieux la chaleur de l'air qui se réchauffe.

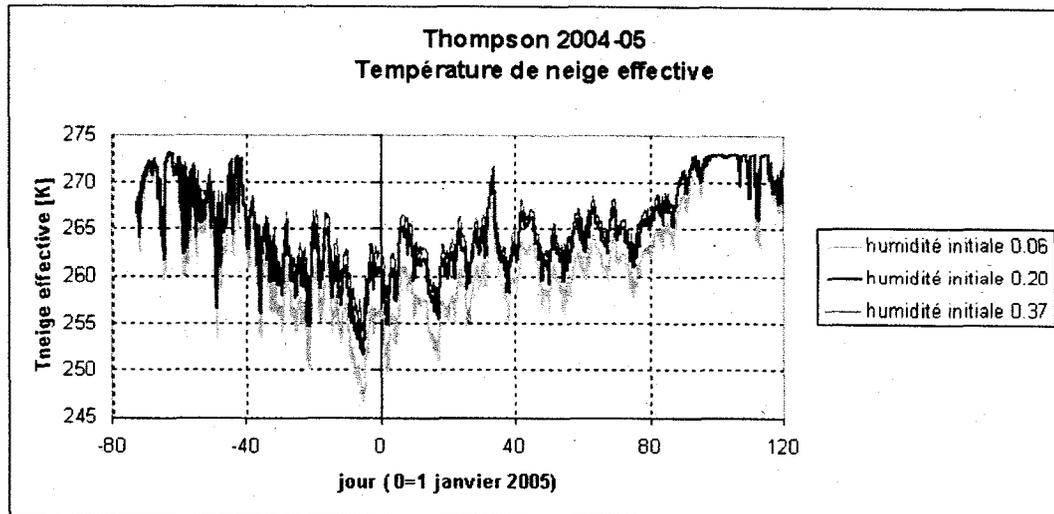


Figure 5-5 Séries résultantes de température de neige effective selon l'humidité initiale du sol considérée.

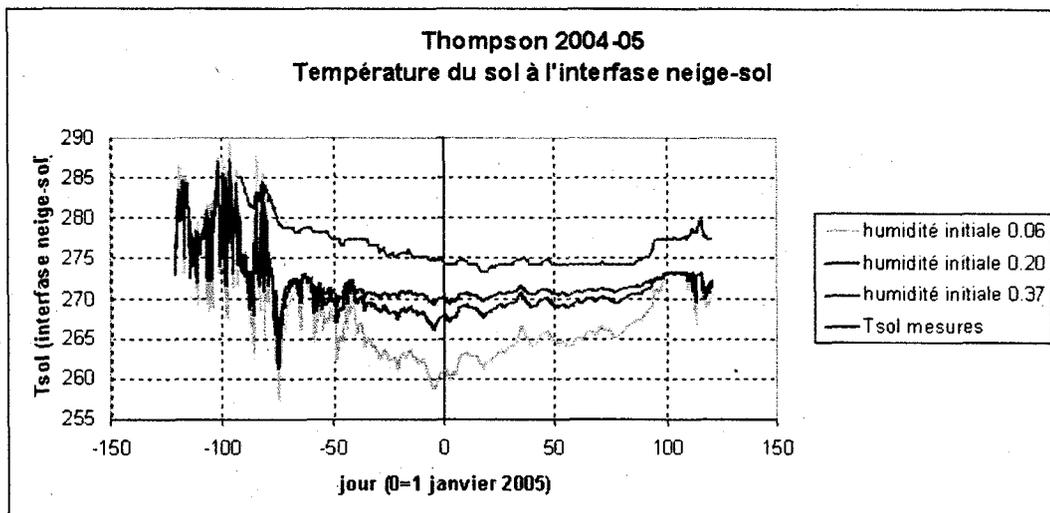


Figure 5-6 Séries résultantes de température du sol selon l'humidité du sol initiale considérée.

La figure 5.6 montre que la température du sol est davantage sensible à l'humidité du sol initiale. Aussi, nous y avons ajouté l'évolution temporelle des mesures de T_{sol} correspondantes.

Cette figure nous indique que plus la valeur d'humidité initiale est élevée, plus la température du sol restera chaude. Dans la simulation du site de Thompson, cet écart peut atteindre 10 K au mois de janvier (figure 5.6). Mais étant donné que nous ne disposons pas de mesures sur site afin de savoir quelle valeur d'humidité du sol initiale est la correcte, nous prenons par hypothèse la valeur d'humidité du sol de 20 %, étant représentative de la région (Roy *et al.*, 2004), et nous faisons appel à la télédétection afin de corriger les valeurs de T_{sol} résultantes.

En conclusion, la valeur d'humidité de sol initiale de 20 % est donc prise et c'est le profil de neige qui en résulte qui entre par la suite dans le programme HUT. A priori, on sait que les valeurs de T_{sol} résultantes peuvent varier de 10 K à cause d'une mauvaise valeur d'humidité du sol initiale. En référence à l'hypothèse de notre thèse, nous nous attendons à ce que le couplage avec le modèle HUT nous permettra de retrouver les bonnes valeurs de T_{sol} .

5.1.4 Analyse de profils de température

Nous avons comparé des profils de neige fournis par SN THERM avec les données de puits (snowpits) disponibles à la station Sirene. À la station Kindersley, nous avons aussi comparé les profils simulés de température dans le sol avec des mesures sur site.

La figure 5.7 illustre la localisation des puits (snowpits) à la station SIRENE l'hiver 2004-05. À ces points, on a enregistré des profils de neige comprenant le nombre de couches, l'épaisseur, la température, la densité, la taille de grain de chacune des couches. Chaque puits correspond à un jour différent pendant la saison hivernale 2004-05.

À titre d'exemple, nous présentons le Snowpit # 22 (correspondant au 23 février 2005), où le nombre de couches identifié sur le terrain était égal à 5 (figure 5.8 *a*) avec des épaisseurs supérieures à 1 cm. SN THERM a modélisé 35 couches beaucoup plus minces. Les figures 5.8 (*b* à *d*) illustrent les profils verticaux normalisés en pourcentage relatif de la hauteur correspondante à la densité de la neige, la température et la taille de grain.

Même si les profils de température de neige (figure 5.8.b) sont différents entre eux, le calcul de la température de neige effective donne une valeur de 270.84 K pour le profil de SNTHERM et une valeur de 271.41 K pour le profil des mesures, soit une différence faible de 0.57 K. Concernant la température du sol (à l'interface neige-sol), la différence est de 1.26 K ($T_{sol}(SNTHERM) = 270.69$ K et $T_{sol}(mesuré) = 271.95$ K).

SNTHERM donne la taille physique (visuel) des grains de neige, un paramètre comparable avec la taille de grain mesurée visuellement, bien que cette mesure soit très difficile à faire sur le terrain. À la figure 5.8 c et d, nous pouvons voir que le modèle sous-estime la densité de la neige et de façon plus remarquée, il sous-estime la taille de grain.

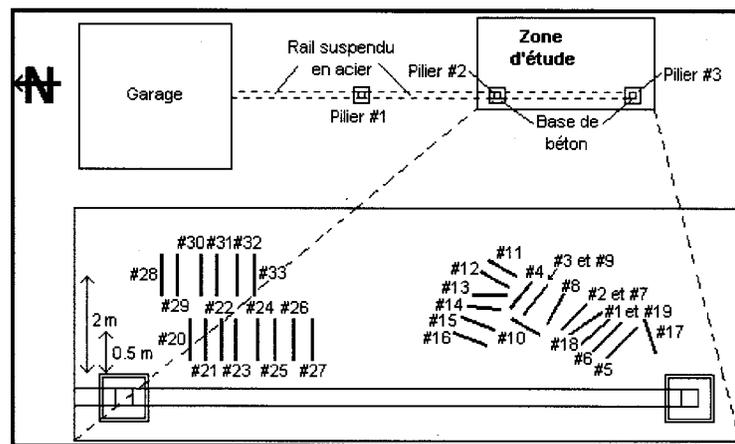


Figure 5-7 Schéma montrant la localisation de Snowpits à la station Sirene.

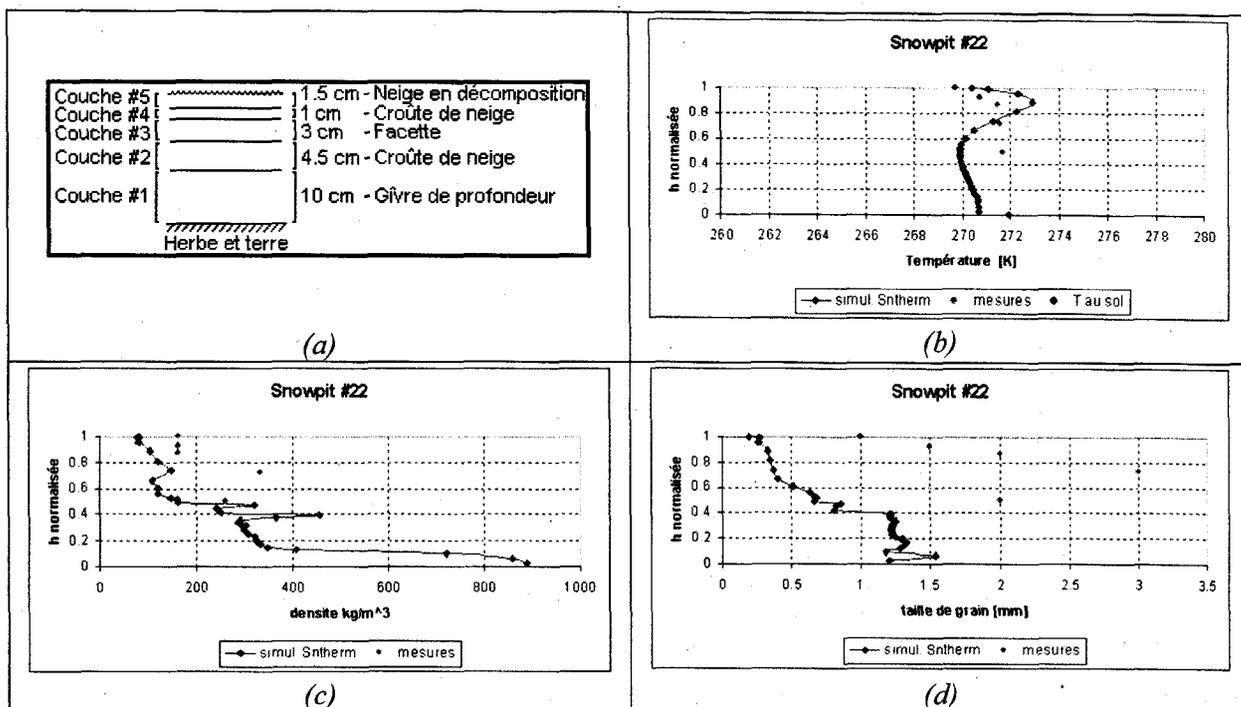
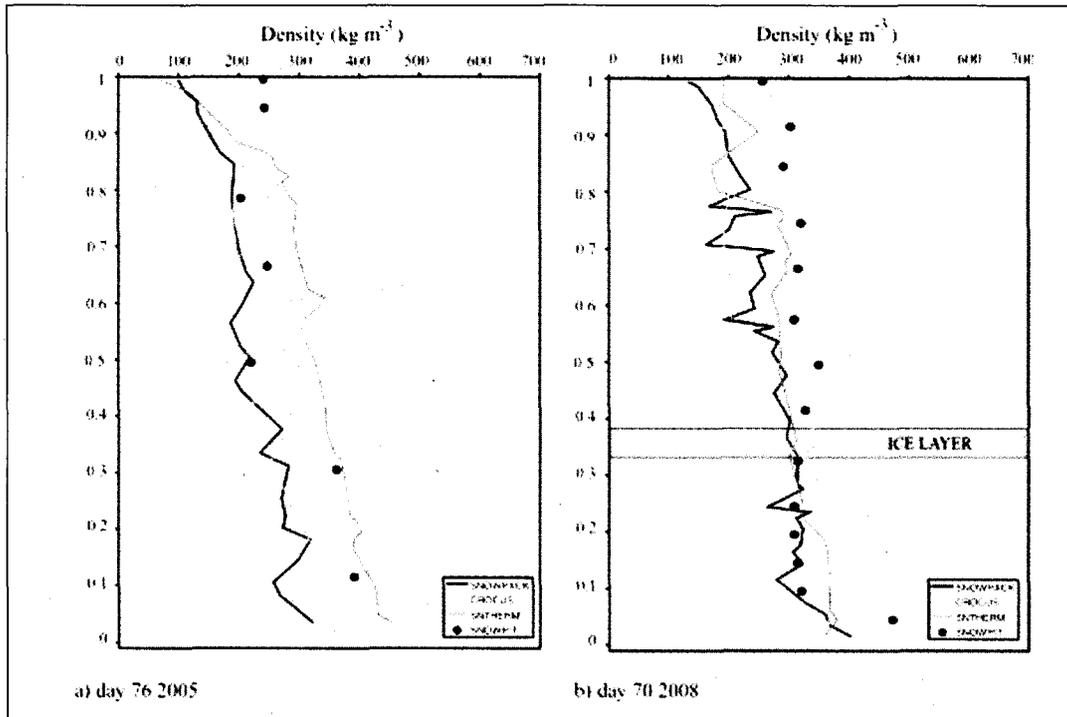


Figure 5-8 (a) Profil de neige du Snowpit #22 de la station Sirene (23 février 2005). (b) Profil vertical de la température. (c) Profil vertical de la densité (d) Profil vertical de la taille de grain.

Nous avons comparé la densité de neige générée par SN THERM avec celle simulée par les deux autres modèles considérés (SNOWPACK et CROCUS) à la station Sirene (Langlois *et al.*, 2009). Nous avons retrouvé que pour une journée donnée (jour 76 2005), SN THERM surestimait la valeur de la densité de neige et pour une autre journée (jour 70 2008), il l'a sous-estimé (figure 5.9), cependant l'estimation de SN THERM était meilleure que celles de Snowpack et Crocus, de manière quantitative.



Tiré de Langlois *et al.* (2009)

Figure 5-9 Comparaison de profils verticaux de la densité de neige modelée et mesurée.

À la station Kindersley, nous avons des mesures dans le sol aux différentes profondeurs : aux 5, 10, 20, 50 et 100 cm pendant l'hiver 2004-05, prises le matin. Ces mesures ont été fournies par Environnement Canada. À titre d'exemple, nous avons pris le profil du 1er décembre 2004 afin de visualiser une comparaison avec les valeurs obtenues avec le modèle même si notre objectif se concentre seulement dans les premiers centimètres du sol (figure 5.10). Dans cet exemple, la correspondance entre les simulations SNTHERM et les mesures au sol est excellente, avec une différence moyenne de 0.52 K.

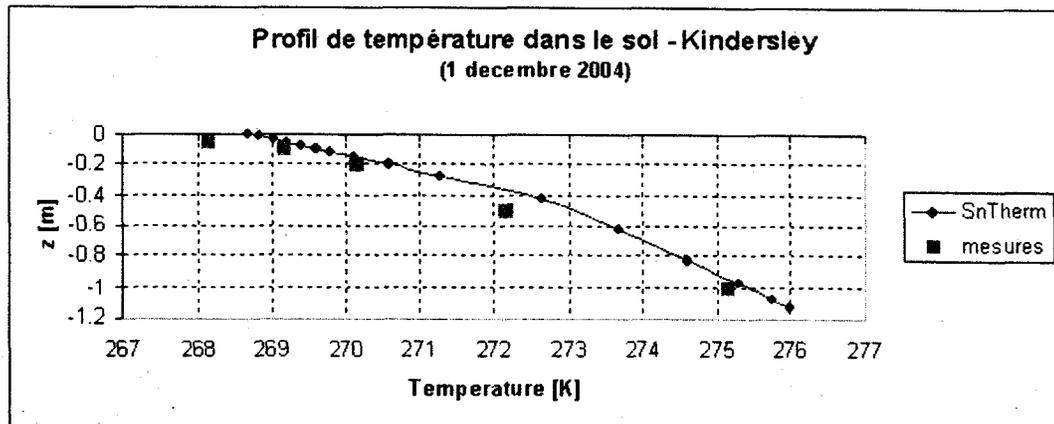


Figure 5-10 Profils de température dans le sol mesuré et simulé à la station Kindersley.

5.1.5 Comparaison des modèles SN THERM, SNOWPACK et CROCUS

Dans les chapitres précédents, nous avons fait référence aux trois modèles de neige, les plus sophistiqués, qui permettent de sortir les caractéristiques et l'évolution du manteau neigeux : CROCUS, SN THERM et SNOWPACK.

Nous avons testé ces trois modèles avec des données de la station *Goose Bay*, Terre-Neuve (Canada) pour l'hiver 1980-1981. Au moment de tester les modèles, nous avons déjà une base complète de données météorologiques de cette station et nous voulions analyser la comparaison des modèles dans un environnement plus nordique. À titre d'exemple, la figure 5.11 montre l'évolution temporelle de la hauteur de la neige simulée avec les modèles SN THERM, CROCUS et SNOWPACK et la variation de la hauteur de la neige mesurée. À la fin de l'hiver, les trois modèles montrent une bonne simulation de la croissance du manteau neigeux au cours de l'hiver (1.5 m dans ce cas), mais le problème de fonte est mal résolu, générant une surestimation de la hauteur de neige. Dans le cas de SN THERM, ce problème peut être due à une mauvaise estimation de l'albédo de la neige dans des conditions de fonte (Frankenstein *et al.*, 2008). Aussi, une autre raison possible est le fait que le modèle requiert un excès d'énergie pour réchauffer l'ensemble des couches de neige jusqu'à 0°C avant que la fonte puisse commencer, entraînant un décalage dans la fonte du modèle (Etchevers *et al.*, 2004).

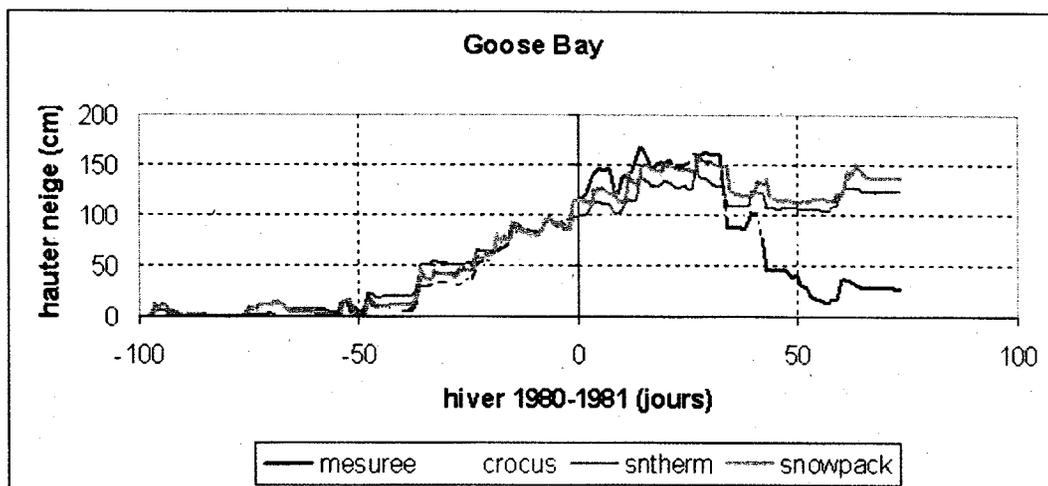
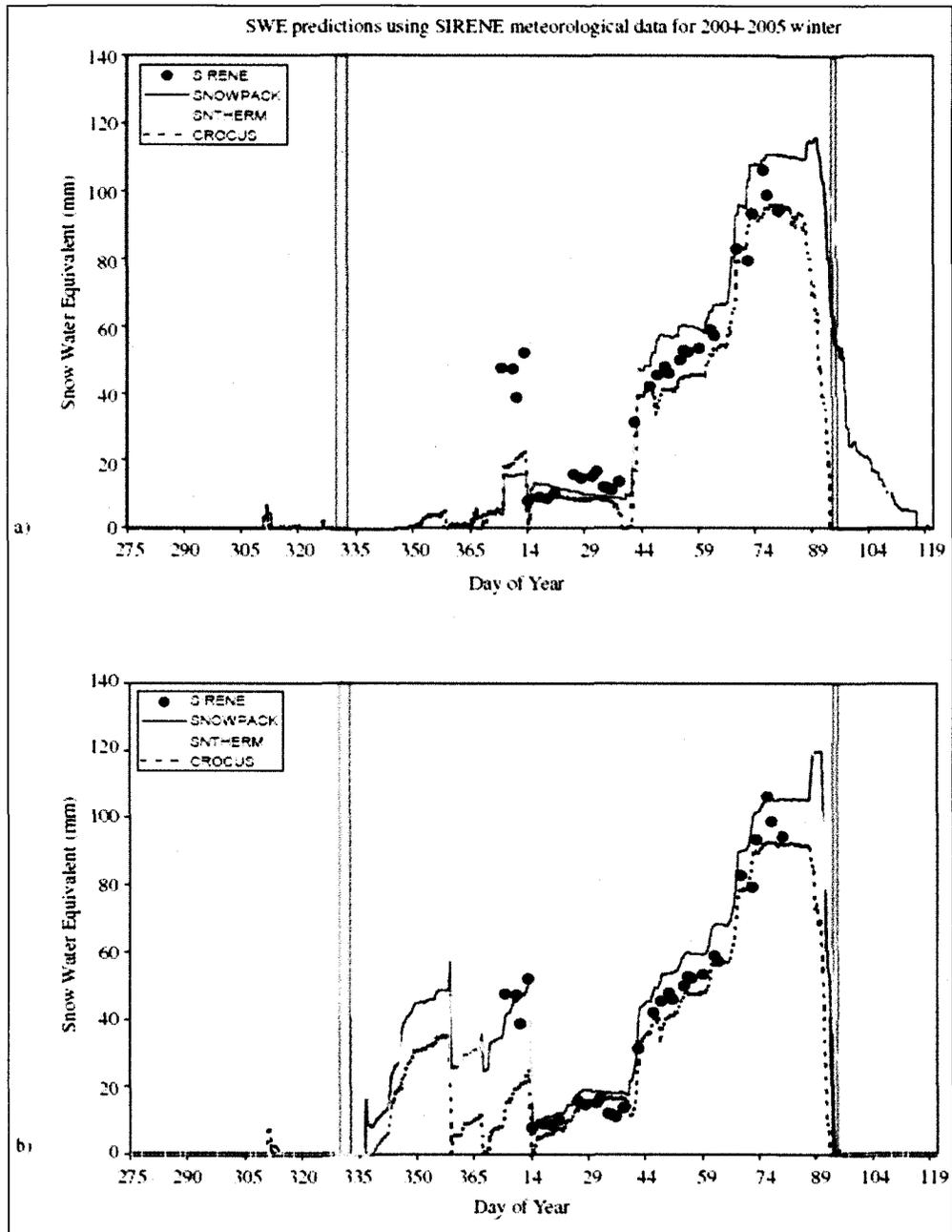


Figure 5-11 Simulations de la hauteur de neige en utilisant les modèles SNTHERM, CROCUS et SNOWPACK, et comparaison avec la hauteur mesurée pour la station de Goose Bay.

Une comparaison de ces trois modèles a aussi été faite sur le site SIRENE et pour différents environnements au nord du Québec dans l'article de Langlois *et al.* (2009). La figure 5.12 reproduit quelques simulations de cet article. Les résultats sont tout à fait comparables dans ce cas et pour les autres hivers aussi analysés (2003-04 et 2005-06).

Nous avons choisi le modèle SNTHERM; à la différence de CROCUS, le modèle SNTHERM permet d'inclure le sol et à la différence de SNOWPACK nous avons accès au code écrit en fortran que nous pouvons modifier au besoin.



Tiré de Langlois *et al.* (2009)

Figure 5-12 Simulations de l'équivalent en eau (SWE) à partir de SNOWPACK, CROCUS et SNTHERM en utilisant a) données météorologiques de SIRENE et b) données météorologiques de NARR pour l'hiver 2004-2005.

5.2. Couplage SNTHERM-HUT

5.2.1. Analyse de sensibilité aux précipitations

Les mesures de précipitations sont connues pour être mauvaises ou manquantes et dans tel cas, elles sont remplacées par des données simulées comme celles de NARR. Il est nécessaire de regarder quel est l'impact des erreurs générées par l'inexactitude dans les précipitations.

Nous avons fait des simulations à la station Swift avec des précipitations bruitées afin d'analyser la série de T_{sol} inversée dans cette situation et de la comparer avec celle obtenue avec les valeurs de précipitations mesurées. Le choix de la station Swift s'est fait parce qu'il s'agit d'une station où l'on dispose de précipitations mesurées.

La figure 5.13 montre les précipitations mesurées (couleur bleue) et les précipitations bruitées (couleur rose); ces dernières ont été générées en soustrayant aux précipitations mesurées 50 % de sa valeur.

Les mesures de précipitations de neige sont souvent assez imprécises, notamment à cause du vent (Groisman et Legates, 1994; Yang *et al.*, 1999). Nous avons considéré une erreur systématique dans les données de précipitation de -50% en considérant que le vent ne permet pas de mesurer la vraie précipitation. Nous avons pris un exemple des possibles perturbations de précipitation.

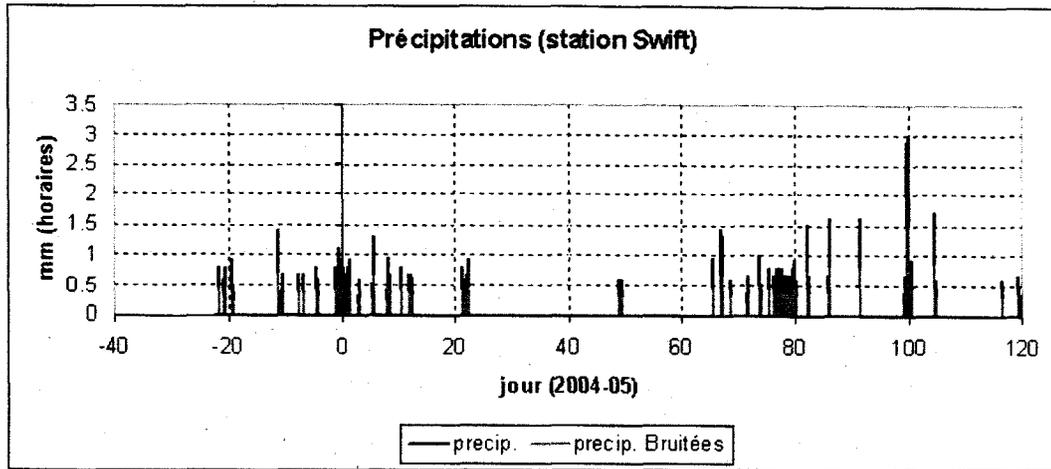


Figure 5-13 Précipitations horaires (mm) mesurées (bleu) et bruitées (rose) à la station Swift.

La série de précipitations bruitées génère un profil de neige, dont la hauteur de neige est inférieure à celle obtenue à partir des précipitations mesurées (figure 5.14). Donc, nous analysons, à la fois, l'effet d'une mauvaise hauteur de neige et des précipitations inexactes.

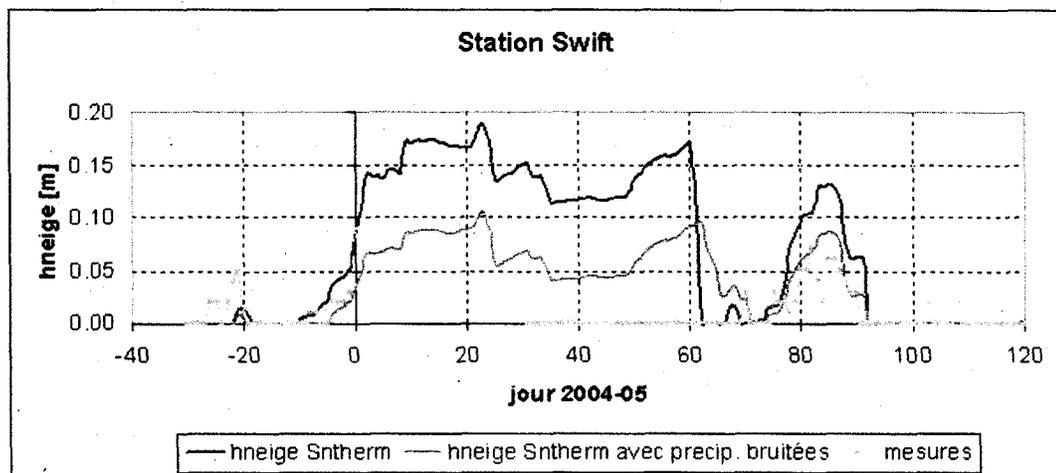


Figure 5-14 Évolution de la hauteur de neige à partir des précipitations mesurées et celles bruitées et hauteur de neige mesurée.

À la figure 5.14, nous pouvons observer que SNTHERM surestime la hauteur de neige. Nous avons remarqué ce comportement dans plusieurs stations et cette faiblesse devrait être prise en

compte si nous aurions calculé l'équivalent d'eau de la neige. Une diminution dans la quantité de précipitations (comme c'est le cas des précipitations bruitées) permettrait de compenser cette surestimation. Cependant, pour la fréquence 10 GHz, une erreur dans l'épaisseur de neige n'est pas appréciable (voir fig. 2.6).

À partir de la série des précipitations mesurées, nous obtenons la hauteur de neige indiquée avec la couleur violette à la figure 5.14, la série de T_{sol} SNTHERM (T_{sol} 1 SNTHERM) de la figure 5.15 (de couleur bleue) et la série de T_{sol} inversée (T_{sol} 1 inversé) de la figure 5.16 (de couleur verte).

À partir de la série des précipitations bruitées, nous obtenons la hauteur de neige indiquée avec la couleur orange à la figure 5.14, la série de T_{sol} SNTHERM (T_{sol} 2) de la figure 5.15 (de couleur rouge) et la série de T_{sol} inversée (T_{sol} 2) de la figure 5.16 (de couleur orange).

Nous avons marqué avec un cercle « A » et « B » dans la figure 5.15a les périodes où les valeurs de T_{sol} SNTHERM s'éloignent le plus des valeurs des mesures. Après l'inversion, nous pouvons voir les valeurs de T_{sol} inversées obtenues dans ces mêmes périodes (cercles « A » et « B » à la figure 5.16a) et dans les deux cas, l'inversion a réussi à ramener les T_{sol} aux valeurs de T_{sol} mesurées. Il faut se rappeler que la série des mesures de T_{sol} n'est pas intervenue dans la procédure d'inversion, il s'agit d'une série complètement indépendante.

Les figures 5.15b et 5.16b présentent les écarts entre les différents tests afin de mieux interpréter les résultats.

Le tableau 5.1 montre les erreurs obtenues avec les deux séries (précipitations mesurées et bruitées) et nous pouvons conclure qu'une mauvaise précipitation (et hauteur de neige, en conséquence) n'empêche pas à retrouver de bonnes valeurs de T_{sol}. La série de précipitation bruitée génère une série de T_{sol} SNTHERM avec une erreur plus grande (4.64 K) que celle obtenue avec les précipitations mesurées (3.73 K), mais le processus d'inversion réduit cette différence. C'est un résultat assez rassurant sachant que, dans la réalité, les précipitations peuvent être inexactes.

Tableau 5-1. Valeurs de RMSE de T_{sol} obtenues pour la station Swift.

Station/ hiver	Nombre de points	Précipitations mesurées		Précipitations Bruitées	
		Tsol SNTHERM	Tsol inversé	Tsol SNTHERM	Tsol inversé
		RMSE [K]	RMSE [K]	RMSE [K]	RMSE [K]
Swift 04-05	105	3.73	2.76	4.64	3.08

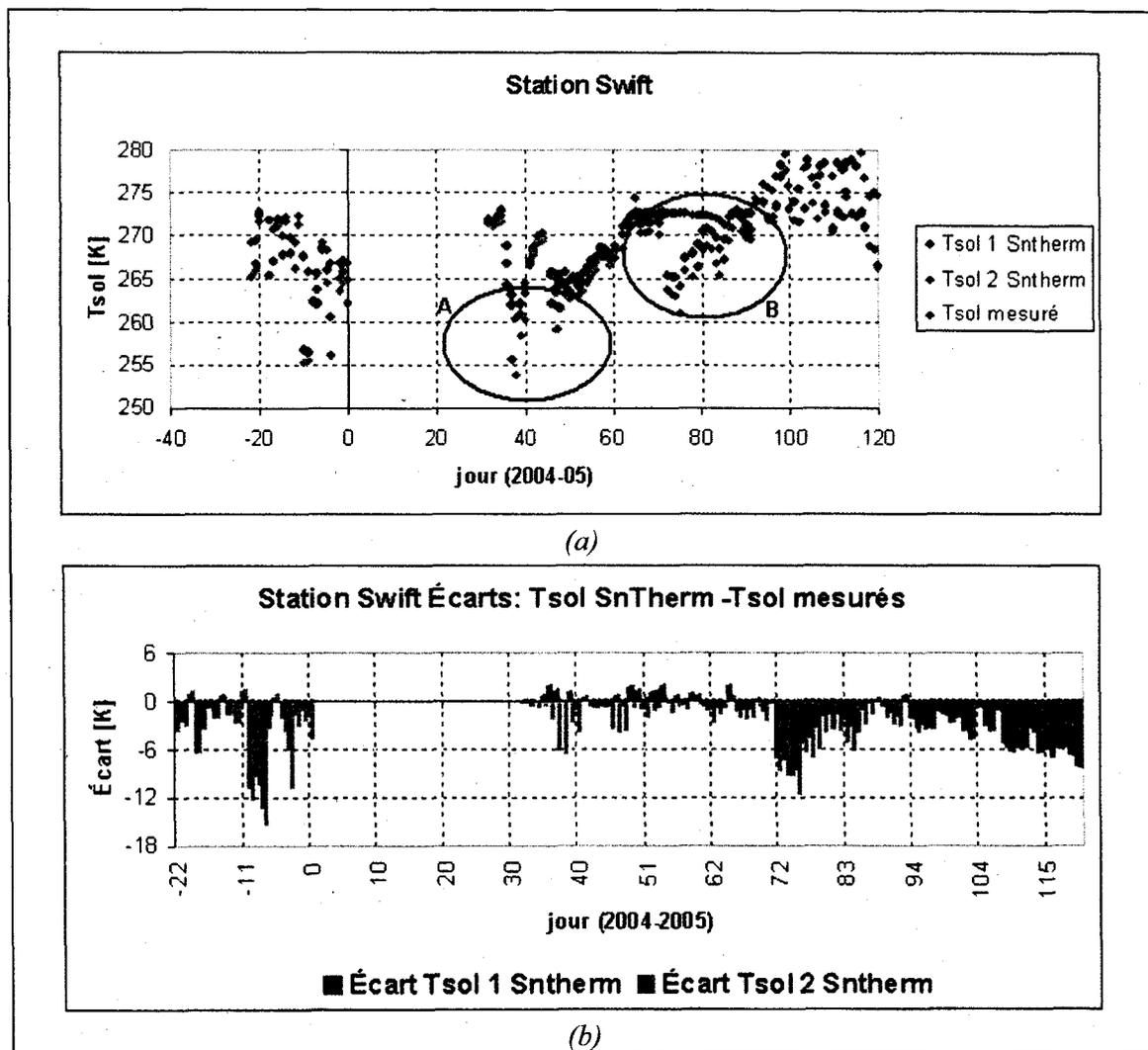


Figure 5-15 (a) Évolution temporelle de T_{sol} de SNTHERM (Tsol 1 à partir des précipitations mesurées; Tsol 2 à partir des précipitations bruitées) et les mesures de T_{sol}. (b) Écarts.

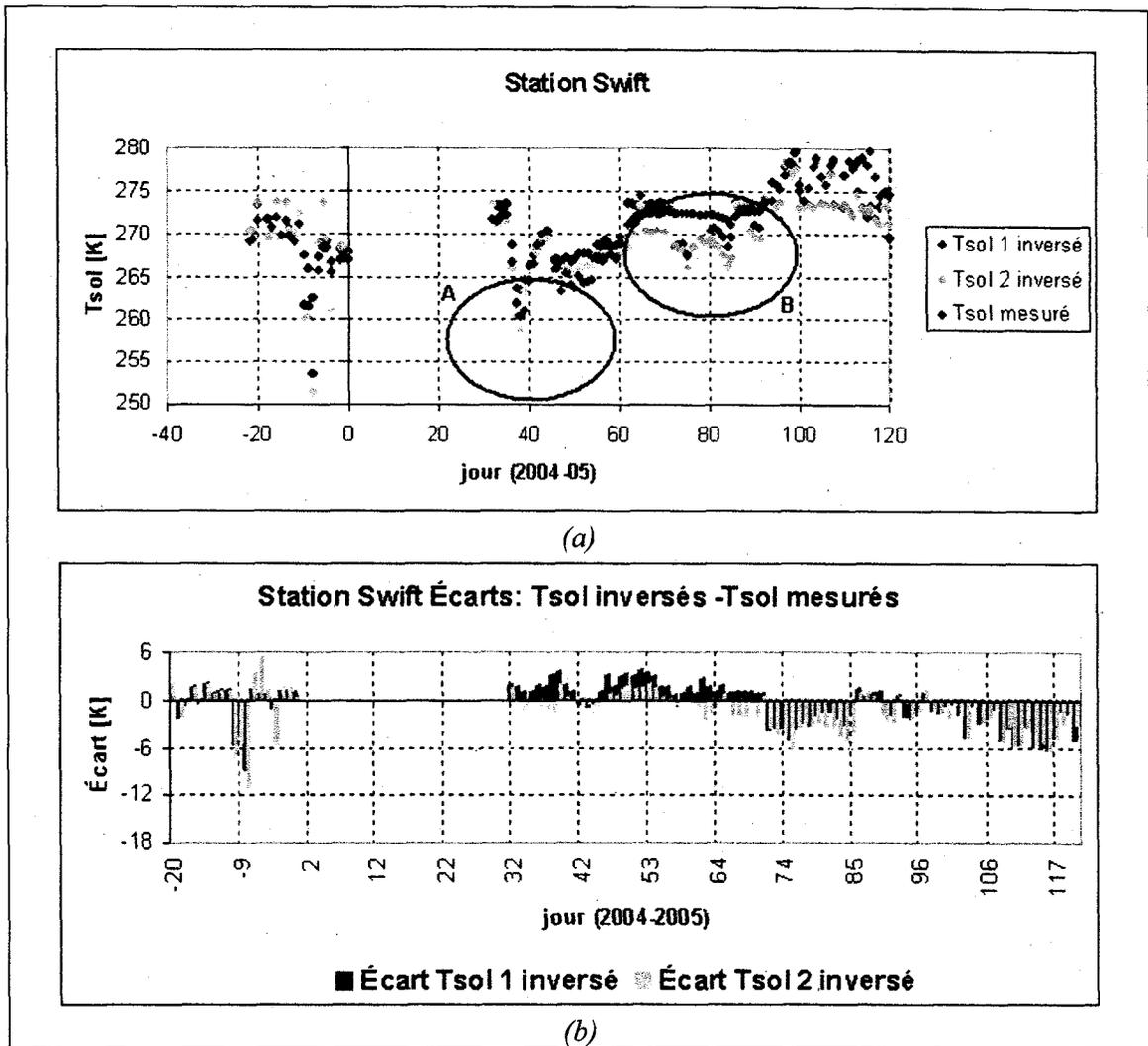


Figure 5-16 (a) Évolution temporelle de Tsol inversé (Tsol 1 inversé à partir des précipitations mesurées; Tsol 2 inversé à partir des précipitations bruitées) et les mesures de Tsol. (b) Écarts.

5.2.2 Test de la procédure d'inversion

Nous avons montré que la température du sol est sensible à l'humidité du sol initiale (figure 5.6). Afin de démontrer que le couplage de SNTHERM avec le modèle HUT et l'itération sur Tsol nous permettra de retrouver les bonnes valeurs de Tsol, nous avons fait une simulation théorique.

Nous avons pris les données météorologiques de la station Stony Plain (AB) de l'hiver 2004-05 et nous avons tourné le modèle SNTHERM avec une humidité initiale (notée SM) de 6 % sous l'hypothèse que cette valeur était correcte et la série de T_{sol} résultante aussi. Nous avons simulé les températures de brillance T_{bV} correspondantes avec le modèle HUT, que nous avons considérées comme « T_{bV} référence ».

Par la suite, nous avons modifié la valeur initiale d'humidité à une valeur de 20 % afin de simuler une erreur dans la valeur de l'humidité initiale; nous avons roulé SNTHERM avec cette valeur et nous avons retrouvé une nouvelle série de T_{sol}, qui comporte une erreur à cause de la mauvaise valeur d'humidité initiale. Nous avons simulé les T_{bV} et au moyen d'une boucle sur T_{sol}, nous avons cherché la nouvelle série de T_{sol} qui minimisait la différence entre « T_{bV} référence » et les T_{bV} de la série avec SM = 20%.

La nouvelle série de T_{sol}, T_{sol} inversé, s'approche de la bonne série de T_{sol} de départ (celle de SM 6%). La figure 5.17 montre les séries résultantes. L'erreur moyenne (RMSE) pour T_{sol}(6%)-T_{sol}(20%) est de 4.37 K et celle pour T_{sol}(6%)-T_{sol}(inversé) est de 1.59 K.

La figure 5.17 montre que l'inversion de T_{sol} n'est pas affectée par des valeurs d'humidité initiale incorrectes. L'erreur de l'humidité du sol initiale pourrait déjà être considérée dans le terme T_{bV_{HUT}} lors de l'inversion.

Les résultats montrent que les T_{sol} inversées s'ajustent très bien aux valeurs de T_{sol} de référence (6%) surtout dans la première moitié de l'hiver. Dans la deuxième moitié de l'hiver, nous pouvons remarquer une erreur systématique. Des variations dans le manteau de neige pourraient être mises en cause.

Cette simulation nous assure la performance de la méthode de retrouver les T_{sol} malgré les possibles valeurs d'humidité incorrectes que nous pouvons considérer au départ.

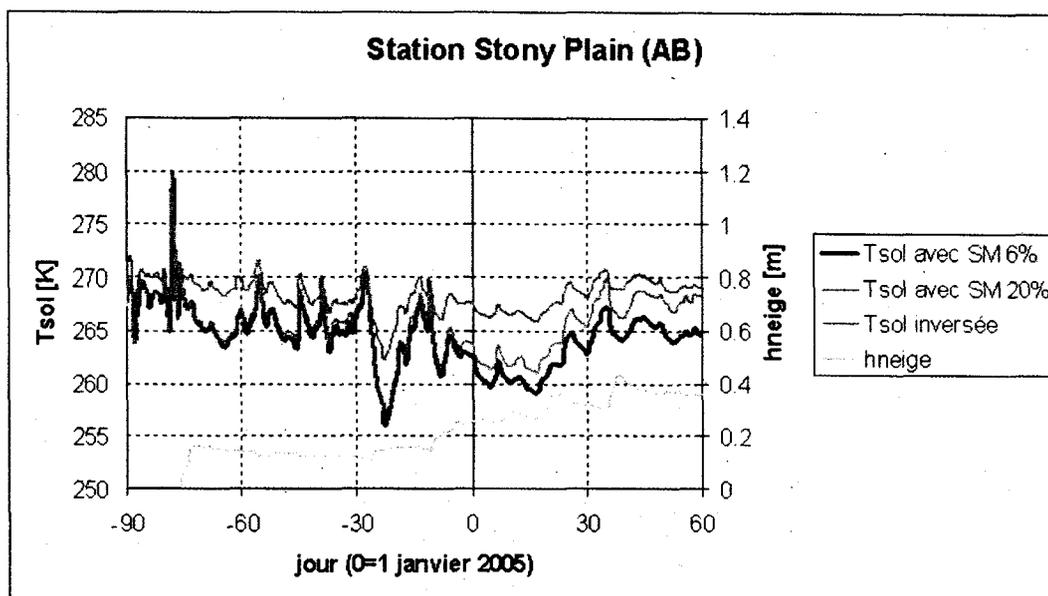


Figure 5-17 Séries résultantes de température du sol avec une bonne humidité du sol initiale (6%) hypothétique (prise comme référence), avec une humidité fautive (20%) et la série de température corrigée avec le couplage HUT et l'inversion des températures de brillance (Tsol inversé).

5.3 Analyses des résultats des inversions de Tsol

Cette section présente les résultats principaux de notre thèse : les résultats obtenus en confrontant les mesures aux séries de Tsol inversé (Tsol SN THERM et Tsol NARR, aussi). Le tableau 5.2 résume les valeurs de RMSE obtenues pour l'ensemble des stations analysées et toutes les périodes considérées dans cette étude (voir Tableau 2.1). Ce tableau montre aussi le pourcentage de points en dessous et au-dessus de 273.15 K (0°C) qui ont été bien classés par rapport aux mesures (Exactitude %, voir tableau 3.1 pour la définition d'exactitude dans ce contexte).

Nous avons comparé nos séries de Tsol inversé avec celles de NARR bien que ces dernières correspondent aux premiers 10 cm du sol (le modèle NARR ne fournit pas de valeurs de Tsol pour les premiers 5 cm du sol). Même si l'échelle est différente, le gradient de température dans le sol n'est pas assez prononcé dans les premières couches du sol (environ 1 K /10 cm à

la station SIRENE, hiver 2007-08, où nous pouvions le vérifier à travers les mesures d'une sonde).

Les résultats montrent qu'en moyenne sur l'ensemble des sites et des périodes analysées, l'erreur du modèle de neige est de 4.61 K (RMSE) alors que celle estimée par inversion est de 3.29 K, soit une amélioration moyenne de 29 %. Dans certains cas (Thompson 04-05), l'amélioration est très significative et peut atteindre 3.9 K (59%). Nous constatons que le pourcentage de points bien classés (gel ou pas gel) est assez significatif (78 %).

Tableau 5-2 Valeurs de RMSE obtenues pour les stations et les périodes étudiées et le pourcentage de points en dessous et au-dessus de 273.15 K (0°C) qui ont été bien classés par rapport aux mesures (Exactitude en %).

Station - Hiver	Nombre de points	Tsol NARR (0-10 cm)	Tsol SNTHERM (0-5 cm)	Tsol inversé AMSR 10 GHz	
		RMSE [K]	RMSE [K]	RMSE [K]	Exactitude (%)
Sirene 07-08	68	5.05	1.99	1.78	66
Sirene 04-05	28	4.36	3.74	2.05	79
Estevan 04-05	224	7.14	5.00	3.78	87
Kinderseley 04-05	235	7.11	6.08	5.88	76
Thompson 03-04	231	8.24	4.84	3.42	78
Thompson 04-05	210	12.09	6.68	2.79	86
Swift 04-05	105	6.16	3.73	2.88	70
Wynyard 04-05	215	5.16	5.29	4.31	76
Pasquia 04-05	150	5.35	4.15	2.70	80
Moyenne		6.74	4.61	3.29	77.6

La figure 5.18 montre l'écart (delta) moyen entre le T_{sol} mesuré et le T_{sol} de SNTHERM et celui entre le T_{sol} mesuré et le T_{sol} inversé. Dans tous les cas, l'écart moyen relié au T_{sol} inversé est plus petit.

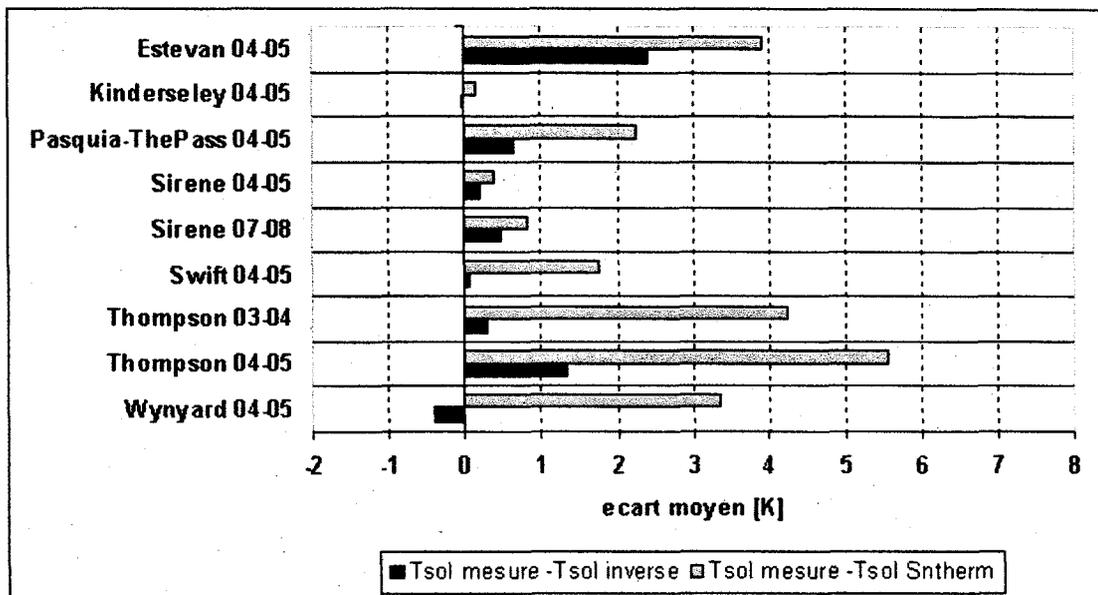


Figure 5-18 Écart (delta) moyen entre le T_{sol} mesuré et le T_{sol} de SNTHERM et celui entre le T_{sol} mesuré et le T_{sol} inversé.

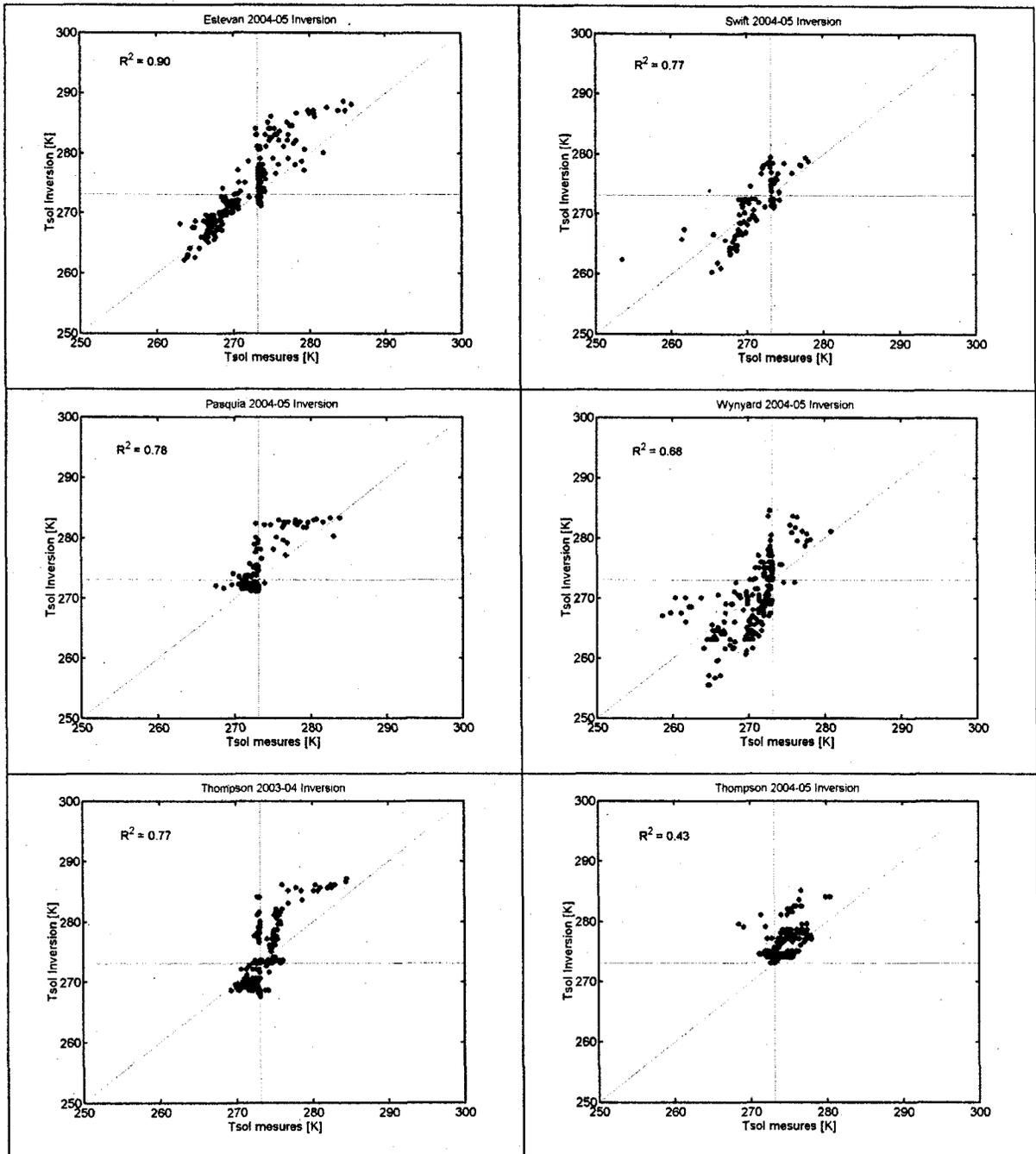


Figure 5-19 Statistiques correspondantes aux stations Estevan, Swift, Pasquia, Wynyard et Thompson.

La figure 5.19 montre la corrélation entre ces deux séries pour les stations Estevan, Swift, Pasquia, Wynyard et Thompson (les deux hivers).

Dans les figures 5.19, nous avons délimité quatre quadrants pour les températures supérieures ou inférieures à 273.15K. Lorsque les mesures se situent dans le quadrant haut-droit et celui en bas-gauche, cela indique que les mesures et les valeurs de l'inversion sont en accord pour une bonne prévision de gel/dégel. Nous pouvons remarquer aussi un regroupement des points dans la verticale égale à 273.15 K qui indiquent que plusieurs mesures se trouvent autour de cette valeur tandis que les valeurs de T_{sol} inversées montrent une dispersion plus notable.

Nos inversions montrent de fortes corrélations avec les mesures. Le tableau 5.3 montre les valeurs du coefficient de corrélation entre les séries de T_{sol} mesurées et celles inversées et l'écart maximum observé durant la période considérée (généralement sept-avril). Même si nous remarquons une faible valeur de corrélation dans la station Sirene, cela n'implique pas que les deux variables sont totalement indépendantes.

Afin d'évaluer notre inversion, nous avons aussi analysé l'écart des températures de brillance mesurée (T_{bV10}, AMSR) et celles simulées avec le modèle HUT. Le tableau 5.4 résume les résultats et les figures 5.20 et 5.21 montrent leur évolution dans le temps pour la station Thompson pour les deux hivers considérés (2003-04 et 2004-05). Les séries temporelles de ces figures montrent des écarts entre les deux séries de T_{bV} surtout au début et à la fin de la période considérée (septembre à avril). Ces écarts peuvent être dus au manque d'exactitude des valeurs de l'humidité de la neige, surtout à la fin de la saison (figure 5.21) où les T_{bV} deviennent plus sensibles à la teneur en eau de la neige. Malgré ces écarts, l'inversion sur T_{sol} présente une bonne performance et une bonne exactitude (Tableau 5.2).

Tableau 5-3 Coefficient de corrélation entre les séries de T_{sol} mesuré et celles inversées et l'écart maximum observé durant la période considérée.

Station - Hiver	T _{sol} inversé	
	R ²	Écart maximum [K]
Sirene 07-08	0.20	3.63
Sirene 04-05	0.51	3.79
Estevan 04-05	0.90	11.29
Kinderseley 04-05	0.77	17.94
Thompson 03-04	0.77	11.4
Thompson 04-05	0.43	11.17
Swift 04-05	0.77	8.86
Wynyard 04-05	0.68	11.85
Pasquia 04-05	0.78	9.55
Moyenne	0.65	9.94

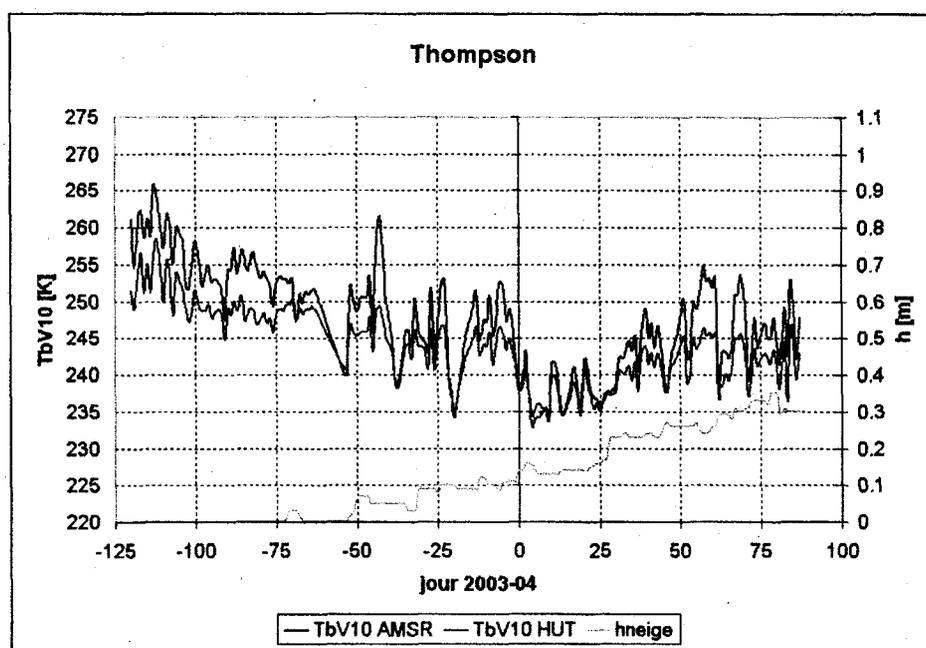


Figure 5-20 L'évolution dans le temps de TbV simulées et celles mesurées pour la station Thompson l'hiver 2003-04. On y voit aussi la hauteur de neige.

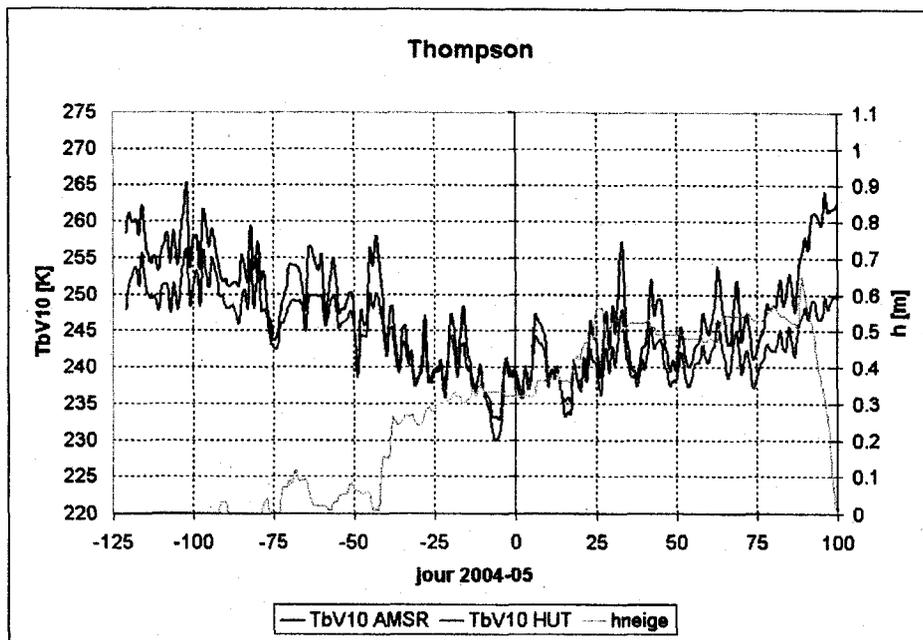


Figure 5-21 L'évolution dans le temps de TbV simulées et celles mesurées pour la station Thompson l'hiver 2004-05. On y voit aussi la hauteur de neige.

Tableau 5-4 L'erreur moyenne RMSE de TbV à 10 GHz, la corrélation avec les mesures et l'écart maximum obtenu (en valeur absolue).

TbV 10 GHz Station - Hiver	RMSE [K]	R ²	Écart maximum [K]
Sirene 07-08	14.81	0.48	24.82
Sirene 04-05	12.89	0.94	17.46
Estevan 04-05	8.81	-0.02	26.43
Kinderseley 04-05	8.89	-0.41	22.67
Thompson 03-04	5.68	0.94	15.10
Thompson 04-05	5.53	0.95	14.51
Swift 04-05	7.32	0.13	13.88
Wynyard 04-05	26.54	-0.27	38.46
Pasquia 04-05	6.02	0.06	18.38
Moyenne	10.72	0.31	21.30

Nous n'avons pas assez des stations afin de déterminer si la méthode marche mieux avec une hauteur de neige déterminée ou un type de végétation donné. Cependant, nous pouvons remarquer que, dans les stations où il y a de la forêt, le RMSE se situe au-dessous de 3 K (sauf pour Thompson 2003-04). Nous avons évalué des stations où la hauteur de neige est de moins que 70 cm (l'analyse de neige épaisse a été faite pour une journée), donc les résultats ne permettent pas vraiment de tirer de conclusions définitives concernant les conditions de neige.

La méthode marche bien même si les valeurs d'humidité du sol ne sont pas ajustées dans le processus d'inversion. Par contre, si le sol est gelé, l'influence de l'humidité du sol est faible. Aussi, l'erreur de l'humidité du sol pourrait déjà être comprise dans le terme TbV_{HUT} . En considérant le test de la procédure d'inversion (section 5.2.2), nous pouvons aussi conclure que, soit l'erreur de l'humidité de sol est déjà comprise dans le terme TbV_{HUT} ou que les valeurs d'humidité du sol données par SN THERM sont assez proches aux vraies valeurs. Malheureusement, on n'a pas de données pour valider cela.

5.4 Suivi temporel de T_{sol}

Les séries temporelles de T_{sol} inversée pour les stations Estevan, Pasquia et Thompson sont montrées à la figure 5.22 (les figures des autres stations analysées sont dans l'Annexe 2). Ces figures montrent aussi les mesures de T_{sol} , qui sont bien classées (gel ou pas gel) avec la couleur verte (notées : T_{sol} mesurée (OK)) et les mesures qui n'ont pas été bien classées lors de l'inversion sont montrées en noire (notées : T_{sol} mesurée). La ligne pointillée montre la série de T_{sol} SN THERM. La ligne bleu-clair indique l'isotherme de 273.15 K (0°C).

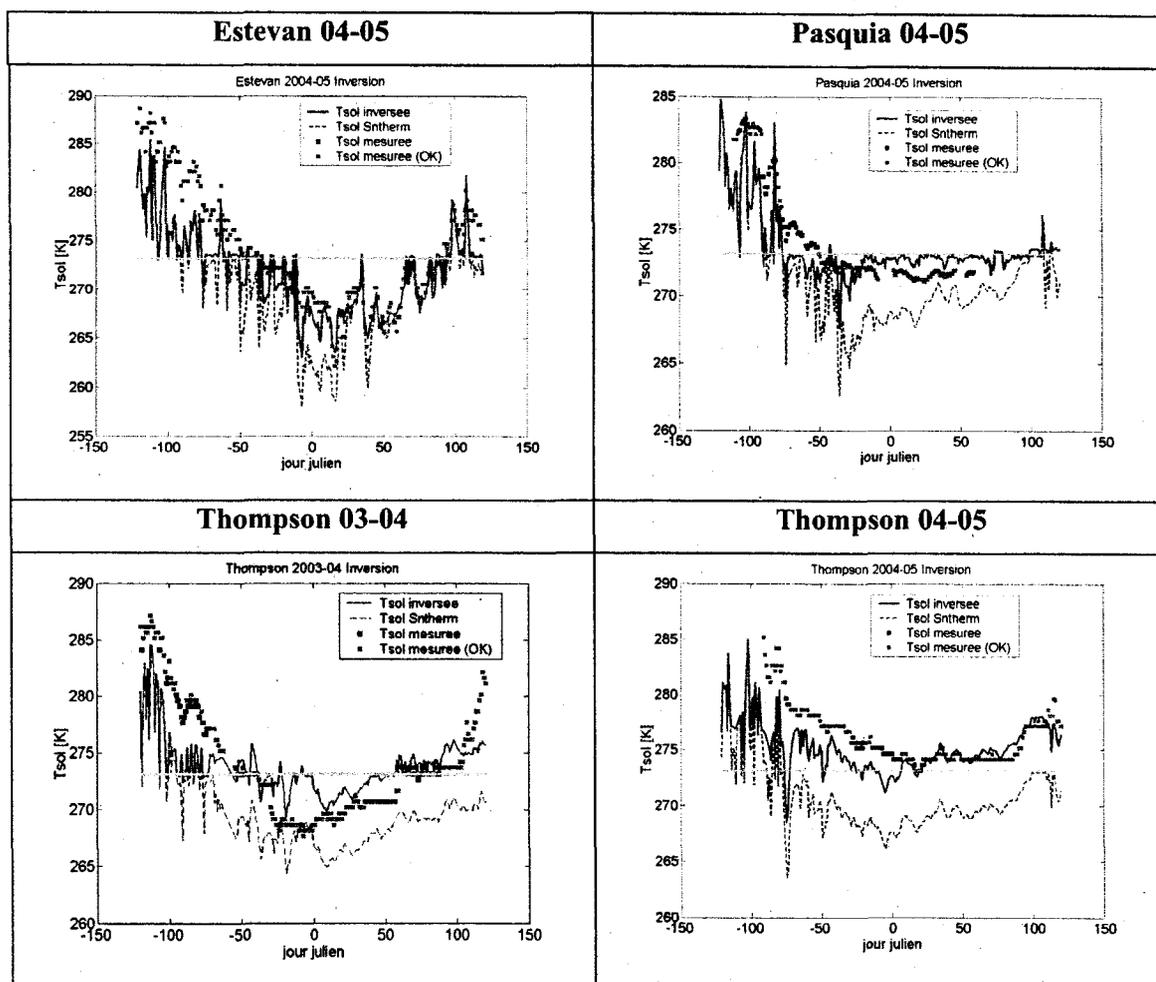


Figure 5-22 La série temporelle de Tsol inversé et Tsol SNTHERM (ligne pointillée) à la station Estevan (en haut gauche), à la station Pasquia (en haut, droite) et à la station Thompson (en bas) et les mesures au sol.

Pour la station Thompson, nous avons analysé deux hivers consécutifs où les mesures de Tsol sur place indiquaient que le sol est gelé dans l'hiver 2003-04 et pas gelé dans l'hiver 2004-05 (voir section 4.3). La hauteur de neige pour l'hiver 2003-04 arrivait à 35 cm au maximum tandis que pour l'hiver 2004-05 le maximum était de 65 cm. Au début, nous avons attribué à la hauteur de neige comme possible cause de ce contraste, mais après l'analyse de la série de Tsol et de la hauteur de neige mesurée par Environnement Canada pour la période 1991-2005 (voir Annexe 3), nous avons conclu que ce n'est pas seulement la hauteur de neige qui est la responsable de ce contraste parce que, avec ce critère, le sol de l'hiver 2000-2001 ne devrait pas être gelé étant donné que la hauteur de neige atteint une hauteur de 80 cm; nonobstant, le

sol de l'hiver 2000-2001 était gelé. En conséquence, d'autres facteurs, comme la précipitation à l'automne, sont mis en cause : les séries de précipitation totale d'Environnement Canada (voir Annexe 3) montrent que l'automne 2004 a été plus sec que les précédents.

Pour cette station en question, le modèle de neige SNTHERM nous donnait des valeurs de T_{sol} en dessous de 273.15 K pour l'hiver 2004-05 qui était en désaccord avec les mesures, mais après l'inversion nous avons réussi à amener les valeurs de T_{sol} au dessus de 273.15 K (figure 5.22). Les mesures de température de brillance ont permis d'améliorer l'estimation des températures du sol sous la neige durant tout l'hiver.

La figure 5.22 révèle que la population de points noirs (mauvaise estimation du gel ou non gel) se trouve généralement dans les extrêmes (automne et printemps) où généralement la température de l'air fluctue entre valeurs positives et négatives en causant de fortes variations de gel et dégel de la surface qui peuvent être mal représentées dans les sorties du modèle SNTHERM. À la station Estevan (2004-05), cet argument peut se justifier par la présence de neige humide, mise en évidence par l'évolution de la teneur en eau de la neige et de la température de l'air (figure 5.23).

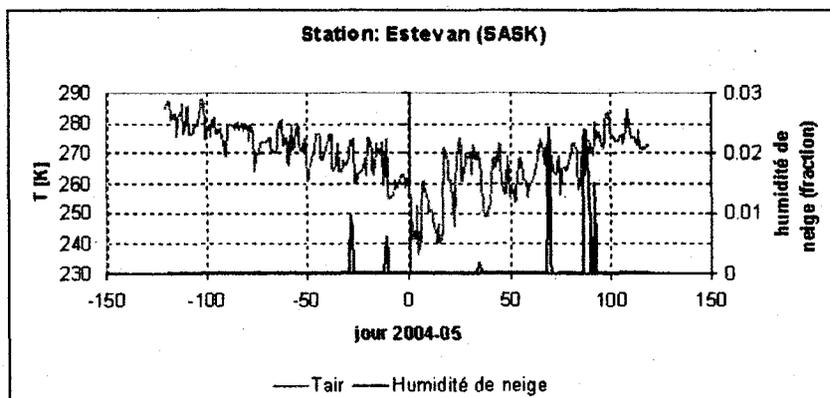


Figure 5-23 La série temporelle de la température de l'air et de la teneur en eau de la neige à la station Estevan l'hiver 2004-05.

Cependant, ce raisonnement n'expliquerait pas l'existence des mauvais points au milieu de l'hiver 2004-05 de la station Thompson. Pour cette station, la figure 5.24 montre l'évolution

de la température de l'air et de la teneur en eau de la neige. Nous y remarquons que les mauvais points se trouvent juste après une période de température de froid extrême ($T_{air} = 229 \text{ K}$), température qui affecte aussi les TbV (figure 5.21) au moyen de la présence de végétation (forêt = 80%), et en conséquence, joue sur l'inversion. Il semble que le processus d'inversion n'a pas réussi à représenter l'inertie thermique du sol qui permet de conserver le sol pas gelé dans cette période très froide.

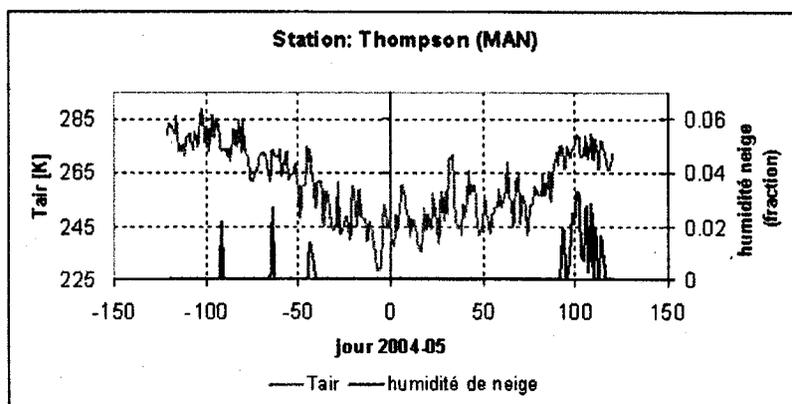


Figure 5-24 La série temporelle de la température de l'air et de la teneur en eau de la neige à la station Thompson l'hiver 2004-05.

5.5. Analyse des omissions – commissions. Détection du gel

Notre méthode permet d'inférer sur la probabilité de détection du gel en considérant le tableau d'analyse d'erreur (tableau 3.1).

Le tableau 5.5 montre les résultats par chaque station analysée dans notre étude et le tableau 5.6 compare les résultats et donne des valeurs moyennes. Sur un total de 1466 points, nous obtenons une probabilité de détection du gel égale à 86 %, avec une exactitude totale égale à 77 %.

Tableau 5-5 Tableau pour le calcul de la probabilité de détection du gel et les erreurs.

Sirene 2007-2008 (AMSR 10 GHz)				
Gel au sol		Satellite		Probabilité de détection du gel = 0.88 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.66 Erreur d'omission = 0.09 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.25
		OUI	NON	
Sol	OUI	12	6	
	NON	17	33	
Sirene 04-05 (AMSR 10 GHz)				
Gel au sol		Satellite		Probabilité de détection du gel = 0.81 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.79 Erreur d'omission = 0.18 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.03
		OUI	NON	
Sol	OUI	22	5	
	NON	1	0	
Estevan 04-05 (AMSR 10 GHz)				
Gel au sol		Satellite		Probabilité de détection du gel = 0.85 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.87 Erreur d'omission = 0.08 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.04
		OUI	NON	
Sol	OUI	106	19	
	NON	10	89	
Kindersley 04-05 (AMSR 10 GHz)				
Gel au sol		Satellite		Probabilité de détection du gel = 0.96 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.76 Erreur d'omission = 0.03 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.22
		OUI	NON	
Sol	OUI	147	6	
	NON	51	31	
Thompson 03-04 (AMSR 10 GHz)				
Gel au sol		Satellite		Probabilité de détection du gel = 0.81 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.78 Erreur d'omission = 0.10 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.11
		OUI	NON	
Sol	OUI	105	24	
	NON	26	76	
Thompson 04-05 (AMSR 10 GHz)				
Gel au sol		Satellite		Probabilité de détection du gel = 0.75 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.86 Erreur d'omission = 0.005 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.14
		OUI	NON	
Sol	OUI	3	1	
	NON	29	177	

Swift 04-05 (AMSR 10 GHz)				
Gel au sol		Satellite		Probabilité de détection du gel = 0.69 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.69 Erreur d'omission = 0.22 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.08
		OUI	NON	
Sol	OUI	54	24	
	NON	8	19	
Wynyard 04-05 (AMSR 10 GHz)				
Gel au sol		Satellite		Probabilité de détection du gel = 0.99 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.76 Erreur d'omission = 0.01 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.23
		OUI	NON	
Sol	OUI	148	2	
	NON	50	15	
Pasquia 04-05 (AMSR 10 GHz)				
Gel au sol		Satellite		Probabilité de détection du gel = 0.99 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.80 Erreur d'omission = 0.01 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.19
		OUI	NON	
Sol	OUI	91	1	
	NON	29	29	

Tableau 5-6 Résumé de l'analyse de détection du gel.

Station Hiver	Probabilité de détection du gel	Exactitude totale	Erreur d'omission	Erreur de commission
Sirene 07-08	0.88	0.66	0.09	0.25
Sirene 04-05	0.81	0.79	0.18	0.03
Estevan 04-05	0.85	0.87	0.08	0.04
Kinderseley 04-05	0.96	0.76	0.03	0.22
Thompson 03-04	0.81	0.78	0.10	0.11
Thompson 04-05	0.75	0.86	0.005	0.14
Swift 04-05	0.69	0.69	0.22	0.08
Wynyard 04-05	0.99	0.76	0.01	0.23
Pasquia 04-05	0.99	0.80	0.01	0.19
Moyenne	0.86	0.77	0.08	0.14

5.6. Application de la méthode avec les deux bandes AMSR : 10 et 19 GHz

De façon complémentaire, nous avons évalué l'effet de l'ajout de la bande de 19 GHz, aussi disponible dans le capteur AMSR-E, dans notre procédure d'inversion.

Njoku & Li (1999) concluent dans leur article que les bandes 6.6. et 10 GHz (radiomètre SSMR) suffisent pour retrouver des paramètres de surface en absence de neige (humidité du sol, contenu d'eau de la végétation et température de surface) et que la bande de 18 GHz ajoute plus de bruit que d'information. En présence de neige, pour les fréquences plus élevées que 15 GHz, la diffusion de volume de la neige est dominante (Hallikainen, 1989). Cependant, la bande à 19 GHz apporte aussi une information sur le sol pour des faibles épaisseurs de neige, et nous avons voulu tester jusqu'à quelle limite, la bande 19 GHz commence à dégrader le signal du sol dans l'inversion.

5.6.1. Analyses des résultats avec 10 et 19 GHz

Nous avons repris tous les calculs des sections 5.3, 5.4 et 5.5 en considérant aussi les TbV_{19} dans la procédure d'inversion. Cette fois, nous minimisons la métrique définie dans l'équation (5.1) qui considère les deux fréquences 10 et 19 GHz au lieu de celle de l'équation (3.1)

$$C = \sum_f^{10,19} \left[\frac{(TbV_{AMSR} - TbV_{HUT})^2}{2\sigma_f^2} \right] - \frac{(Tsol_{estim} - Tsol_{moyenne})^2}{2\sigma_T^2} \quad (5.1)$$

Le tableau 5.7. résume les résultats obtenus avec les deux bandes et ils sont comparés avec ceux obtenus avec la bande 10 GHz seulement. Ce tableau comparatif montre que l'ajout de 19 GHz dégrade légèrement les résultats dans quelques stations (Sirene, Estevan), par contre, il ne produit presque aucun changement remarquable dans le reste. Il faut souligner que nous n'avons pas de cas de neige épaisse dans les stations considérées avec une série temporelle hivernale complète. Les stations analysées ont toujours une hauteur de neige inférieure à 65 cm. Pour tester l'effet d'un couvert de neige épaisse, nous avons ajouté une analyse sur des

mesures ponctuelles réalisées au Québec durant l'Année Polaire Internationale par l'équipe de Sherbrooke. Ces résultats sont présentés à la Section 5.6.3.

Le tableau 5.8 montre les résultats correspondant à la détection du gel avec des résultats comparables à ceux du tableau 5.6.

Tableau 5-7 Tableau comparatif des valeurs de RMSE (K) et exactitude (%) obtenues avec la bande 10 GHz et la combinaison des bandes 10 et 19 GHz pour les stations et les périodes étudiées.

Station - Hiver	Nombre de points	Tsol inversé AMSR 10AMSR		Tsol inversé AMSR 10 et AMSR 19	
		RMSE [K]	Exactitude (%)	RMSE [K]	Exactitude (%)
Sirene 07-08	68	1.78	66	1.87	50
Sirene 04-05	28	2.05	79	3.44	82
Estevan 04-05	224	3.78	87	3.97	88
Kinderseley 04-05	235	5.88	76	5.89	76
Thompson 03-04	231	3.42	78	3.11	81
Thompson 04-05	210	2.79	86	2.77	85
Swift 04-05	105	2.88	70	2.76	72
Wynyard 04-05	215	4.31	76	4.30	77
Pasquia 04-05	150	2.70	80	2.53	78
Moyenne		3.29	78 %	3.40	77 %

Tableau 5-8 Résumé de l'analyse de détection du gel pour l'inversion avec 2 bandes (10 et 19 GHz). Ces résultats sont à comparer au Tableau 5.6.

Station - Hiver	Probabilité de détection du gel	Exactitude totale	Erreur d'omission	Erreur de commission
Sirene 07-08	0.89	0.50	0.03	0.47
Sirene 04-05	0.85	0.82	0.14	0.03
Estevan 04-05	0.90	0.88	0.06	0.06
Kinderseley 04-05	0.95	0.76	0.03	0.21
Thompson 03-04	0.79	0.81	0.12	0.07
Thompson 04-05	0.75	0.85	0.005	0.14
Swift 04-05	0.73	0.72	0.20	0.08
Wynyard 04-05	0.99	0.77	0.01	0.22
Pasquia 04-05	0.95	0.78	0.03	0.19
Moyenne	0.87	0.77	0.07	0.16

5.6.2. Application de la méthode avec mesures SBR à la station Sirene

Tel que mentionné à la section 4.2.2, pour l'hiver 2007-08 de la station Sirene, nous avons des données de température de brillance en polarisation verticale à 19 GHz qui ont été mesurées au sol avec le radiomètre SBR d'Environnement Canada.

Dans la section précédente, nous avons reporté les résultats correspondants à l'utilisation des données AMSR pour les deux fréquences (10 et 19 GHz). Dans cette section, nous présentons les résultats obtenus à partir de la combinaison AMSR à 10 GHz et SBR à 19 GHz et nous rappelons les résultats obtenus avec des données AMSR exclusivement (tableau 5.9).

L'analyse avec le radiomètre SBR a été ajoutée, à titre indicatif, pour analyser l'impact de résolution spatiale. Ce test montre que les données AMSR 10 GHz combinées aux données SBR ou aux données AMSR donnent des résultats comparables.

Tableau 5-9 Valeurs de RMSE obtenues pour les stations et les périodes étudiées et le pourcentage de points en dessous et au-dessus de 273.15 K (0°C) qui ont été bien diagnostiqués par rapport aux mesures (Exactitude en %).

Station Hiver	Nombre de points	Tsol NARR (0-10 cm)	Tsol SNTHERM (0-5 cm)	Tsol inversé AMSR 10 et AMSR 19		Tsol inversé AMSR 10 et SBR 19	
		RMSE [K]	RMSE [K]	RMSE [K]	Exactitude (%)	RMSE [K]	Exactitude (%)
Sirene 07-08	68	5.05	1.99	1.87	50	1.84	62

Nous avons fait aussi l'analyse de détection du gel et les tableaux 5.10 et 5.11 montrent les résultats. Les figures 5.25 montrent les séries de Tsol : mesures, SNTHERM et inversé avec les procédures d'inversion dans les deux cas.

Le fait d'utiliser des mesures SBR plus localisées à 19 GHz ne change pas beaucoup la valeur de l'erreur. Nous remarquons que l'exactitude totale se voit améliorée, mais la probabilité de détection du gel s'est dégradée. Donc, en général, il ne s'agit pas d'une amélioration évidente à notre méthode. De toute façon, les mesures SBR ne sont pas d'habitude disponibles. L'idée de faire cette comparaison était aussi de vérifier la représentativité des mesures AMSR qui ont une résolution assez grossière comparée avec celle de SBR.

Tableau 5-10 Tableau pour le calcul de la Probabilité de détection du gel et les erreurs.

AMSR à 10 et 19 GHz				AMSR à 10 GHz et SBR à 19 GHz			
Gel au sol		Satellite		Gel au sol		Satellite	
		OUI	NON			OUI	NON
Sol	OUI	16	2	Sol	OUI	12	6
	NON	32	18		NON	20	30
<i>Probabilité de détection du gel</i> = 0.89 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.50 Erreur d'omission = 0.03 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.47				<i>Probabilité de détection du gel</i> = 0.66 Exactitude totale (overall accuracy) = 0.62 Erreur d'omission = 0.08 Erreur de commission (Taux de fausse alarme) = 0.29			

Tableau 5-11 Résumé de l'analyse de détection du gel pour Sirene 2007-08.

Sirene 07-08	Probabilité de détection du gel	Exactitude totale	Erreur d'omission	Erreur de commission
AMSR à 10 et 19 GHz	0.89	0.50	0.03	0.47
AMSR à 10 GHz et SBR à 19 GHz	0.66	0.62	0.08	0.29

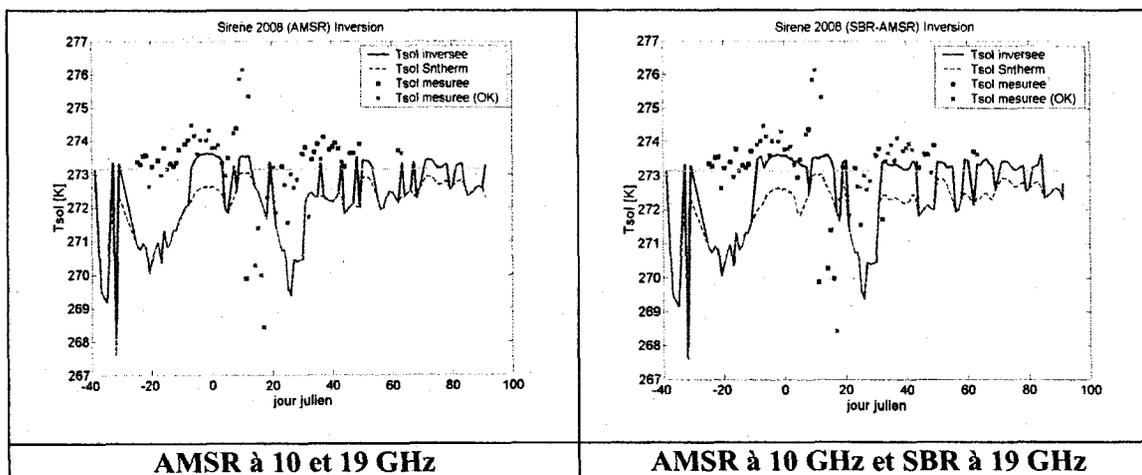


Figure 5-25 La série temporelle de Tsol inversé et Tsol SNTHERM (ligne pointillée) à la station Sirene (gauche : inversion en utilisant AMSR; droite : inversion en utilisant AMSR et SBR).

5.6.3 Analyse du cas de neige épaisse

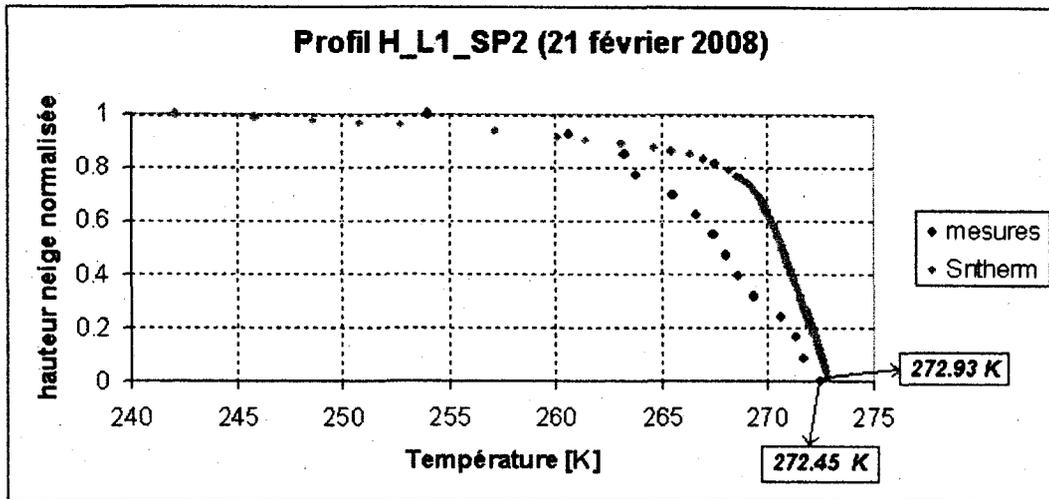
Quand nous avons testé notre méthode avec l'ajout de la fréquence 19 GHz, nous avons remarqué que les résultats ne se dégradèrent pas significativement en général. Mais, nous n'avons pas de grandes hauteurs de neige dans nos sites d'étude. Pour mieux tester l'impact de l'intégration du canal 19GHz, nous avons pris un point avec neige épaisse.

Nous avons appliqué notre méthode dans une région de neige épaisse (plus qu'un mètre de neige) avec une forte présence de forêt pour laquelle nous avons des données *in situ* « snowpit » identifiée comme *LISP2* du 21 février de 2008 (lat = 50.99°, long = -66.445°). Ce point de mesure fait partie du transect des mesures de l'hiver 2007-08 dans le Nord du Québec, près de Sept-Îles, réalisé dans le cadre d'un projet de l'Année Polaire Internationale en collaboration avec Environnement Canada (P.I. Anne Walker; projet de A. Royer et K. Goïta). Pour ce point (*LISP2*), la hauteur de neige mesurée était égale à 132 cm.

Pour les coordonnées correspondantes au point *LISP2*, nous avons simulé l'évolution du pack de neige avec le modèle SNTHERM piloté par les données NARR pour la période d'octobre 2007 à avril 2008. La hauteur de neige obtenue avec le modèle de neige est de 99 cm à la date des mesures (21 février 2008).

Pour ce jour-là, nous remarquons déjà une différence entre la température de l'air mesurée et celle du modèle NARR utilisée dans le modèle SNTHERM ($T_{air_mesurée} = 252.35$ K et $T_{air_NARR} = 245.11$ K). Cependant, la valeur de T_{sol} obtenue avec le modèle SNTHERM est assez proche à la valeur mesurée (Tableau 5.12). Dans ce cas, nous avons utilisé toute la série de T_{air} NARR pour tourner le modèle SNTHERM et nous avons comparé seulement la valeur de T_{air} mesurée pour la journée en question, où il y avait des mesures : c'était la seule mesure disponible. On ne sait pas si l'erreur trouvée entre la valeur de T_{air} NARR et celle mesurée pour cette journée est une erreur isolée ou pas, parce que nous n'avons pas la série de T_{air} mesurée. Donc, c'est difficile d'en tirer des conclusions. Le T_{bV10} est peu sensible au couvert nival et cela expliquerait aussi que la méthode donne des résultats satisfaisants.

La figure 5.26 montre le profil de température mesurée à l'interface neige-sol jusqu'à l'interface air-neige. La figure montre aussi le profil obtenu avec SNTHERM.



Les deux profils ont été normalisés à 1 pour la comparaison.

Figure 5-26 Variation de température dans le manteau nival dans le site L1SP2 simulée et mesurée.

Sur ce site, nous avons appliqué la méthode principale de notre projet qui inclut seulement la bande de 10 GHz. Par la suite, nous avons testé la méthode qui inclut les deux bandes : 10 et 19 GHz. Les résultats sont montrés dans le tableau 5.12.

Tableau 5-12 Valeurs de T_{sol} retrouvées dans le site L1SP2.

Température du sol mesurée	272.45 K
Température du sol SNTHERM	272.93 K
Température du sol inversée (procédure avec 10 GHz)	273.21 K
Température du sol inversée (procédure avec 10 et 19 GHz)	270.71 K

L'inversion sur 10 GHz donne une erreur de 0.76 K par rapport à la valeur mesurée et la méthode qui utilise les deux fréquences donne une erreur plus grande et égale à 2.44 K. Cela confirme que l'ajout de la fréquence 19 GHz dégrade le résultat à cause de la dispersion du manteau nival qui, dans ce cas, est appréciable compte tenu de son épaisseur.

5.7. Exemples d'applications

5.7.1 Spatialisation

L'objectif de la spatialisation est de voir le patron de variation spatiale interannuelle et pouvoir faire un suivi de l'isoligne de 273.15 K qui indique la présence d'un sol gelé. Un tel suivi pendant plus de deux ans pourra indiquer la présence du pergélisol. Le pergélisol est un sol gelé dont la température est inférieure à 0°C pendant au moins deux ans (Anisimov *et al*, 1997).

Ce chapitre vise à montrer la faisabilité à spatialiser notre méthode. Une zone de la province Manitoba a été choisie pour analyser la variabilité spatiale interannuelle, au niveau régional, de la température du sol. Cette région inclut la station Thompson qui a été sujet de notre étude. Nous avons utilisé une densité grossière de points parce que le but était de voir la tendance régionale et il n'est pas vraiment justifié d'aller dans le détail avec une meilleure résolution quand il n'y a pas de mesures pour valider les cartes.

Le modèle SNTHERM a utilisé des données NARR pour les mesures météorologiques. La méthode d'interpolation appliquée aux résultats de T_{sol} a été un ajustement d'un polynôme de troisième degré afin de préserver la monotonie et la forme des données.

La spatialisation de l'approche proposée a demandé beaucoup de temps pour adapter les codes et pour écrire des programmes (matlab et fortran) pour mettre en place la base de données et automatiser les simulations pour la spatialisation de l'inversion (à chaque point il fallait constituer le fichier d'entrée de la météo, tourner SNTHERM, HUT et après l'inversion).

Pour l'hiver 2003-04, nous avons trouvé que le sol était gelé à la station Thompson tandis que le sol n'était pas gelé l'hiver suivant. Nous voulons voir si cette tendance se voit dans la région choisie qui inclut Thompson.

En général, la série de cartes produites pour différents jours durant ces deux hivers est logique avec la réalité: un patron de variations saisonnières cohérent (un sol plus froid au mois de janvier qui finit par se réchauffer sous la neige jusqu'en avril), ainsi qu'un patron de variation interannuelle cohérent (année 2004 plus froide que 2005).

De plus, il est intéressant de constater que les cartes de l'hiver 2003-04 par rapport à 2004-05 montrent des patrons de variations spatiales de sol gelé en accord avec les patrons de variations de couverture de neige. Nous avons analysé en parallèle les cartes régionales d'équivalent en eau de la neige (SWE, <http://www.socc.ca/>).

Dans les cartes de SWE aux figures 5.27–5.30, nous avons identifié la région de spatialisation (cadre rose) permettant de comparer les différents patrons de variations du SWE et T_{sol} pour ces deux années.

La carte du 3 décembre 2003 de T_{sol} à la figure 5.27 présente une surface de sol gelé plus étendue que celle du 3 décembre 2004. Ces variations spatiales sont cohérentes avec les cartes de SWE de 2003 montrant des valeurs de SWE moins élevées qu'en 2004 sur l'ensemble de la région, et plus particulièrement sur la partie nord.

Dans les figures 5.28 et 5.29, les cartes de T_{sol} du 21 janvier et du 7 mars 2004 exhibent un sol plus gelé que celles du 21 janvier et 7 mars 2005. Concernant les cartes de SWE, elles montrent des valeurs de SWE supérieures au centre et au nord de la région d'étude les 21 janvier et 7 mars 2005 par rapport à celles du 21 janvier et 7 mars 2004, cela est cohérent avec les cartes de T_{sol}.

La carte de T_{sol} du 9 avril 2005 (figure 5.30) montre un sol beaucoup plus chaud que celui du 9 avril 2004 et dans les cartes de SWE, nous pouvons voir que le SWE a diminué

considérablement le 8 avril 2005 en comparaison du même jour de l'année 2004. Le sol gelé l'année 2004 a permis de conserver la neige plus longtemps.

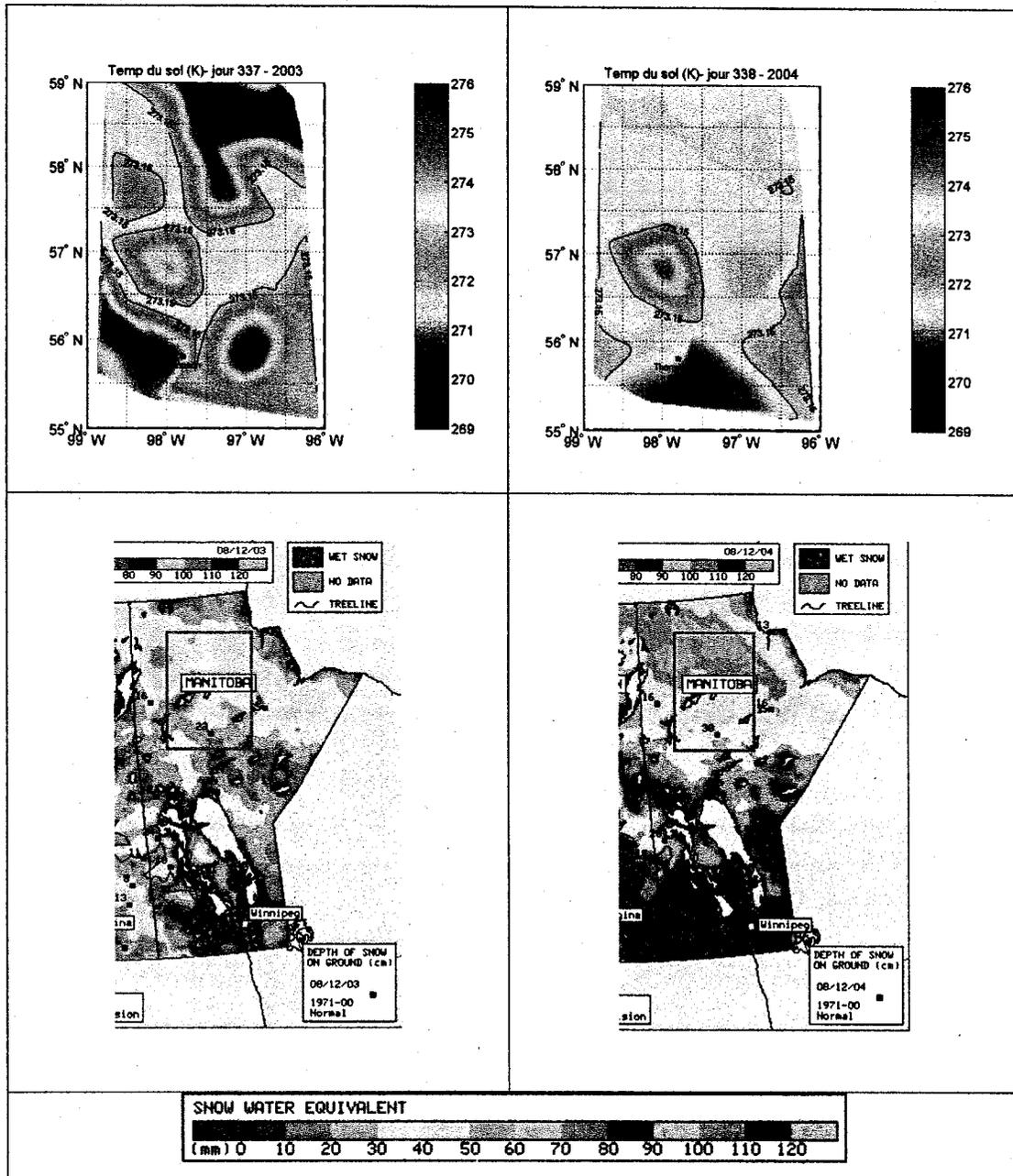


Figure 5-27 Cartographie de T_{sol} (haut) pour le 3 décembre 2003 (gauche) et 2004 (droite). Cartographie de SWE (bas) pour le 8 décembre 2003 (gauche) et 2004 (droite).

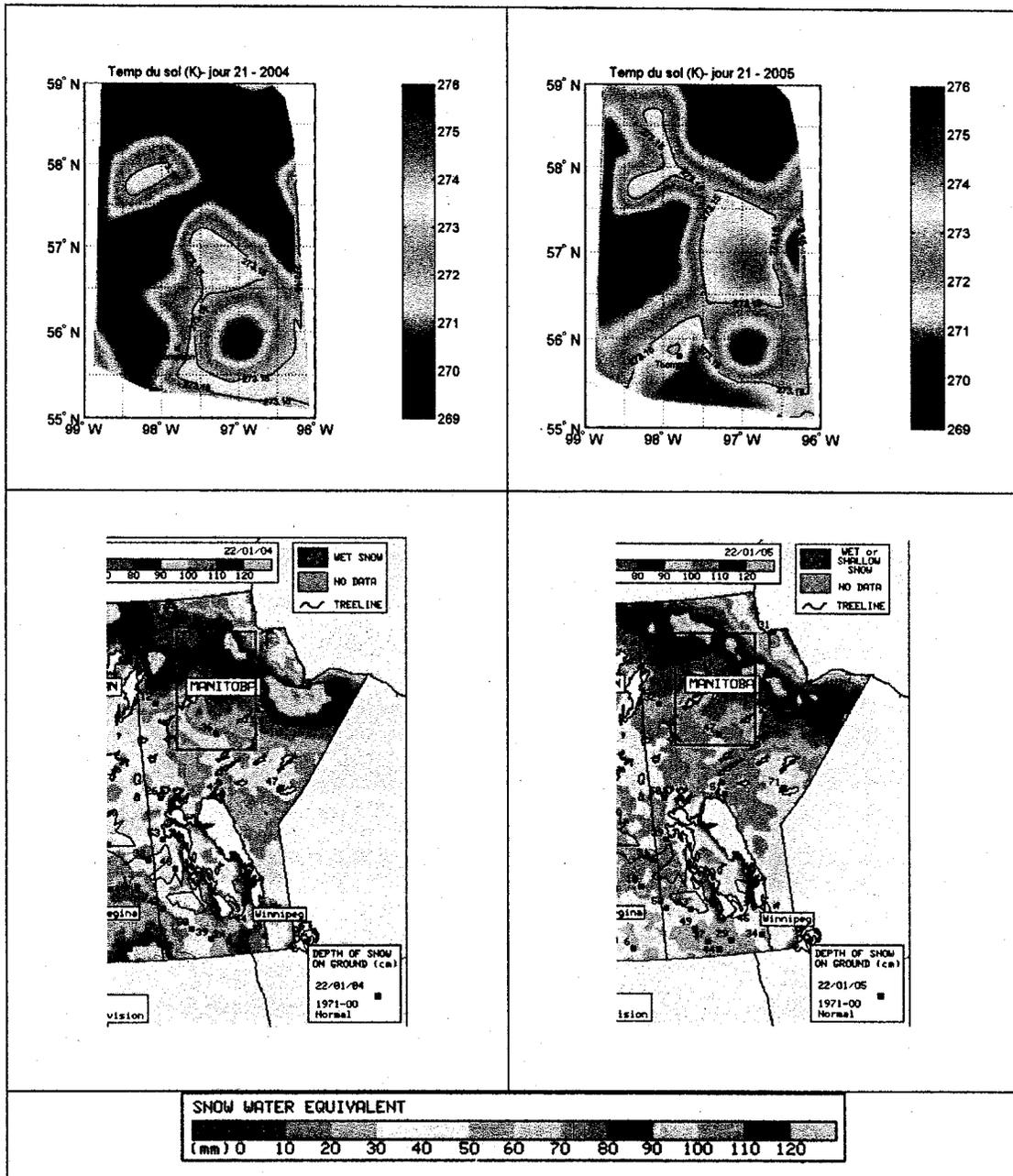


Figure 5-28 Cartographie de T_{sol} (haut) pour le 21 janvier de 2003 (gauche) et 2004 (droite). Cartographie de SWE (bas) pour le 22 janvier 2003 (gauche) et 2004 (droite).

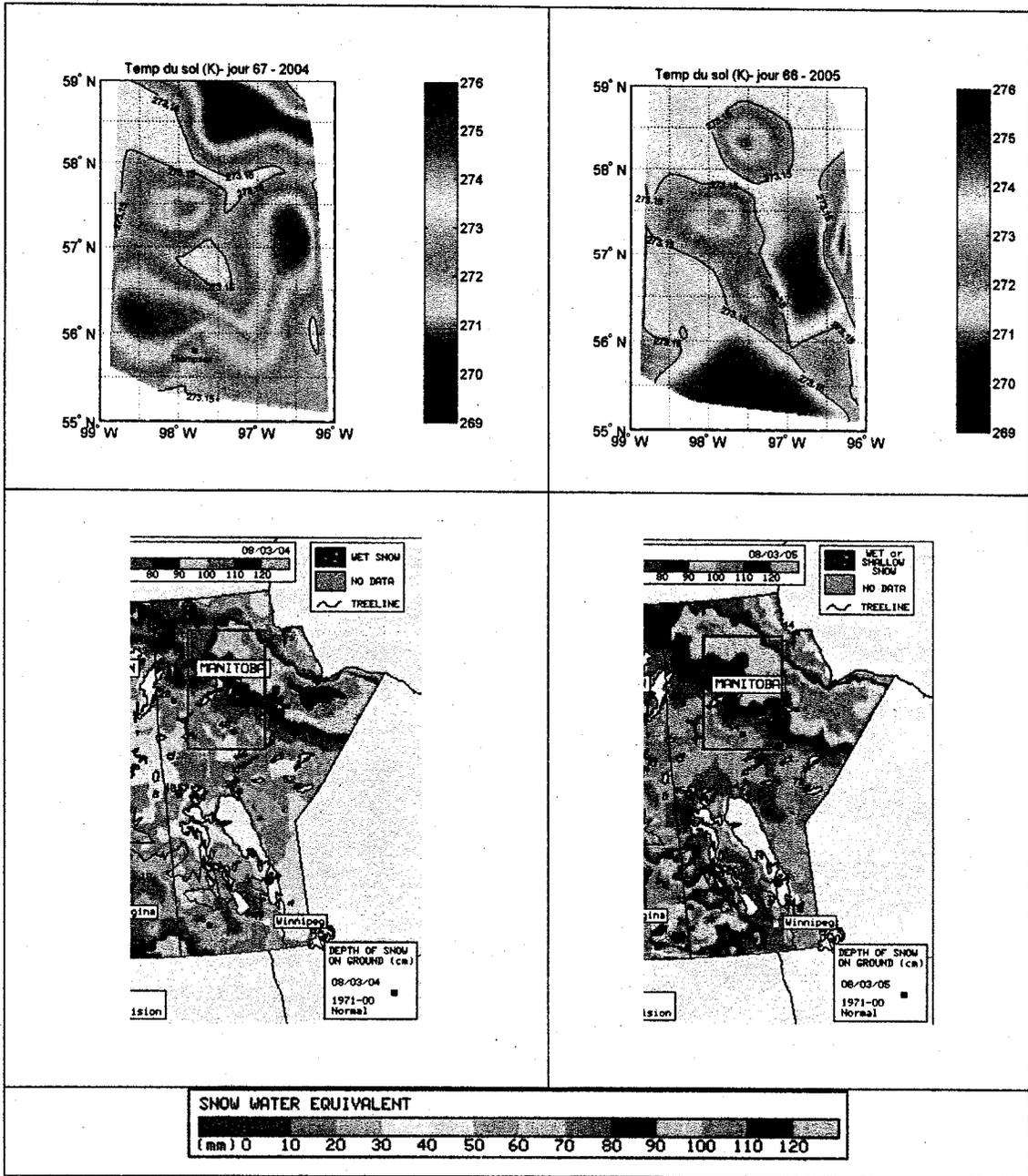


Figure 5-29 Cartographie de T_{sol} (haut) pour le 7 mars de 2003 (gauche) et 2004 (droite). Cartographie de SWE (bas) pour le 8 mars 2003 (gauche) et 2004 (droite).

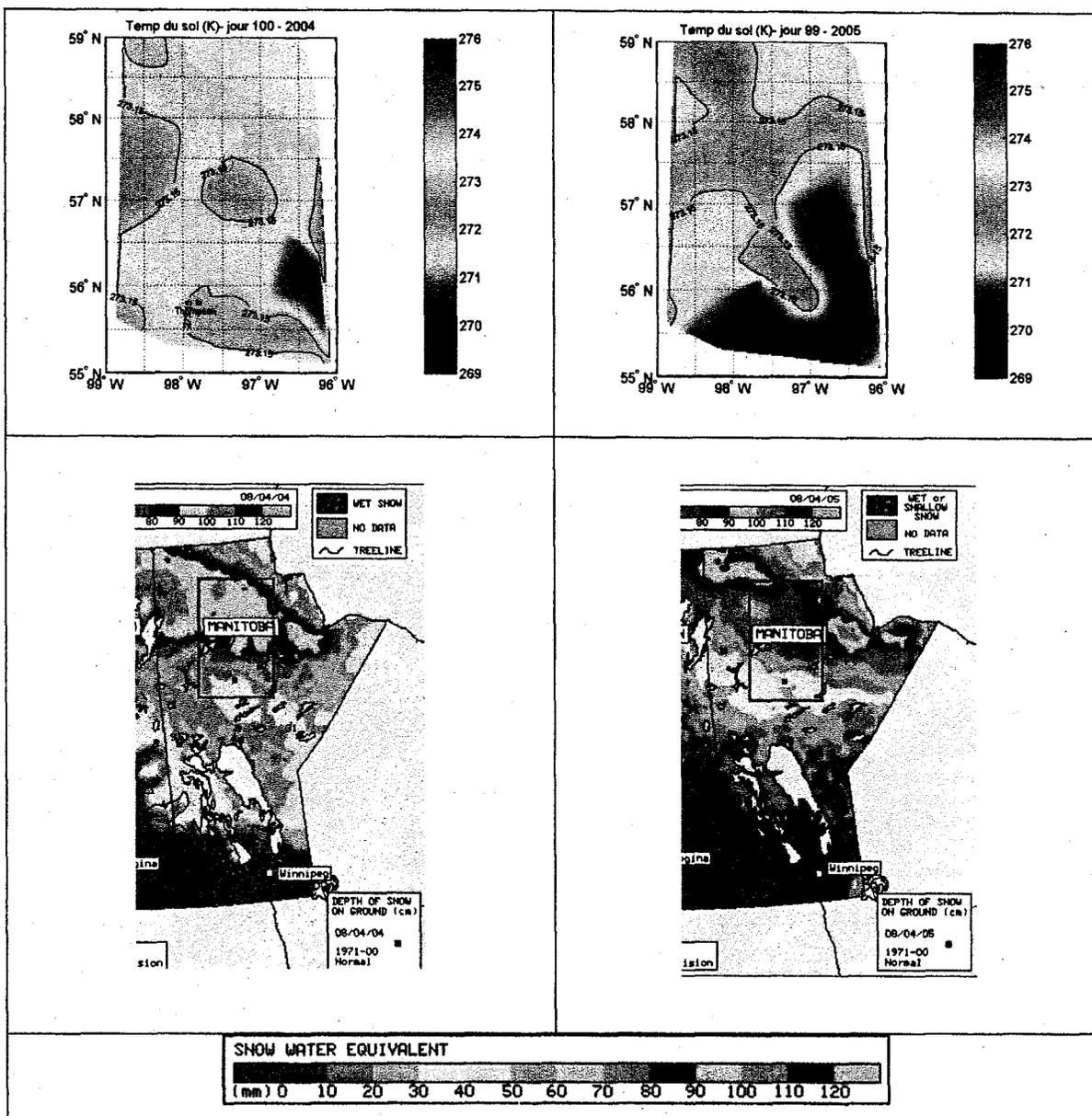


Figure 5-30 Cartographie de Tsol (haut) pour le 9 avril de 2003 (gauche) et 2004 (droite).
Cartographie de SWE (bas) pour le 8 avril 2003 (gauche) et 2004 (droite).

La dynamique présentée dans les cartes de Tsol et de SWE exprime une cohérence de nos résultats. Il faut cependant souligner que ces deux paramètres ne sont pas nécessairement directement corrélés. Même si la faible conductivité thermique de la neige isole le sol du refroidissement atmosphérique, d'autres facteurs peuvent jouer dans les variations spatiales de Tsol (type de sol, humidité, type de neige...).

5.7.2. Cumul des degrés-jour de gel/dégel

Pour l'indication de gel ou dégel, les degrés-jours sont la somme de toutes les températures au-dessus de 0°C (degrés-jour de fonte) ou au-dessous de 0°C (degrés-jour de gel) sur une période donnée. Dans notre projet, la période considérée est celle prise pour tourner le couplage SN THERM-HUT et l'inversion (septembre-avril).

Nous avons calculé la somme de degrés-jour de gel et dégel pour les stations de notre étude en utilisant les séries de T_{sol} obtenues et les séries des températures de l'air mesurées. Le tableau 5.13 montre les résultats.

Tableau 5-13 Valeurs des degrés-jour (accumulées) atteints à la fin de la période considérée à chaque station.

Station	Période	T _{air} mesuré		T _{sol} inversé	
		T _{air} > 0°C	T _{air} < 0°C	T _{sol} > 0°C	T _{sol} < 0°C
		°C jour	°C jour	°C jour	°C jour
Sirene	Sept 2007 - Mars 2008	46.83	-795.45	15.16	-87.04
Sirene	Sept 2004 - Avril 2005	342.21	-926.92	157.36	-326.39
Estevan	Sept 2004 - Avril 2005	421.8	-1378.2	229.85	-557.78
Kinderseley	Sept 2004 - Avril 2005	414.5	-1594.1	77.11	-590.78
Thompson	Sept 2003 - Avril 2004	228.3	-3028.6	255.46	-121.62
Thompson	Sept 2004 - Avril 2005	280.4	-3233.7	513.92	-30.2
Swift	Sept 2004 - Avril 2005	134.6	-888.1	34.04	-360.33
Wynyard	Sept 2004 - Avril 2005	506.4	-1706.9	114.83	-597.70
Pasquia	Sept 2004 - Avril 2005	439.1	-2470.9	212.7	-118.32

Nous avons analysé l'évolution de ces indices au cours de l'hiver pour T_{sol} et T_{air} . La figure 5.31 montre l'évolution des degrés-jour pour la station Swift. Nous pouvons constater que l'évolution des séries des degrés-jour de la température du sol obtenues avec notre méthode suit la tendance de celles des mesures. L'erreur à la fin de la période entre les degrés-jour (DJ) de gel mesuré et inversé est de 29 degrés-jours pour DJ_{sol} de dégel et 75 pour le DJ_{sol} de gel.

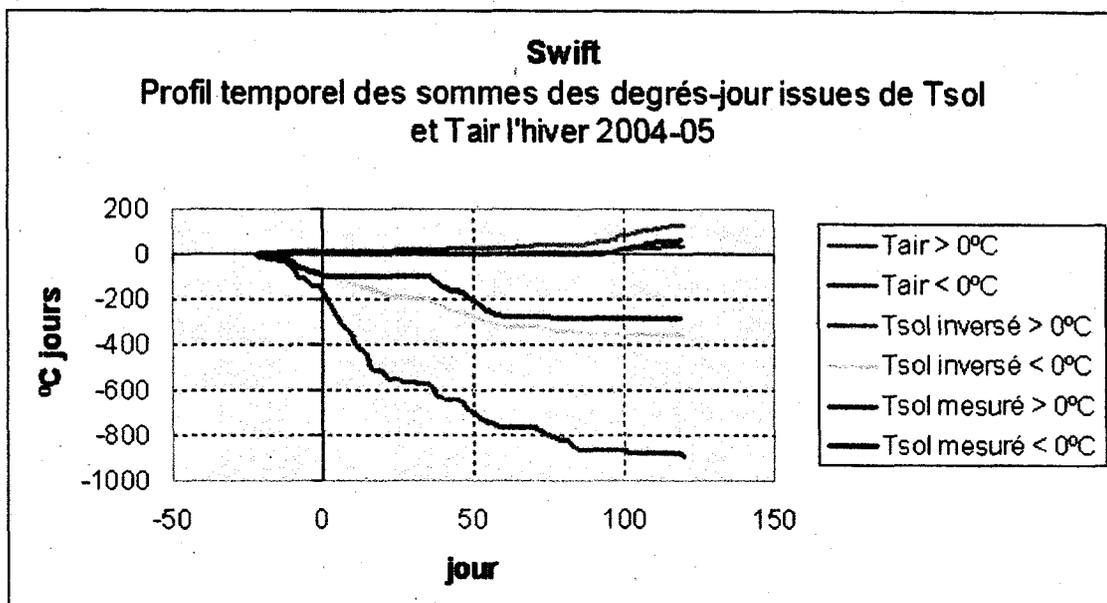


Figure 5-31 Évolution des degrés-jour à partir des températures du sol inversées, mesurées et la température de l'air pour la station Swift.

La profondeur de dégel est influencée par la température de dégel et l'humidité et les propriétés thermiques du substrat. La relation entre le DJ_{sol} à la surface et DJ_{air} de l'air dépend de l'évolution saisonnière du bilan d'énergie à la surface. La différence observée entre les degrés-jour de T_{air} et de T_{sol} donne une appréciation de la facilité avec laquelle la chaleur ou le froid pénètre dans les premiers centimètres du sol. À partir de chacun des degrés-jour de gel ou de dégel, nous pouvons calculer le rapport, F , entre les degrés-jour du sol (DJ_{sol} , à partir de la température du sol) et les degrés-jours de l'air (DJ_{air} , à partir de la température de l'air), (Smith et al., 2009). Cette relation s'exprime à travers la relation empirique

$$F = DJ_{sol} / DJ_{air} \quad (5.1)$$

Une valeur F de 1 et plus représente une bonne conductivité thermique et une valeur F autour de zéro indique une mauvaise conductivité thermique (effet d'un isolant).

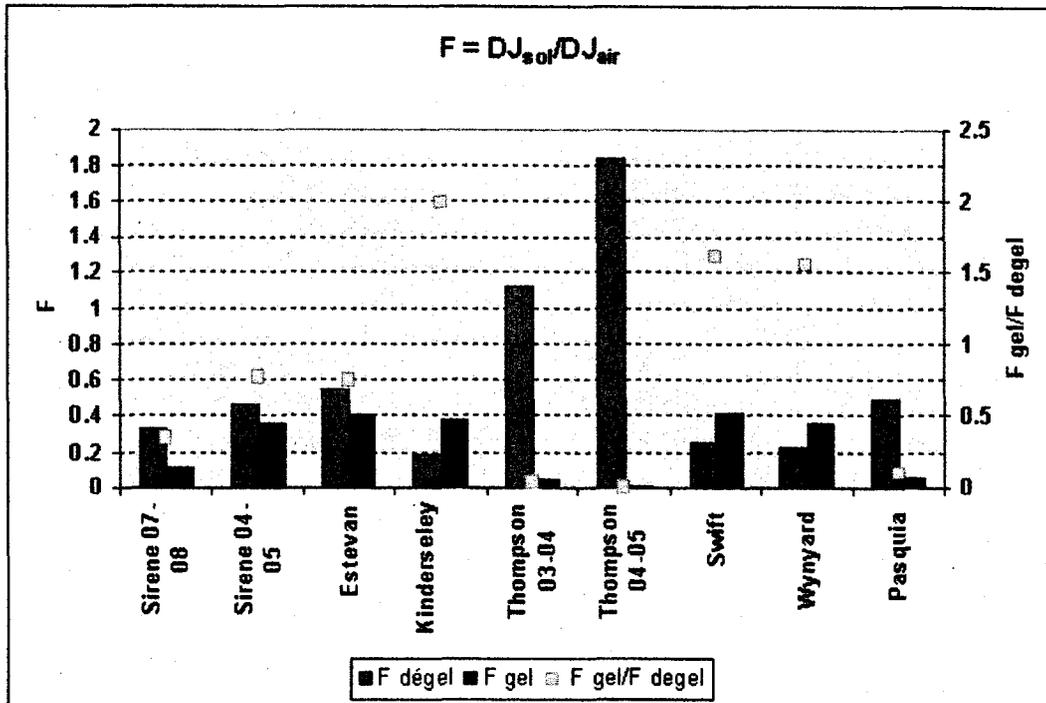


Figure 5-32 Rapport F entre les degrés-jour de sol et d'air pour le gel et le dégel, à chaque station analysée.

À la figure 5.32, dans tous les cas, les faibles valeurs de Fgel montrent bien l'aspect isolant de la neige. Cependant, nous pouvons observer que, pour les stations des Prairies (Kindersley, Swift et Wynyard) Fgel est plus élevée que dans les autres stations. Pour ces trois stations, le rapport Fgel/ Fdégel est plus grand que l'unité.

La station Thompson montre des valeurs de Fdégel plus élevées car la présence de la forêt fait que la neige est plus persistante et que donc que le cumul de la chaleur dans le sol ($T_{\text{sol}} > 0$) est supérieur au cumul des températures de l'air.

6. CONCLUSIONS

L'inquiétude générale aux changements climatiques entraîne des études pour une meilleure connaissance des phénomènes impliqués. Le réchauffement climatique a été le centre d'intérêt de plusieurs recherches et le suivi de climat permet de quantifier l'ampleur et le sens de son changement. Dans une modélisation, les changements climatiques à considérer feront appel à la température du sol, dont l'évolution influe sur les écosystèmes terrestres et agit sur le manteau de neige.

Notre projet de thèse fait partie du développement de méthodes pour extraire des paramètres géophysiques à partir des mesures satellites. La température du sol a été l'objectif de notre recherche et la contribution majeure concerne principalement l'apport des images de température de brillance AMSR-E à 10 GHz au couplage d'un modèle de neige et un d'émission microonde pour la détermination de la température du sol.

Suite à l'application de notre couplage du modèle de neige SNTHERM avec le modèle d'émission micro-onde HUT, une routine d'inversion a été développée avec les images AMSR-E et les conclusions suivantes sont tirées :

- a) Nous avons prouvé l'applicabilité d'un couplage entre un modèle de neige et un modèle d'émission dans des zones du climat canadien en absence et en présence de la forêt. Nous avons expérimenté la performance du modèle SNTHERM dans ce contexte.
- b) Les différents objectifs posés au début de l'expérience ont tous été atteints. Ainsi, les résultats obtenus et présentés au chapitre 5 montrent que l'approche proposée basée sur l'intégration des mesures micro-onde dans un modèle de neige permet de déterminer la température du sol sous la neige avec une meilleure précision (3.29 K) que celle simulée par ce modèle de neige sans télédétection (RMSE = 4.6 K). Nos

résultats répondent ainsi à nos objectifs énoncés, et nous rencontrons toujours l'hypothèse de recherche.

- c) Nous obtenons une probabilité de détection du gel égale à 86 %, avec une exactitude totale égale à 78 %. Une comparaison avec les mesures sur terrain indique un accord raisonnable : l'erreur moyenne dans la détermination de T_{sol} reste autour de 3.29 K montrant une amélioration de 49 % par rapport aux valeurs T_{sol} NARR.
- d) Nous avons démontré que la bande 10 GHz est suffisante pour retrouver les valeurs de T_{sol} , et que, dans le cas de neige épaisse, la bande 19 GHz détériore les résultats.
- e) L'utilisation opérationnelle est limitée par la disponibilité des données d'entrée, mais nous avons vérifié que l'emploi des données des réanalyses NARR n'empêche pas la réussite de la méthode.
- f) Nous avons montré des applications possibles suite à la détermination de la température du sol, soit la spatialisation des zones de gel du sol ou le calcul de degrés-jour.
- g) Notre approche constitue un outil potentiellement très prometteur pour déterminer la température du sol et son évolution dans des endroits où il n'y a pas de mesures au sol.
- h) Cette thèse contribue à l'avancement de la recherche dans le domaine de télédétection passive pour l'amélioration des modèles de prédiction de la neige.

Concernant les limites de la méthode, elle a été développée pour l'époque hivernale du climat canadien et pour des zones situées dans la prairie et aussi la forêt. Pour l'appliquer dans les zones maritimes ou la toundra, il faudrait reconsidérer la valeur de T_{sol} moyenne utilisée dans l'inversion. Une limite de la méthode pourrait être sur un grand lac. En effet, on n'a pas testé la méthode sur un grand lac gelé, avec éventuellement de l'eau sous la glace.

La méthode proposée utilise la fréquence 10 GHz; l'ajout de la fréquence 19 GHz n'améliore pas les résultats. La méthode avec 10 GHz ne pourra donc pas s'appliquer rétrospectivement pour périodes où des données AMSR n'étaient pas disponibles.

La méthode montre qu'il n'y a pas de restrictions concernant à l'épaisseur de neige. Nous n'avons pas assez des stations afin de déterminer si la méthode marche mieux avec une hauteur de neige déterminée ou un type de végétation donné. Cependant, toutes nos stations correspondaient à une hauteur de neige inférieure à 70 cm (il ne faudrait pas tenir en compte l'analyse de neige épaisse qui a été faite pour une journée), ainsi, les résultats ne permettent pas de tirer de conclusions définitives concernant les conditions de neige. Pour ce qui concerne l'effet de la végétation, dans les stations où il y a de la forêt, le RMSE se situe au-dessous de 3 K (sauf pour Thompson 2003-04). Dans ce cas aussi, à priori, il n'y a pas d'impact significatif du couvert végétal.

Comme nous l'avons mentionné dans le point (b) ci-dessus, la précision est de l'ordre de 3 K pour les conditions analysées. Cette performance est la même ou meilleure que celle obtenue par des méthodes qui retrouvent la température de surface dans des conditions sans neige (Pulliainen *et al.*, 1997; Mialon, 2005; Mialon *et al.*, 2007). Mialon *et al.* (2007) montrent dans leur étude que l'exactitude moyenne de leur approche est sur l'ordre de 2.5-3 K sur le Canada et Alaska. Jones *et al.* (2006) ont retrouvé la température du sol en utilisant des données d'AMSR-E aux stations dans la forêt et la toundra arctique avec une erreur de 3.1-3.9 K pendant l'été, et une erreur plus élevée l'hiver. Donc, en comparaison aux résultats trouvés par d'autres auteurs, nous pouvons considérer que nos résultats sont bons. De plus, la température du sol retrouvée en utilisant les TbV est meilleure que celle dérivée avec le modèle de neige seulement.

La signification de notre méthode se trouve dans la possibilité de caractériser les régions, où il n'y a pas de stations météorologiques. L'évaluation de la température de surface et des variations de la couche active dans les hautes latitudes dans le cadre de l'augmentation des gaz de serre permettra de contourner le problème de la distribution très dispersée de stations météorologiques au Nord (Anisimov *et al.*, 2007).

Il faudrait mentionner que le travail présenté dans ce rapport ne représente que la résultante d'un ardu travail de tâtonnement que nous avons fait afin de pouvoir valider notre hypothèse. Dans le futur, nous encourageons à profiter du potentiel de notre recherche et de la fusionner aux démarches qui estiment l'équivalent en eau de la neige (SWE) pour que ces méthodologies considèrent une valeur de T_{sol} plus précise.

Pour les recherches futures, il serait intéressant d'explorer le modèle FASST (Frankenstein *et al.*, 2008), un nouveau modèle de neige, qui prédit l'humidité du sol et permet le mouvement d'eau dans le sol. De plus, ce modèle est mieux adapté pour la fonte de neige.

Références

ACIA (2004) Impacts of a warming Arctic: Arctic Climate Impact *Assessment*. Cambridge University Press, <http://www.acia.uaf.edu>.

Aires, F., Prigent, C., Rossow, W. B., and Rothstein, M. (2001) A new neural network approach including first-guess for retrieval of atmospheric water vapor, cloud liquid water path, surface temperature and emissivities over land from satellite microwave observations. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, p. 14 887-14 907.

Anisimov O. A. , N. I. Shiklomanov, F. E. Nelson (1997) Global warming and active-layer thickness: results from transient general circulation models. *Global and Planetary Change*, vol.15, p. 61-77.

Anisimov, O. A., V. A. Lobanov, S. A. Reneva, N. I. Shiklomanov, T. Zhang, and F. E. Nelson (2007). Uncertainties in gridded air temperature fields and effects on predictive active layout modeling. *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, F02S14, doi:10.1029/2006JF000593.

Asmus K. W. and C. Grant (1999) Surface based Radiometer (SBR) Data Acquisition System, *Int. J. Remote Sensing*, vol. 20, n°15&16, 3125-3129.

Bartelt P. and M. Lehning (2002) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part I: numerical model, *Cold Regions Science and Technology*, vol. 35, p. 123– 145.

Basist A., Grody N. C., T.C. Peterson and C. N. Williams (1998) Using the Special Sensor Microwave/Imager to Monitor Land Surface Temperatures, Wetness, and Snow Cover. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 37, p. 888-911.

- Beltrami H. and L. Kellman (2003) An examination of short- and long-term air-ground temperature coupling. *Global and Planetary Change*, vol. 38, p. 291–303.
- Bonn F. et Rochon G. (1992) Précis de télédétection, Sillery, Québec : Presses de l'Université du Québec.
- Bonne A., N. Mognard, B. Decharme, H. Douville, M. Grippa and K. Kerrigan (2006) The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I compared to a multi-model climatology, *Remote Sensing of Environment*, vol. 101, p. 482-494.
- Brodzik, M. J. and K. Knowles (2002) EASE-Grid: a versatile set of equal-area projections and grids. In M. Goodchild and A. J. Kimerling (Eds.), *Discrete Global Grids*. Santa Barbara, CA, USA: National Center for Geographic Information & Analysis (http://www.ncgia.ucsb.edu/globalgrids-book/ease_grid).
- Brown R., P. Bartlett, M. MacKay and D. Versegny (2006) Evaluation of Snow Cover in CLASS for SnowMIP. *Atmosphere-Ocean*, vol. 44, n° 3, p. 223–238.
- Brun E., E. Martin E., V. Simon, C. Gendre and C. Coléou (1989) An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, vol. 35, p. 333-342.
- Brun, E., P. David, M. Sudul, and G. Brunot (1992) A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, vol. 38, p. 13-22.
- Bunn A. G., S. J. Goetz, J. S. Kimball and K. Zhang (2007) Northern High-Latitude Ecosystems Respond to Climate Change. *EOS Transactions, AGU*, vol. 88, n° 34, p. 333-335.
- Butt M. J. (2004) Microwave snow emission model and its contributing parameters. *Journal of Research (Science)*, Bahauddin Zakariya University, Multan, Pakistan, vol.15, n° 2, June 2004, p. 113-121.

- Butt, M. J. and Kelly, R. E. J. (2008) Estimation of snow depth in the UK using the HUT snow emission model, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 29, n° 14, p. 4249- 4267.
- Comtois-Boutet F. (2007) Évaluation de modèles de régression linéaire pour la cartographie de l'équivalent en eau de la neige dans la province de Québec avec le capteur micro-ondes passives AMSR-E. Thèse (M.Sc.) Université de Sherbrooke 112 p.
- Cordisco E., C. Prigent and F. Aires (2006) Snow characterization at a global scale with passive microwave satellite observations, *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, D19102, doi:10.1029/2005JD006773.
- Choudhury B. J., T. J. Schmugge and T. Mo (1982) A Parameterization of Effective Soil Temperature for Microwave Emission, *Journal of Geophysical Research*, vol. 82, n° C2, p. 1301-1304.
- Chung Y. C. and A. W. England (2006) The Influence of Snow–Soil Moisture Flux on Snowpack Metamorphism in Late Winter and Early Spring *63rd EASTERN SNOW CONFERENCE*, Newark, Delaware USA.
- Derksen C. (2008) The contribution of AMSR-E 18.7 and 10.7 GHz measurements to improved boreal forest snow water equivalent retrievals *Remote Sens. of Environ.*, vol. 112, p. 2701-2710.
- Derksen C, M. Sturm, G. E. Liston, J. Holmgren, H. Huntington, A. Silis and D. Solie (2009) Northwest Territories and Nunavut Snow Characteristics from a Subarctic Traverse: Implications for Passive Microwave Remote Sensing. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 10, p. 448-463.
- Dobson MC, Kouyate F, Ulaby FT. (1984) A reexamination of soil textural effects on microwave emission and backscattering. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-23, p. 530–536.

Draper C. S., J. P. Walker, P. J. Steinle, R. A. M. de Jeu and T. R. H. Holmes (2009) An evaluation of AMSR-E derived soil moisture over Australia *Remote Sens. of Environ.*, vol. 113, p. 703-710.

Essery R. and Etchevers P. (2004) Parameter sensitivity in simulations of snowmelt Centre for Glaciology, *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, D20111, doi:10.1029/2004JD005036.

Etchevers, P.; E. Martin, R. Brown, C. Fierz, Y. Lejeune, E. Bazile, A. Boone, Y.-J. Dai, R. Essery, A. Fernandez, Y. Gusev, R. Jordan, V. Koren, E. Kowalczyk, N.O. Nasonova, R.D. Pyles, A. Schlosser, A.B. Shmakin, T.G. Smirnova. U. Strasser, D. Verseghy, T. Yamazaki and Z.-L. Yang. (2002) SnowMIP, an intercomparison of snow models: first results. Paper presented at the *International Snow Science Workshop*, Penticton, British Columbia, 29 September - 4 October 2002.

Etchevers, P.; E. Martin, R. Brown, C. Fierz, Y. Lejeune, E. Bazile, A. Boone, Y.-J. Dai, R. Essery, A. Fernandez, Y. Gusev, R. Jordan, V. Koren, E. Kowalczyk, N.O. Nasonova, R.D. Pyles, A. Schlosser, A.B. Shmakin, T.G. Smirnova. U. Strasser, D. Verseghy, T. Yamazaki and Z.-L. Yang. (2004) Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project) *Annals of Glaciology*, vol. 38, p. 150-158.

Fily, M., A. Royer, K. Goïta, and C. Prigent (2003) A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub-arctic areas. *Remote Sens. of Environ.*, vol. 85, p. 328-338.

Frankestein, S., A. Sawyer and J. Koeberle (2008) Comparison of FASST and SNTHERM in Three Snow Accumulation Regimes, *Journal of Hydrometeorology*, vol. 9, n° 6, p. 1443-1463.

Glendinning J. H. G. and Morris E. M. (1999) Incorporation of spectral and directional radiative transfer in a snow model. *Hydrol. Process.*, vol. 13, p. 1761-1772.

Goulden, M.L. and 11 co-authors (1998) Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science*, vol. 279, p. 214-217.

Groisman P.Y. and D.R. Legates (1994) The accuracy of United States Precipitation data, B. Am. Meteorol. Soc., vol. 75, p. 215-228.

Hallikainen M. (1989) Microwave radiometry of snow. *Adv. Space Res.*, vol 9, n° 1, p. 267-275.

Hardy J. P., K. McDonald, R. E. Davis, R. A. Melloh and C. McKenzie (2001) Distributed Mapping of SNTherm-Modelled Snow Properties for Monitoring Seasonal Freeze/Thaw Dynamics *58th EASTERN SNOW CONFERENCE* Ottawa, Ontario, Canada, 2001.

Holmes T. R. H., R. A. M. De Jeu, M. Owe and A. J. Dolman (2009) Land surface temperature from Ka band (37 GHz) passive microwave observations *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, D04113, doi:10.1029/2008JD010257.

IPCC (2007): Lemke, P. and 10 co-authors (2007) Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., p. 337-383.

Jones L. A., J. Kimball, K. McDonald, S.T. Chan, E. G. Njoku and W. Oechel (2007) Satellite Microwave Remote Sensing of Boreal and Arctic Soil Temperatures from AMSR-E, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 45, n° 7, p. 2004-2018.

Jordan R. (1991) An one-dimensional temperature model for a snow cover – Technical documentation for STHERM 89. CRREL Special Report, 91-16.

Jordan R. E., E. L. Andreas and A. P. Makshtas (1999) Heat budget of snow-covered sea ice

at North Pole 4. *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n° C4, p. 7785-7806.

Köhn, J. (2006) Caractérisation de la température de la neige par télédétection micro-onde passive au Canada, *Memoires de l'Université de Sherbrooke - Géomatique appliquée*, 86 p.

Kontu A., J. Pulliainen, P. Heikkinen, H. Suokanerva and M. Takala (2007) Validation of Microwave Emission Models by Simulating AMSR-E Brightness Temperature Data from Ground-based Observations, *IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium* July 23-27, 2007. Barcelona, Spain.

Kontu A. and J. Pulliainen (2008) Simulation of spaceborne microwave radiometer measurements of snow cover using in-situ data and emission models. *IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium* July 6-11, 2008. Boston, Massachusetts, U.S.A.

Kurvonen L., J. Pulliainen and M. Hallikainen (1998) Monitoring of boreal forest with multitemporal special sensor microwave imager data. *Radio Science*, vol. 33, n° 3, p. 731-714.

Langlois, A., Brucker, L., Kohn, J., Royer, A., Derksen, C., Cliche, P., Picard, G., Fily, M and Willemet, J.-M. (2009) Simulation of snow water equivalent (SWE) using thermodynamic snow models in Québec, Canada. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 10, n° 6, 1447-1462.

Latifovic R., Z. Zhu, J. Cihlar and C. Giri. (2002) Land cover of North America 2000. Natural Resources Canada, Canada Center for Remote Sensing, US Geological Service EROS Data Center.

Lehning M., P. Bartelt, B. Brown and C. Fierz (2002a) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part III: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation *Cold Regions Science and Technology*, vol. 35, p. 169– 184.

Lehning M., P. Bartelt, B. Brown, C. Fierz and P. Satyawali (2002b) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part II: meteorological forcing, thin layer formation and evaluation *Cold Regions Science and Technology*, vol. 35, p. 147– 167.

Levine E.R. and R. G. Knox (1997) Modeling soil temperature and snow dynamics in northern forest. *Journal of Geophysical research*, vol. 102, n° D24, p. 29407-29416.

Lin J. D. (1980) On the Force-Restore Method for Prediction of Ground Surface Temperature. *Journal of Geophysical research*, vol. 85, n° C6, p. 3251-3254.

Luo L., A. Robock, K. Y. Vinnikov, C. A. Schlosser, A. G. Slater, A. Boone, H. Braden, P. Cox, P. De Rosnay, R. E. Dickinson, Y. Dai, Q. Duan, P. Etchevers, A. Henderson-Sellers, N. Gedney, Y. M. Gusev, F. Habets, J. Kim, E. Kowalczyk, K. Mitchell, O. N. Nasonova, J. N.Oilhan, A. J. Pitman, J. Schaake, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, P. Wetzel, Y. Xue, Z. Yang and Q. Zeng (2003) Effects of Frozen Soil on Soil Temperature, Spring Infiltration, and Runoff: Results from the PILPS 2(d) Experiment at Valdai, Russia *Journal of Hydrometeorolog*, vol. 4, p. 334-351.

Majorowicz J. A. and W. R. Skinner (1997) Potential causes of differences between ground and surface air temperature warming across different ecozones in Alberta, Canada. *Global and Planetary Change*, vol. 15, p. 79-91.

Matzner E. and W. Borken (2008) Do freeze-thaw events enhance C and N losses from soils of different ecosystems. A review, *European J. of Soil Science*, doi: 10.1111/j.1365-2389.2007.00992.

McFarland M. J., R. L. Miller and C. Neale (1990) Land Surface Temperature derived from the SSM/I passive microwave brightness temperatures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, n° 5, p. 839-845.

Mesinger F., G. DiMego, E. Kalnay, K. Mitchell, P. C. Shafran, W. Ebisuzaki, D. Jović, J. Woollen, E. Rogers, E. H. Berbery, M. B. Ek, Y. Fan, R. Grumbine, W. Higgins, H. Li, Y. Lin, G. Manikin, D. Parrish and W. Shi (2006) North American Regional Reanalysis *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 87, n° 3, p. 343–360.

Mialon, A. (2005) Étude de la variabilité climatique des hautes latitudes nord, dérivée d'observations satellites micro-ondes. *Thèse de doctorat*, Département de géomatique appliquée, Université de Sherbrooke, 235 p.

Mialon, A., Royer, A., Fily, M., Picard, G. (2007) Daily microwave derived surface temperature over Canada/Alaska. *J. of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 46, n° 5, p. 591–604.

Neale C. M. U., M. J. McFarland and K. Chang (1990) Land-Surface-Type Classification using microwave brightness temperatures from Special Sensor Microwave/Imager. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 28, n° 5, p. 829-837.

Njoku, E.G. and L. Li (1999). Retrieval of land surface parameters using passive microwave measurements at 6-18 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, n° 1, p. 79-93.

Njoku E. and S. K. Chan (2006) Vegetation and surface roughness effects on AMSR-E land observations. *Remote Sensing of Environment*, vol. 100, p. 190–199.

Njoku, E. G., T. J. Jackson, V. Lakshmi, T.K. Chan and S.V. Nghiem (2003) Soil Moisture Retrieval From AMSR-E *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol.41, n° 2, p. 215-229.

Oechel, W. C., S. J. Hastings, G. Vourlitis, M. Jenkins, G. Riechers, and N. Grulke (1993) Recent change of arctic tundra ecosystems from a net carbon dioxide sink to a source, *Nature*, vol. 361, p. 520–523.

Oelke, C., T. Zhang and M. C. Serreze (2004) Modelling evidence for recent warming of the Arctic soil thermal regime. *Geophys. Res. Letts.*, vol. 31, n° 7, doi:10.1029/2003GL019300.

Owe M., R. de Jeu and J. Walker (2001) A Methodology for Surface Soil Moisture and Vegetation Optical Depth Retrieval Using the Microwave Polarization Difference Index. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, n° 8, p. 1643-1654.

Pardé, M., Goïta, K., Royer, A. and Vachon, F. (2005) Boreal forest attenuation in the microwave domain using ground-based measurements. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 2, n° 2, p. 169-171.

Pardé M., K. Goïta, A. Royer (2007) Inversion of a passive microwave snow emission model for water equivalent estimation using airborne and satellite data. *Remote Sensing of Environment*, vol. 111, p. 346–356.

Piao Shilong and 15 co-authors (2008) Net carbon dioxide losses of northern ecosystems in response to autumn warming, *Nature*, vol. 451, n° 3, doi :10.1038/nature0644, p. 49-52.

Prigent, C. and Rossow, W. B. (1999) Retrieval of surface and atmospheric parameters over land from SSM/I: potential and limitations, *Q.J.R. Meteorol.*, vol. 125, p. 2379-2400.

Prigent C. and F. Aires (2003) Retrieval of surface and atmospheric geophysical variables over snow from microwave satellite observations. *Journal of Applied Meteorol*, vol. 42, p. 368-381.

Prigent C., W. Rossow and E. Matthews (1997) Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, n° D18, p. 21867-21890.

Pulliainen J. (2006) Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations, *Remote Sensing of Environment*, vol. 101, p. 257-269.

Pulliainen J. T., J. Grandell, and M. T. Hallikainen (1997) Retrieval of Surface Temperature in Boreal Forest Zone from SSM/I Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 35, n° 5, p. 1188-1200.

Pulliainen J., K. Tigerstedt, W. Huining, M. Hallikainen, C. Mätzler, A. Wiesmann and U. Wegmüller (1998) Retrieval of Geophysical Parameters with Integrated Modelling of Land Surfaces and Atmosphere, ESTEC Contract No. 117606/95/NL/NB (SC). ESA/ESTEC project report. 241 p.

Pulliainen J., J. Grandell and M. T. Hallikainen (1999) HUT Snow Emission Model and its Applicability to Snow Water Equivalent Retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, n° 3, p. 1378- 1390.

Pulliainen J. and M. Hallikainen (2001) Retrieval of Regional Snow Water Equivalent from Space-Borne Passive Microwave Observations *Remote Sens. of Environ.*, vol. 75, p. 76-85.

Rees W. G. (2001) *Physical Principles of Remote Sensing*. Cambridge University Press; 2 edition.

Rosenfeld S. and N. Grody (2000) Anomalous microwave spectra of snow cover observed from Special Sensor Microwave/Imager measurements, *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, n° D11, p. 14913-14925.

Roy V., K. Goita, A. Royer, A. Walker and B. Goodison (2004) Snow Water Equivalent Retrieval in a Canadian Boreal Environment from Microwave Measurements using the HUT Snow Emission Model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 42, n° 9, p. 1850-1859.

Rutter N., D. Cline and L. Li (2008) Evaluation of the NOHRSC Snow Model (NSM) in a One-Dimensional Model. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 9, n° 4, p. 695-711.

Spreitzhofer G., C. Fierz, M. Lehning (2004) SN_GUI: a graphical user interface for snowpack modeling. *Computers & Geosciences*, vol. 30, p. 809-816.

Smith S. L., Stephen A. Wolfe, Daniel W. Riseborough, F. Mark Nixon (2009) Active-layer characteristics and summer climatic indices, Mackenzie Valley, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 20, n° 2, p. 201-220.

Stendel M. and J. H. Christensen (2002) Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, n° 13, 10.1029/2001GL014345.

Sushama L., R. Laprise, D. Caya, D. Verseghy and M. Allard (2007) An RCM projection of soil thermal and moisture regimes for North American permafrost zones, *Geophys. Res. Letters*, vol. 34, L20711, doi:10.1029/2007GL031385.

Tedesco, M., Edward J. Kim, Don Cline, Tobias Graf, Toshio Koike, Richard Armstrong, Mary J. Brodzik and Janet Hardy (2006) Comparison of local scale measured and modelled brightness temperatures and snow parameters from the CLPX 2003 by means of a dense medium radiative transfer theory model *Hydrol. Process.*, vol. 20, p. 657–672, DOI: 10.1002/hyp.6129.

Ulaby, F. T., Moore, R. K., Fung, A. K. (1981) *Microwave remote sensing, active and passive. Volume 1: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry*. Artech House, 456 p.

Wankiewicz A. (1993) Multi-temporal microwave satellite observation of snowpacks, *Annals of Glaciology*, vol. 17, p. 155-160.

Way J. B., R. Zimmermann, E. Rignot, K. McDonald and R. Oren (1997) Winter and spring thaw as observed with imaging radar at BOREAS. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, n° D24, p. 29,673-29,684.

Wegmüller U. and C. Mätzler (1999) Rough Bare Soil Reflectivity Model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 37, n° 3, p. 1391-1395.

Wiesmann A., C. Fierz and C. Matzler (2000) Simulation of microwave emission from physically modeled snowpacks, *Annals of Glaciology*, vol. 31, p. 397-405.

Yang, D., B. E. Goodison, J. R. Metcalfe, P. Louie, G. Leavesley, D. Emerson, L.H. Clayton, V. S. Golubev, E. Elomaa, T. Gunther, T. Pangburn, E. Kang, J. Milkovic (1999) Quantification of precipitation measurement discontinuity induced by wind shields on national gauges. *Water Resources Research*, vol. 35, n° 2, p. 491-508.

Zhang T. (2005) Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview, *Rev. Geophys.*, vol. 43, RG4002, doi:10.1029/2004RG000157.

Zhang Y., W. Chen, S. L. Smith, D. W. Riseborough and J. Cihlar (2005) Soil temperature in Canada during the twentieth century: complex responses to atmospheric climate change. *Journal of geophysical Research*, vol. 110, D03112, doi:10.1029/2004JD004910.

Annexe 1. Séries temporelles

À la section 4.3, nous avons montré les séries des mesures de hauteur de neige, de la température du sol (à 5 cm), de la température de l'air et les températures de brillance AMSR à 10 et 19 GHz pour les stations Estevan et Thompson (figure 4.4 et figure 4.5). Dans cette annexe, nous montrons les séries pour toutes les autres stations analysées : Kindersley, Pasquia, Swift, Wynyard et Sirene (figure AI-1 à la figure AI-6). L'axe des X (temps) est ajusté en fonction de la période de disponibilité des données durant l'hiver. Les axes Y sont gardés constants pour faciliter la comparaison.

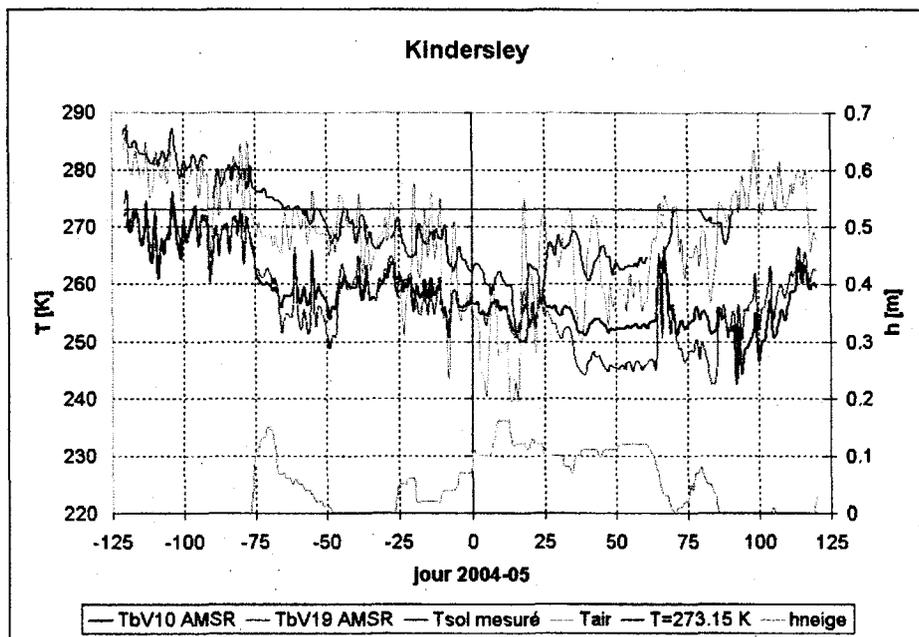


Figure A1-1. L'évolution temporelle de T_{air} , T_{sol} , T_{bV10} , T_{bV19} et hauteur de neige mesurées à la station Kindersley. La ligne égale à 273.15 K est tracée comme référence

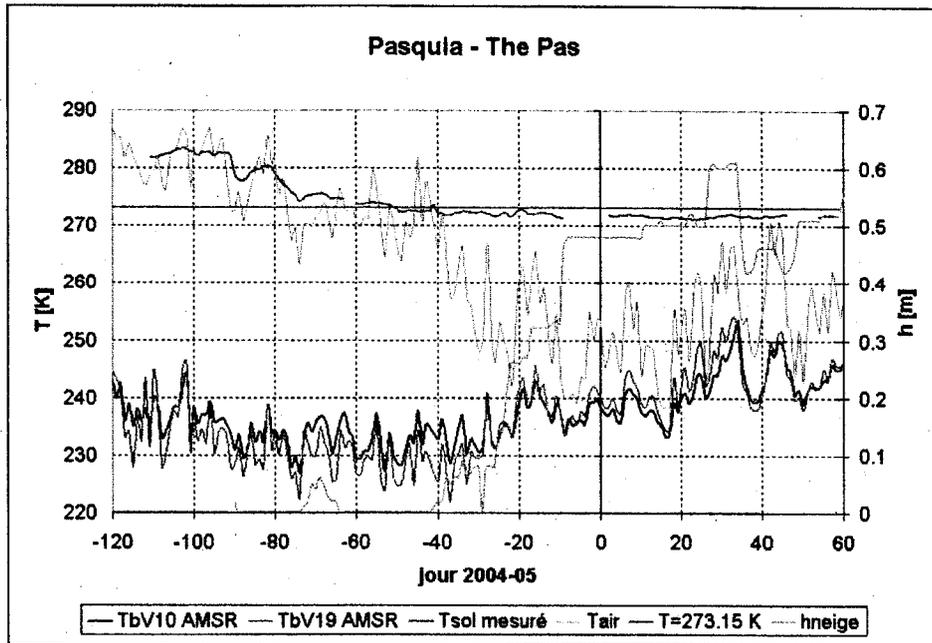


Figure A1-2 L'évolution temporelle de T_{air} , T_{sol} , T_{bV10} , T_{bV19} et hauteur de neige mesurées à la station Pasquia. La ligne égale à 273.15 K est tracée comme référence

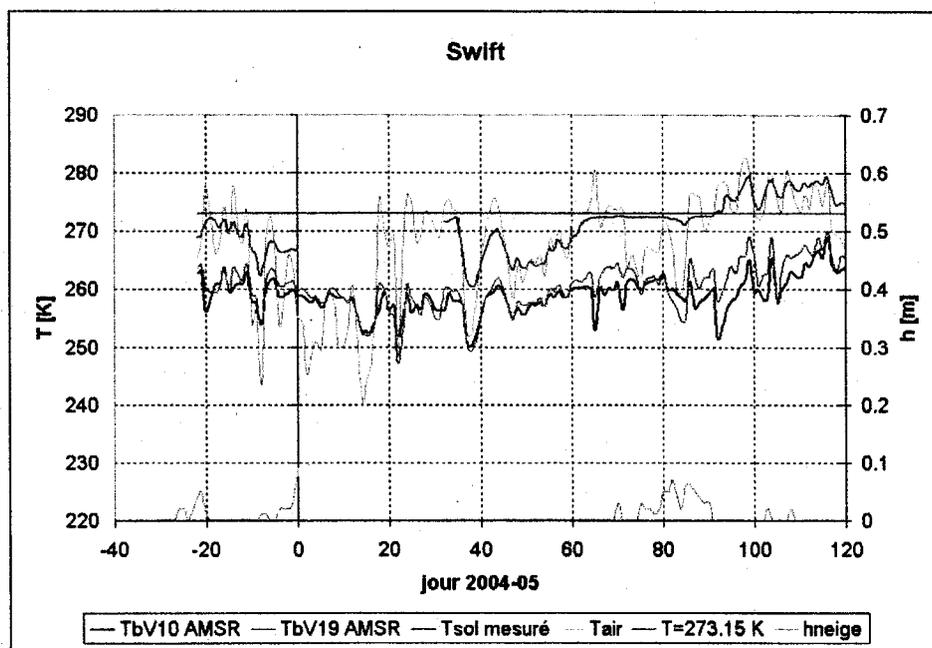


Figure A1-3. L'évolution temporelle de T_{air} , T_{sol} , T_{bV10} , T_{bV19} et hauteur de neige mesurées à la station Swift. La ligne égale à 273.15 K est tracée comme référence.

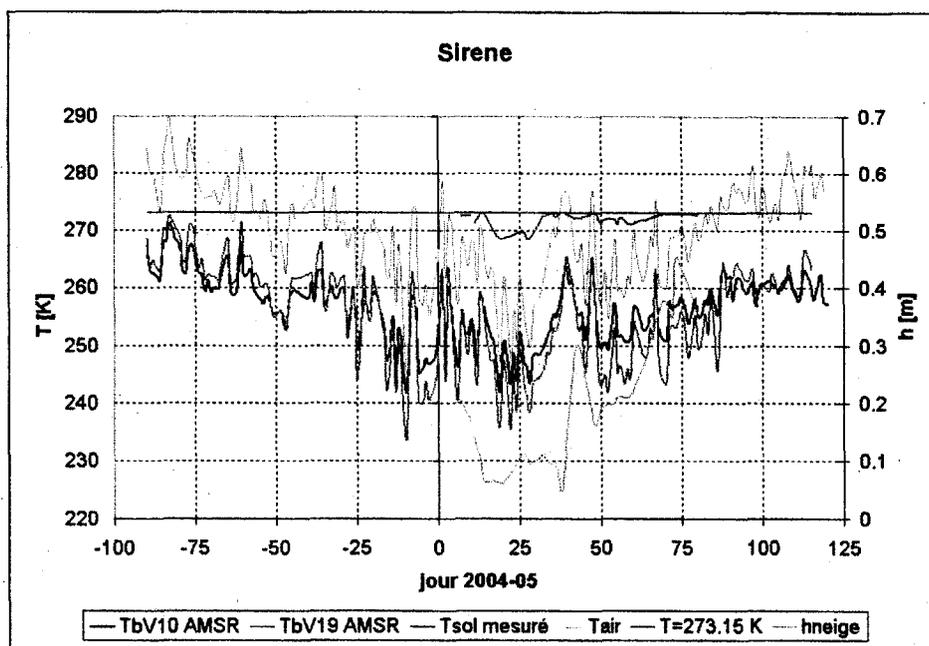


Figure A1-4. L'évolution temporelle de T_{air} , T_{sol} , T_{bV10} , T_{bV19} et hauteur de neige mesurées à la station Sirene en 2004-2005. La ligne égale à 273.15 K est tracée comme référence.

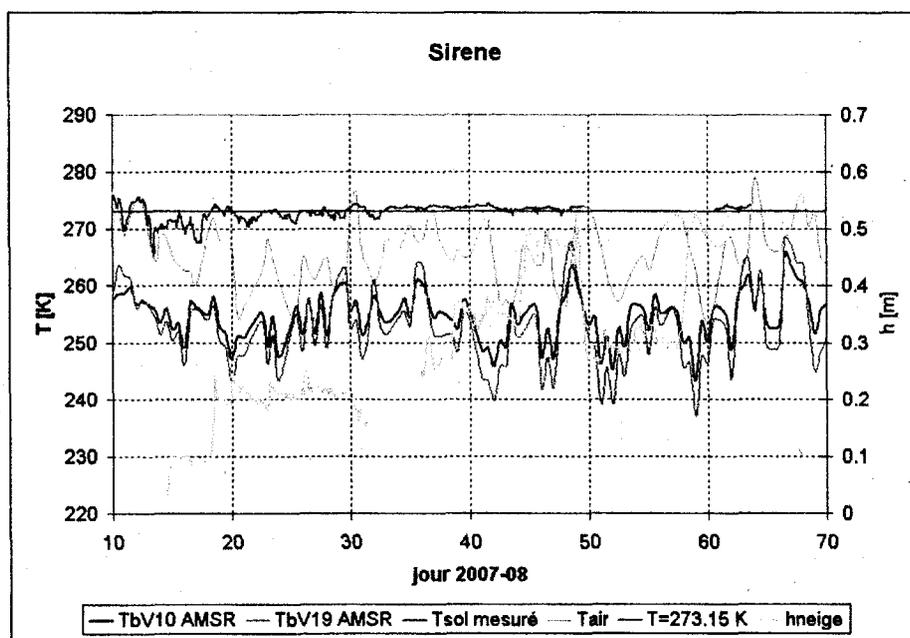


Figure A1-5. L'évolution temporelle de T_{air} , T_{sol} , T_{bV10} , T_{bV19} et hauteur de neige mesurées à la station Sirene en 2007-2008. La ligne égale à 273.15 K est tracée comme référence.

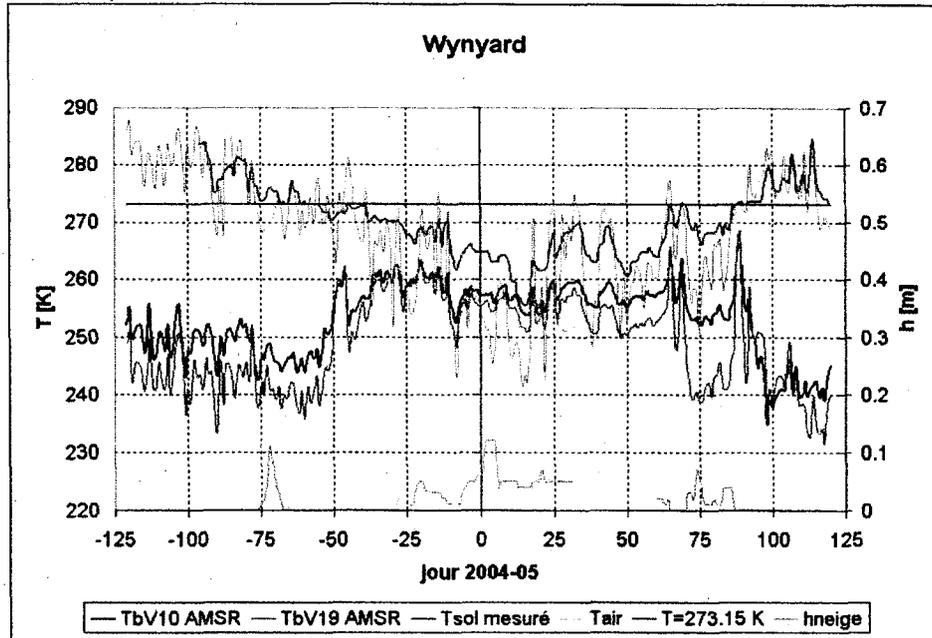


Figure A1-6. L'évolution temporelle de T_{air} , T_{sol} , T_{bV10} , T_{bV19} et hauteur de neige mesurées à la station Wynyard. La ligne égale à 273.15 K est tracée comme référence.

Annexe 2. Suivi temporel de T_{sol}

Les séries temporelles de T_{sol} inversée pour les stations Swift, Sirene (les hivers 2004-05 et 2007-08), Wynyard et Kindersley sont montrées à la figure A2-1. Ces figures montrent aussi les mesures de T_{sol}, qui ont été bien diagnostiquées avec la couleur verte et les mesures qui n'ont pas été bien diagnostiquées lors de l'inversion en couleur noire,. La ligne pointillée montre la série de T_{sol} SNTHERM. La ligne bleu-clair indique l'isotherme de 273.15 K (0°C).

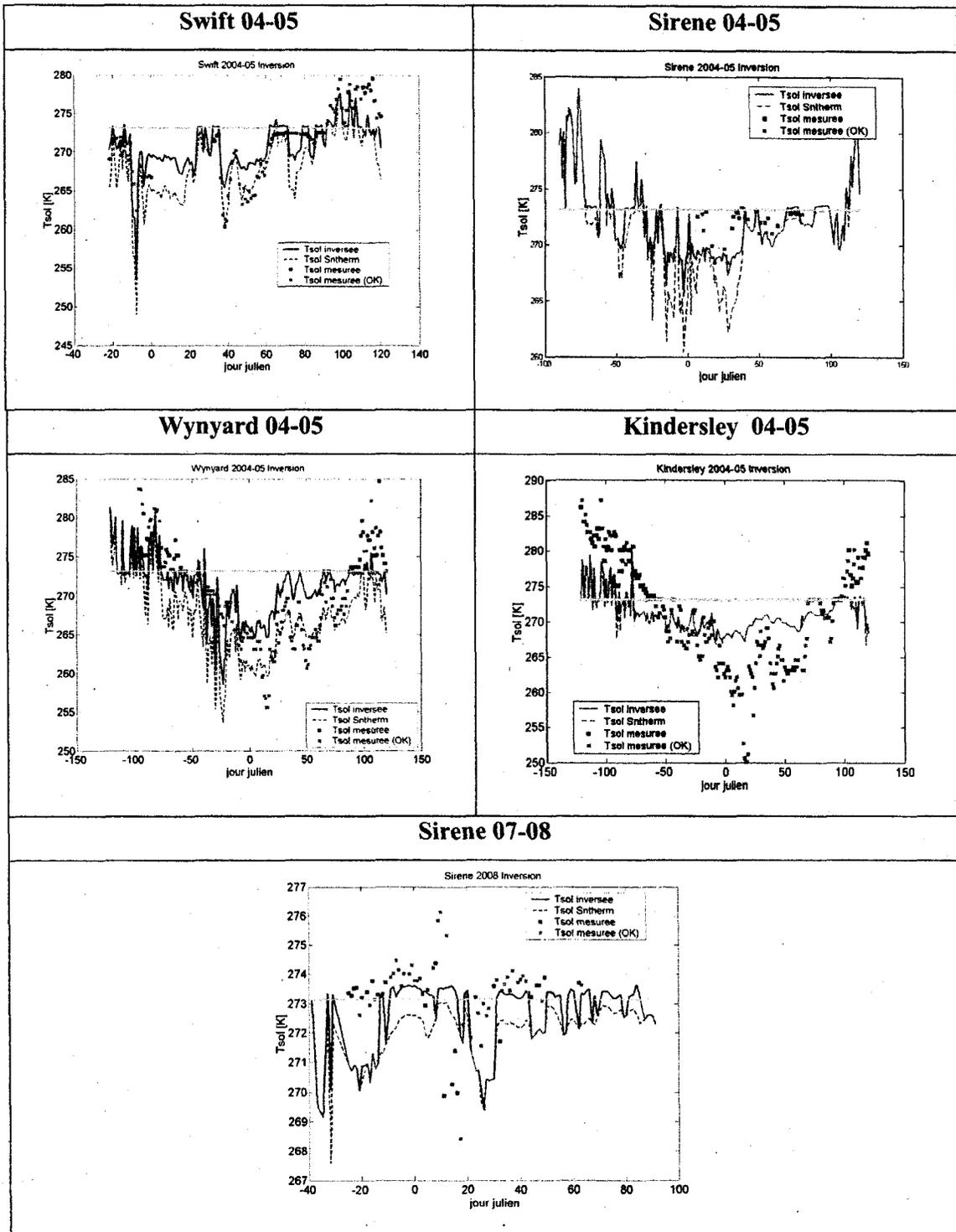


Figure A2-1. La série temporelle de T_{sol} inversé et T_{sol} SNTherm (ligne pointillée) à la station Swift, à la station Sirene, à la station Wynyard et à la station Kindersley et les mesures au sol.

Annexe 3. Station Thompson

Dans la section 5.4 de cette thèse, nous avons fait mention à la série de température du sol et de la hauteur de neige, les deux mesurées par Environnement Canada pour la période 1991-2005. La figure A3-1 montre ces séries.

La figure A3-2 montre la série de précipitation totale fournie par Environnement Canada pour la période 2002-05 (valeurs mensuelles). Dans cette figure, nous montrons aussi la série de température de l'air (valeurs moyennes mensuelles) et la hauteur de neige (valeurs mensuelles). La figure met en évidence que l'automne 2004 a été plus sec que les deux précédents.

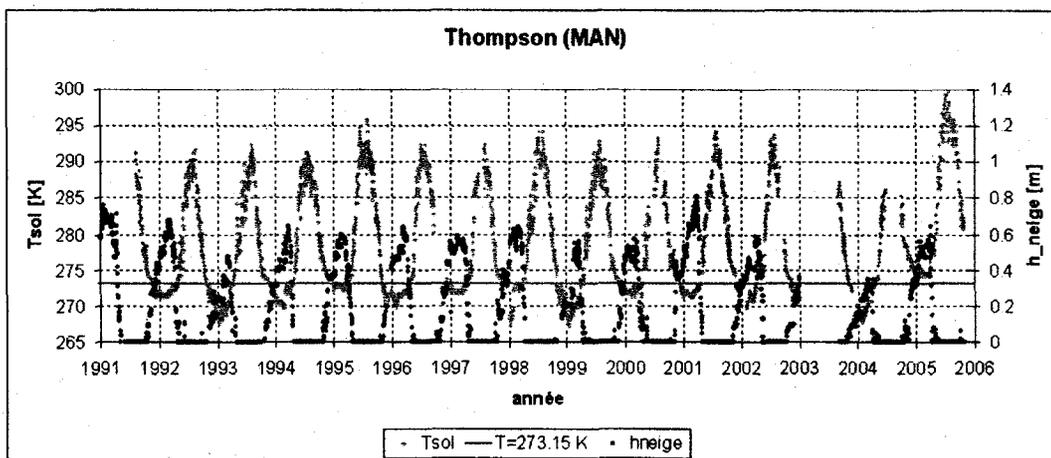


Figure A3-1. Séries temporelles de Tsol et hneige mesurées pour la période 1991-2005.

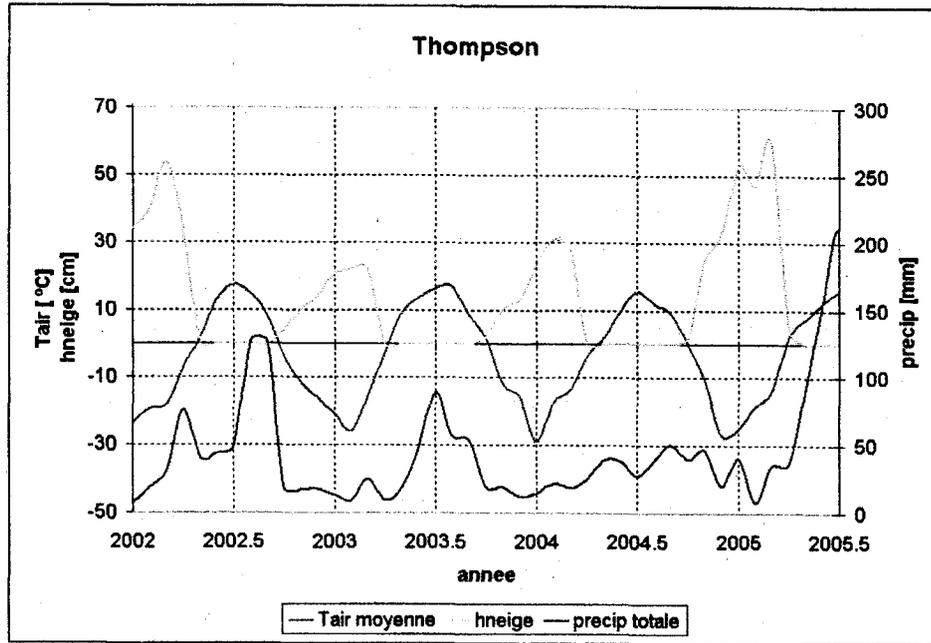


Figure A3-2. Série temporelle de Tair (moyenne mensuelle), hneige et précipitation totale (valeurs mensuelles).