

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

THÈSE PRÉSENTÉE À
L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

COMME EXIGENCE PARTIELLE
À L'OBTENTION DU
DOCTORAT EN GÉNIE
Ph.D.

PAR
CHAOUCH, NAIRA

DÉTERMINATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL DANS LE BASSIN VERSANT DU
MACKENZIE À PARTIR DES DONNÉES SATELLITAIRES AMSR-E

MONTRÉAL, LE 12 AOUT 008

© Naira Chaouch, 2008

CETTE THÈSE A ÉTÉ ÉVALUÉE

PAR UN JURY COMPOSÉ DE :

M. ROBERT LECONTE, directeur de thèse
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

Mme Ramata Magagi, codirectrice de thèse
Département de géomatique appliquée à l'Université de Sherbrooke

M. Gabriel Assaf, président du jury
Département de génie mécanique à l'École de technologie supérieure

M. François Brissette, membre du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Robert Desjardins, examinateur externe
Département de géographie à l'Université de Québec à Montréal

ELLE A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 6 JUIN 2008

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer mes sincères remerciements à mon directeur de recherche, Robert Leconte, pour ses précieux conseils pour le bon déroulement de mon projet de recherche et son soutien financier. Je tiens également à remercier ma codirectrice, Ramata Magagi, pour ses conseils et l'intérêt avec lequel elle a suivi la progression de mon travail. Mes remerciements aux membres de jury d'avoir accepté de juger ce travail.

Je dédie ce travail à l'âme de mon père Hédi qui n'a cessé tout au long de sa vie de m'encourager et pour ses précieux conseils. Je le dédie aussi à ma mère Souad, ma sœur et mon frère pour leurs appuis. Je remercie également mon oncle Abdelkader pour son encouragement à terminer mes études de troisième cycle.

Je tiens à exprimer mes vives reconnaissances à mon époux Marouane pour son soutien et son support pour terminer mes études d'ingénieur, ma maîtrise et enfin mon doctorat. Je dédie ce travail à ma fille Lina pour sa patience et du temps que je n'ai pas pu lui allouer. Je le dédie aussi à mon fils Fady qui vient de s'ajouter à la famille. Ce travail est le résultat de tous nos efforts.

DÉTERMINATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL DANS LE BASSIN VERSANT DU MACKENZIE À PARTIR DES DONNÉES SATELLITAIRES AMSR-E

CHAOUCH, Naira

RÉSUMÉ

La présente recherche vise l'estimation de l'humidité du sol dans le bassin du fleuve Mackenzie, situé dans le territoire du nord-ouest canadien en utilisant des données multisatellites captées dans les domaines des micro-ondes passives, le visible et l'infrarouge. L'approche proposée s'articule autour de deux étapes principales. La première étape vise la détermination de l'humidité du sol avec les données de température de brillance du satellite AMSR-E mesurées en bande C (6,9 GHz) en utilisant un modèle de transfert radiatif. Comme les mesures *in situ* ne sont pas disponibles sur la zone d'étude, pour atteindre l'objectif de cette étape, on fait appel à des sources externes d'information. En se basant sur la sensibilité du signal micro-onde aux paramètres de sol et de la végétation, une méthode séquentielle est considérée pour calibrer le modèle. Les paramètres de rugosité, de végétation et l'humidité du sol sont déterminés par une méthode itérative qui minimise la somme de l'écart au carré entre la température de brillance mesurée (AMSR-E) et la température de brillance simulée avec le modèle de transfert radiatif. Une comparaison qualitative entre l'humidité du sol estimée et les données NARR de précipitation et d'humidité du sol montre une bonne concordance entre les deux sources d'information. D'une manière quantitative, les données NARR d'humidité du sol sont plus élevées que les humidités du sol simulées avec les données AMSR-E.

Les résultats du modèle de transfert radiatif ont été obtenus à la résolution des données micro-ondes passives AMSR-E en bande C, soit 50 km. Dans un deuxième temps, pour améliorer la résolution spatiale des cartes d'humidité du sol, une nouvelle approche a été proposée. L'idée de cette approche se base sur un indice de température/végétation TVDI. Cet indice est généré à partir de données de température de surface et de l'indice de végétation NDVI, tous deux obtenus à partir du satellite MODIS. L'indice proposé a une résolution spatiale de l'ordre de 1 km donc meilleure à celle des micro-ondes passives. Cet indice donne une indication sur l'état de l'humidité du sol. Une relation linéaire négative entre l'humidité du sol à l'échelle du pixel de MODIS et l'indice TVDI correspondant est considérée pour distribuer spatialement l'humidité à l'échelle de 1 km. Cet exercice de mise à l'échelle du pixel MODIS a permis de développer des cartes d'humidité du sol à une résolution spatiale améliorée. La validation de cette approche est réalisée en comparant l'humidité du sol à faible échelle à des observations de précipitation, de température de l'air et des mesures *in situ* de l'humidité du sol. Globalement, les résultats obtenus sont acceptables.

Il a été prouvé au terme de ce travail que les micro-ondes passives en bande C, combinées à d'autres données satellitaires possèdent un potentiel intéressant afin d'améliorer la cartographie de l'humidité du sol. Des recommandations et des suggestions pour des travaux futurs sont identifiées à la fin de cette thèse.

SOIL MOISTURE RETRIEVAL OVER MACKENZIE RIVER BASIN USING AMSR-E DATA

CHAOUCH, Naira

ABSTRACT

The present project focuses on the retrieval of surface soil moisture using multi-satellite data from microwave, visible and infrared measurements over the Mackenzie River Basin, a large northern basin located in Canada. The work is subdivided in two major steps. The first step aims to estimate soil moisture and to monitor its change using AMSR-E 6.9 GHz passive microwave data. To reach the objective of this work, a major issue to be resolved is the lack of *in situ* measurements. Therefore, “external” ancillary data were used as a surrogate for *in situ* data in retrieving soil moisture by inverting a microwave radiative transfer model. Based on the sensitivity of the emitted microwave signal to soil roughness and to vegetation parameters, a sequential method was applied to calibrate the model. The values of the roughness parameter, vegetation parameters and soil moisture were adjusted iteratively to minimize the sum of the squared difference between the measured AMSR-E brightness temperature and the modelled brightness temperatures using the radiative transfert model. Qualitatively, it was found that the variations of the estimated soil moisture compared well with the soil moisture values imported from the NARR database, and a satisfactory agreement was also obtained between soil moisture estimates and precipitation data. Quantitatively, comparing the estimated soil moisture with the NARR data, a departure is observed for high values of soil moisture. The AMSR-E soil moisture products are underestimated as compared to the NARR estimates.

In the second step, an approach is proposed for disaggregating the near surface soil moisture estimated from AMSR-E using combined multispectral and multiresolution remote sensing data. The approach combines the 56 km resolution AMSR-E multipolarization brightness temperatures and the 1 km resolution MODIS Normalized Difference Vegetation index (NDVI) and MODIS surface temperature data. The methodology is based on the correlation between the temperature / vegetation index TVDI and the microwave near surface soil moisture. This index has a 1 km resolution. A linear relationship between the 1 km soil moisture and the TVDI was developed to provide the spatial variation of the soil moisture at a finer scale. The estimated 1 km soil moisture was compared to the precipitation variation, surface air temperature and measured soil moisture. A satisfactory agreement was obtained and therefore the proposed approach improves the spatial resolution of the passive microwave data.

Overall, it can be concluded that microwave data in combination with other satellite’s data has the potential to improve a spatiotemporal variation of the soil moisture compared to using passive microwave data alone. Recommendations and suggestions for future research are identified at the end of this work.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 PROBLÉMATIQUE.....	4
1.1 Introduction.....	4
1.2 Problématique	4
1.3 Le projet MAGS	6
1.4 Choix des micro-ondes passives	7
1.5 L'humidité du sol.....	9
1.6 Objectifs.....	11
1.7 Conclusion	13
CHAPITRE 2 ZONE D'ÉTUDE ET DONNÉES UTILISÉES	14
2.1 Introduction.....	14
2.2 Description du bassin du Mackenzie	14
2.3 Description des zones d'étude	18
2.4 Description des données AMSR-E	22
2.4.1 Caractéristiques du capteur AMSR-E.....	22
2.4.2 Les données AMSR-E de température de brillance.....	25
2.4.3 Les données AMSR-E d'humidité du sol	31
2.5 Description des données NARR	33
2.6 Description des données MODIS.....	39
2.7 Les données <i>in situ</i> d'humidité du sol et de température du sol	43
2.8 Conclusion	46
CHAPITRE 3 ESTIMATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL EN UTILISANT LES DONNÉES AMSR-E DE TEMPÉRATURE DE BRILLANCE À LA BANDE C	47
3.1 La température de brillance	47
3.2 Facteurs affectant l'estimation de l'humidité du sol.....	52
3.2.1 Effets de la végétation.....	53
3.2.2 Effets de la rugosité sur la réflectivité et l'émissivité.....	59
3.2.3 Hétérogénéité	60
3.3 Méthodes de détermination de l'humidité du sol avec des capteurs à angle d'incidence fixe.....	61
3.3.1 Méthode mono-fréquence et mono-polarisation.....	62
3.3.2 Méthode multi-fréquences et multi-polarisations	62
3.3.3 État de l'art sur l'estimation de l'humidité du sol en micro-ondes passives ..	64
3.4 Méthodologie préconisée	68
3.4.1 Hypothèses	68
3.4.2 Étape de calibration.....	69
3.4.3 Étape de détermination de l'humidité du sol	73

3.4.4	Étape de validation.....	75
3.5	Résultats et discussion	75
3.5.1	Étape de calibration.....	75
3.5.1.1	Paramètre de rugosité.....	76
3.5.1.2	L'opacité du couvert végétal.....	78
3.5.1.3	L'albédo	81
3.5.2	L'estimation de l'humidité du sol.....	84
3.6	Conclusions.....	95
CHAPITRE 4 DISTRIBUTION SPATIALE DE L'HUMIDITÉ DU SOL À L'AIDE DE L'INDICE TEMPÉRATURE/VÉGÉTATION		97
4.1	Méthodes de distribution spatiale de l'humidité du sol	97
4.2	Méthodologie préconisée	102
4.2.1	Hypothèses.....	104
4.2.2	Modèle de transfert radiatif.....	104
4.2.3	Le domaine température/végétation.....	105
4.2.4	Distribution spatiale de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km	109
4.3	Résultats et discussion	110
4.3.1	L'espace Ts / végétation	110
4.3.2	Distribution spatiale de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km	117
4.3.2.1	L'estimation de l'humidité du sol.....	117
4.3.2.2	Effets de la porosité	122
4.3.2.3	Apports de la distribution spatiale de l'humidité du sol à une échelle de 1 km	125
4.4	Conclusions.....	128
CHAPITRE 5 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS.....		129
5.1	Contribution de la thèse	129
5.2	Recommandations et travaux futurs.....	131
5.3	Conclusions.....	135
ANNEXE I VARIATION DES DONNÉES DE TEMPÉRATURE DE BRILLANCE.		137
ANNEXE II COMPARAISON DES DONNÉES NARR AVEC LES MESURES D'ENVIRONMENT CANADA.....		143
ANNEXE III VARIATION DE L'INDICE TVDI AVEC L'ÉLÉVATION DU TERRAIN		148
LISTE DE RÉFÉRENCES		155

LISTE DES TABLEAUX

	Page	
Tableau 2.1	Différentes caractéristiques des trois capteurs SSM/I, SMMR et AMSR-E (Njoku et Li, 1999)	23
Tableau 2.2	Les caractéristiques spatiales du capteur AMSR-E (Joint AMSR Science Team, 2001).....	25
Tableau 4.1	Coefficients de corrélation entre l'humidité du sol estimée, humidité du sol mesurée à Scotty Creek et la précipitation et la température de l'air pour les deux étés 2003 et 2004	119
Tableau 4.2	Coefficients de corrélation entre l'humidité du sol estimée avec les différentes valeurs de porosité, la précipitation et la température de l'air mesurées à Fort Simpson.....	123

LISTE DES FIGURES

	Page	
Figure 2.1	Le bassin de drainage du fleuve Mackenzie	16
Figure 2.2	La distribution spatiale de la moyenne annuelle de précipitation dans le bassin du Mackenzie (Stewart, Leighton et Marsh, 1998).....	17
Figure 2.3	Variation du débit mensuel moyen à l'exutoire du Mackenzie enregistré entre 1973-1995 (Stewart, Leighton et Marsh, 1998).....	18
Figure 2.4	Emplacement des trois zones d'étude.....	20
Figure 2.5	Variation de l'indice de surface foliaire LAI pour le site PAD et le site de La Loche, (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004.....	21
Figure 2.6	Méthode de balayage du capteur AMSR-E (Tiré de Kawanishi et al., 2003).	24
Figure 2.7	Variation temporelle de la température de brillance en polarisations horizontale et verticale au cours des étés 2002, 2003 et 2004 pour le PAD.....	28
Figure 2.8	Comparaison entre la température de brillance en polarisations horizontale (Tbh) et verticale (Tbv) au cours des étés 2002, 2003 et 2004 pour la zone du PAD.....	29
Figure 2.9	Variation de la température de brillance en polarisations horizontale et verticale au cours de l'été 2002 pour la zone du PAD, la zone de La Loche et la zone de Scotty Creek.....	30
Figure 2.10	Variation des données AMSR-E d'humidité du sol au cours des deux étés 2003 et 2004 pour les zones: (a) PAD, (b) Scotty Creek.....	32
Figure 2.11	Comparaison des données NARR de précipitation pour le PAD et des données mesurées à la station Richardson, (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004 ..	36
Figure 2.12	Comparaison des données NARR de température à 2 m pour le PAD et des données mesurées à la station Richardson, (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004 ..	37
Figure 2.13	Variation temporelle des données NARR d'humidité du sol à 10 cm au cours des trois étés 2002-2004 pour les zones, (a) PAD, (b) Scotty Creek, (c) La Loche	38

Figure 2.14	Variation temporelle de l'indice de végétation NDVI à Scotty Creek.	40
Figure 2.15	Variation temporelle de la température de surface MODIS, température de l'air mesurée à Fort Simpson et de la température du sol mesurée à Scotty Creek à une profondeur de 10 cm, (a) 2003, (b) 2004.....	42
Figure 2.16	Variation temporelle de l'humidité du sol mesurée à une profondeur de 10 cm à Scotty Creek au cours des étés 2003-2004.....	44
Figure 2.17	Variation temporelle de la température du sol mesurée à une profondeur de 10 cm à Scotty Creek au cours des étés 2003 et 2004.	44
Figure 2.18	Variation de la précipitation mesurée à Fort Simpson, (a) 2003, (b) 2004.....	45
Figure 3.1	Variation de la constante diélectrique du sol en fonction de sa teneur en eau (Tiré de Wang et Choudhury, 1994).....	50
Figure 3.2	Représentation graphique des différentes sources à la température de brillance d'un sol couvert de végétation (Tiré de Van De Griend et Owe, 1993).....	54
Figure 3.3	Relation entre la température de brillance et l'humidité du sol (bande L, polarisation horizontale, angle d'incidence 10°) (Tiré de Jackson, 1993).....	58
Figure 3.4	Étapes de détermination du paramètre de rugosité et des paramètres de végétation dans les zones de PAD et Scotty Creek.....	72
Figure 3.5	Étapes de détermination de l'humidité du sol suivies pour les zones du PAD, Scotty Creek et La Loche.....	74
Figure 3.6	Variation du paramètre de rugosité estimé pour le PAD durant les années 2002, 2003 et 2004.	77
Figure 3.7	Variation du paramètre de rugosité estimé pour la zone de Scotty Creek durant les années 2002, 2003 et 2004.	77
Figure 3.8	Variation du paramètre de rugosité estimée h.....	78
Figure 3.9	Variation temporelle de l'opacité du couvert végétal estimé pour le PAD.....	80
Figure 3.10	Variation temporelle de l'opacité du couvert végétal estimé pour la zone de Scotty Creek.....	80

Figure 3.11	Variation de l'opacité du couvert végétal estimé en fonction de l'indice de polarisation.....	81
Figure 3.12	Variation temporelle de l'albédo estimé pour le PAD.....	82
Figure 3.13	Variation temporelle de l'albédo estimé pour la zone de Scotty Creek.....	83
Figure 3.14	Variation temporelle de l'albédo estimée.	83
Figure 3.15	Variation de l'humidité du sol estimée, de la précipitation et des données NARR d'humidité du sol pour le PAD, années (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004.	86
Figure 3.16	Variation de l'humidité du sol estimée, de la précipitation et des données NARR d'humidité du sol pour la zone de Scotty Creek, années (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004.	88
Figure 3.17	Comparaison de l'humidité du sol estimée et les données AMSR-E d'humidité du sol avec les données NARR d'humidité du sol, (a) PAD, (b) zone de Scotty Creek.....	90
Figure 3.18	Comparaison des données AMSR-E d'humidité du sol avec les données NARR d'humidité du sol et la précipitation, zone du PAD, (a) 2003, (b) 2004.....	91
Figure 3.19	Comparaison des données AMSR-E d'humidité du sol avec les données NARR d'humidité du sol et la précipitation, zone de Scotty Creek, (a) 2003, (b) 2004.....	92
Figure 3.20	Variation de l'humidité du sol estimée, de la précipitation et des données NARR d'humidité du sol pour la zone de La Loche, années: (a) 2002, (b) 2003,(c) 2004.	94
Figure 4.1	Étapes de distribution spatiale de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km.103	
Figure 4.2	L'espace TS/ NDVI (Sandholt, Rasmussen et Andersen, 2002).	105
Figure 4.3	Variation spatiale de l'indice de végétation NDVI du site Scotty Creek, pour les jours 193 et 225 de l'année 2003.....	108
Figure 4.4	L'espace Température de surface/ végétation, (a) 2003, (b) 2004.	112
Figure 4.5	Comparaison entre l'indice TVDI et l'élévation du terrain, jours 193, 241, 273 de l'année 2003.....	114
Figure 4.6	Variation temporelle de l'indice TVDI et de la précipitation à Scotty Creek, (a) 2003, (b) 2004.....	116

Figure 4.7	Variations de l'humidité de sol estimée, la précipitation et l'humidité de sol mesurée à Scotty Creek à une profondeur de 10 cm, (a) 2003, (b) 2004.....	120
Figure 4.8	Variation de l'humidité du sol estimée, température de surface MODIS humidité du sol et température du sol mesurées à 10 cm, (a) 2003, (b) 2004.	121
Figure 4.9	Variations de l'humidité du sol estimée avec différentes valeurs de porosité et de l'humidité du sol mesurée à Scotty Creek à une profondeur de 10 cm, (a) 2003, (b) 2004.	124
Figure 4.10	Variation spatiale de l'humidité du sol estimée (g/cm^3) avec une porosité de 0.53 au cours des jours 193 et 209 de l'année 2003.....	126
Figure 4.11	Variation de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km, humidité du sol mesurée à Scotty Creek à une profondeur de 10 cm et humidité du sol moyenne estimée avec AMSR-E, (a) 2003, (b) 2004.	127

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer of the Earth Observing System
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CLASS	Canadian LAnd Surface Scheme
EOS	Earth Observing System
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GRIB	GRIdded Binary
ISLSCP	International Satellite Land Surface Climatology Project
LAI	Indice de surface foliaire (Leaf Area index)
MAGS	MAckenzie GEWEX Study
MODIS	MODerate- resolution Imaging Spectro radiometer
NARR	North American Regional Reanalysis
NDVI	Indice de végétation par différence normalisée (Normalized Difference Vegetation Index)
PAD	Peace Athabasca Delta
SAR	radar à ouverture synthétique (Synthetic Aperture Radar)
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity Mission
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager

INTRODUCTION

De nos jours, on observe de plus en plus de catastrophes naturelles que l'on attribue à l'occurrence des changements climatiques. On observe, par exemple, des périodes de sécheresse dans des zones normalement humides et des pluies intenses provoquant des inondations dans des zones sèches. Les changements climatiques risquent de toucher ainsi considérablement les ressources hydriques dans le monde. Le Canada, avec la plus grande quantité d'eau douce au monde, est concerné par les changements climatiques (Stewart, Leighton et Marsh, 1998). Une modification dans le cycle de l'eau peut affecter les écosystèmes et les activités socioéconomiques du pays. Il importe par conséquent d'améliorer nos connaissances du cycle de l'eau. L'étude GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) du Mackenzie (Mackenzie GEWEX Study, MAGS) constitue la contribution canadienne au programme international de compréhension et de modélisation des cycles de l'eau et de l'énergie (Woo et al., 2008).

L'humidité du sol représente un paramètre essentiel pour les applications tant météorologiques qu'hydrologiques. Il permet de valider les modèles hydrologiques et une meilleure prévision des conditions météorologiques (Engman, 1995; Pielke et al., 1999; Schmugge, 1998; Wigneron et al., 2003; Wigneron et al., 1998). L'humidité du sol présente une variabilité spatio-temporelle importante. Dans le cas de bassins versants de large étendue qui présentent une hétérogénéité spatiale importante comme le Mackenzie, objet de cette étude, les images satellitaires représentent une source de données potentiellement utiles pour la détermination de l'état hydrique d'un bassin. Elles permettent de fournir une couverture spatiale et temporelle importante des régions étudiées.

En télédétection, les hyperfréquences offrent une sensibilité à l'humidité de surface du sol. Par rapport aux autres bandes spectrales, l'atmosphère y est davantage transparente pour les fréquences plus faibles que 10 GHz, la végétation est partiellement transparente et le signal mesuré est indépendant de la lumière solaire. D'une manière générale, la forte sensibilité des

hyperfréquences à la présence de l'eau leur confère un grand avantage par rapport aux autres bandes de fréquence pour les applications dans le domaine de l'hydrologie (Jackson, 1993). De plus, les satellites dotés de capteur en micro-ondes passives offrent une très large couverture spatiale et temporelle, ce qui permet une répétitivité de mesures de l'ordre d'un jour et à l'échelle du bassin versant, ce qui est avantageux pour les études hydrologiques. Enfin, la température de brillance de surface, qui est la variable mesurée par le capteur hyperfréquences, est plus sensible à l'humidité du sol qu'à la géométrie de surface (Wigneron et al., 1998). Toutefois, la faible résolution spatiale de ces capteurs, de l'ordre de 50 km, rend difficile l'estimation de l'humidité du sol sur des petits bassins versants, à moins d'y appliquer une méthode de mise à l'échelle appropriée.

Cette thèse se veut une contribution à l'estimation de l'humidité du sol à partir de données micro-ondes passives et multi-sources, à différentes échelles de résolution spatiale. Le chapitre 1 présente la problématique générale exprimée par l'étude MAGS qui a révélé la nécessité de l'estimation de l'humidité du sol pour répondre aux besoins exprimés dans le cas du Mackenzie. Une justification du choix des micro-ondes passives pour l'estimation de l'humidité du sol est aussi faite. L'intérêt de l'estimation de l'humidité du sol y est expliqué. Dans le deuxième chapitre, une description des données disponibles pour atteindre les objectifs de la thèse est présentée. Les mesures *in situ* ne sont pas disponibles et le recours à des sources externes d'information est primordial. Les méthodes d'importation des données et les traitements réalisés sur ces données y sont détaillés.

Une revue de la littérature sur les différentes approches de détermination de l'humidité de sol est présentée dans le chapitre 3. Dans ce chapitre, la théorie du processus du transfert radiatif est aussi détaillée. Cette étape permettra de cerner la méthodologie adoptée pour répondre à la problématique posée. Les résultats qui en découlent y sont présentés.

Les méthodes de distribution spatiale de l'humidité du sol à la résolution de MODIS à partir des mesures de température de brillance en bande C sont présentées dans le chapitre 4. Dans

cette étape, une méthode de mise à l'échelle de 1 km x 1 km est détaillée et les résultats de son application dans le bassin du Mackenzie sont présentés.

Enfin, au chapitre 5 une analyse de la contribution de ce travail de recherche au sein des recherches présentes et futures est présentée et est suivie d'une conclusion générale et de recommandations.

CHAPITRE 1

PROBLÉMATIQUE

1.1 Introduction

En hydrologie et en météorologie, le contenu en eau de la couche superficielle du sol est lié aux échanges d'eau et d'énergie qui peuvent avoir lieu entre le sol et l'atmosphère. Afin de comprendre l'évolution de la réserve hydrique dans les bassins versants nord, il importe de maîtriser et de modéliser la dynamique des processus hydrologiques et climatologiques. Dans ce chapitre, l'intérêt de l'humidité du sol est justifié et discuté.

Les satellites qui sont opérationnels et en orbite présentement sont multiples. La différence majeure entre les capteurs de ces différents satellites est le domaine spectral dans lequel ils opèrent. Ce spectre s'étend du visible jusqu'aux micro-ondes communément, appelées aussi hyperfréquences. De cette différence découle une application appropriée pour chacun de ces satellites. Le choix du domaine de spectre pour l'estimation de l'humidité du sol est discuté dans les sections subséquentes de ce chapitre.

1.2 Problématique

Les schémas de surface, qui sont en fait une représentation modélisée des échanges d'énergie et d'eau entre la surface terrestre et l'atmosphère, existent dans les modèles climatiques et sont graduellement incorporés dans les modèles hydrologiques spatialisés (Verseghy, 2000). Les modèles hydrologiques qui incorporent les schémas de surface dits de première génération sont incapables de reproduire les débits des cours d'eau dans certaines périodes de l'année malgré qu'ils soient capables de reproduire les débits annuels des grandes rivières. La fiabilité de la modélisation de la représentation des processus qui génèrent le débit est remise en question. Afin d'améliorer la représentation du bilan hydrique dans le sol, des schémas de

surface de deuxième génération ont été développés (Verseghy, 2000). Ils permettent une meilleure simulation des échanges d'énergie massique avec l'atmosphère.

Dans cette optique, le schéma CLASS (Canadian LAnd Surface Scheme) a été développé par Environnement Canada (Verseghy, 2000). L'analyse des résultats générés par ces schémas de deuxième génération est réalisée à l'aide du modèle hydrologique WATFLOOD qui a été développé à l'université de Waterloo (Stewart, Leighton et Marsh, 1998). À cette fin, les algorithmes de détermination de l'humidité du sol générés par CLASS sont incorporés dans le modèle WATFLOOD qui estime le ruissellement. Le modèle résultant, WATCLASS, tient compte ainsi de la distribution verticale de l'eau dans le sol et de sa contribution dans la simulation du comportement hydrologique dans le bassin. Le couplage des deux modèles a été facilité du fait que WATFLOOD et CLASS utilisent la même approche, appelée l'approche des mosaïques, pour décrire l'hétérogénéité de la couverture spatiale (Soulis et al., 2000).

Au Canada, le bassin versant du Mackenzie choisi pour tester des algorithmes d'inversions d'humidité du sol, sujet de cette recherche, constitue l'une des quatre régions sélectionnées pour tester le modèle WATCLASS. Ce modèle présente une meilleure estimation du débit pendant les mois humides et le sous-estime pendant la période sèche. Dans le cas des régions sans couverture végétale, le modèle sous-estime aussi l'humidité du sol en profondeur par rapport au schéma CLASS. Une sous-estimation de l'évaporation est aussi observée (Soulis et al., 2000).

Il faut toutefois noter que les données sur l'humidité du sol générées par CLASS n'ont pas été vérifiées pour savoir si elles sont les plus représentatives de la réalité. Les constats font ressortir la difficulté associée à la calibration des modèles hydrologiques distribués lorsque les seules données disponibles pour effectuer la calibration sont les débits en rivière. Afin d'évaluer l'apport du modèle WATCLASS, une source externe d'informations du profil de l'humidité du sol est primordial. La détermination de la distribution spatiale et temporelle du

profil de l'humidité du sol permet donc d'aider à mieux comprendre l'hydrologie des bassins et à calibrer les modèles hydrologiques.

1.3 Le projet MAGS

Le projet MAGS (Mackenzie GEWEX study) représente la contribution canadienne au projet GEWEX (Global) coordonné par le programme de recherche sur le climat mondial (WCRP). Le Canada avec la plus grande quantité d'eau douce dans le monde se voit concerné par le problème global. Toute modification dans le cycle de l'eau est susceptible de toucher les écosystèmes et les activités socioéconomiques dans le pays. Le projet MAGS a pour but de comprendre et de modéliser les cycles de l'eau et d'énergie du bassin du fleuve Mackenzie et des régions froides en général. Cette étude permettra aussi de mieux comprendre les effets du changement climatique dans les pays nordiques (Stewart, Leighton et Marsh, 1998; Woo et al., 2008).

Le fleuve Mackenzie déverse un débit significatif d'eau dans l'océan arctique. Cette décharge joue un rôle important dans la régularisation de la circulation thermohaline des océans. La circulation océanique est partiellement contrôlée par les processus hydrologiques et météorologiques qui ont lieu dans le bassin versant du Mackenzie. À travers l'étude MAGS, il est question d'étudier les phénomènes qui influencent le cycle de l'eau et des transferts d'énergie dans cette région.

Dans sa première phase (entre 1996 et 2001), MAGS-1 avait pour but la détermination et la compréhension des paramètres atmosphériques et hydrologiques qui affectent les processus d'échanges d'énergie et de l'eau dans le bassin. Pour ce faire, il était question d'étudier les paramètres météorologiques, hydrologiques et de surface caractérisant le bassin versant du Mackenzie. Un résumé des résultats de l'étude hydrologique est présenté par Rouse et al. (2003). Un intérêt particulier a été donné au phénomène de l'évapotranspiration et à l'évolution de la couverture de la neige.

La deuxième phase a porté sur l'intégration des différents processus dans les modèles, de développer des modèles et de les appliquer pour comprendre les enjeux environnementaux et sociaux. Pour ce faire, la modélisation des phénomènes hydrologiques et atmosphériques à l'échelle des sous bassins et de tout le bassin du Mackenzie est au cœur de cette phase. Les résultats de la première phase sont ainsi utilisés pour générer un modèle qui couple l'hydrologie, l'atmosphère et la terre (Woo et al., 2008).

1.4 Choix des micro-ondes passives

En télédétection, les hyperfréquences présentent quatre avantages pour les études hydrologiques par rapport aux autres bandes spectrales telles que le visible: 1- l'atmosphère y est d'avantage transparente pour les fréquences inférieures à 10 GHz, 2- la végétation est partiellement opaque, 3- le signal mesuré est fortement dépendant de la présence de l'eau, 4- le signal mesuré est indépendant de la lumière solaire ce qui permet de faire des observations pendant la nuit et le jour (Jackson, 1993).

Dans le domaine des hyperfréquences, deux types de capteurs se distinguent, soient les capteurs actifs et les capteurs passifs. Les capteurs actifs, tels que les radars à ouverture synthétique (SAR) émettent un rayonnement incident et captent une partie du rayonnement réfléchi par la surface terrestre. Les capteurs passifs détectent une partie du signal naturellement émis par les surfaces.

Les capteurs actifs en hyperfréquences offrent une résolution spatiale élevée. Elle est de 30 m pour SAR installé sur le satellite Envisat et peut atteindre 10 m pour le satellite canadien Radarsat 1 et 3 m pour Radarsat 2. En plus de l'humidité de surface, le signal reçu par le SAR est influencé par plusieurs autres facteurs dont la rugosité de surface, la structure de la végétation, l'angle de visée, etc. En contrepartie, cette haute résolution spatiale se fait au détriment d'une couverture spatiale plus faible, rendant difficile leur application sur de grands bassins versants tels que le Mackenzie.

Dans le domaine des micro-ondes (ou alternativement des hyperfréquences) passives, le rayonnement émis du sol dépend entre autre de sa teneur en eau. La différence entre la partie réelle de la constante diélectrique de l'eau qui est approximativement égale à 80 pour des fréquences inférieures à 5 GHz et celle du sol sec est de 3,5 résulte en une variation de l'émissivité du sol de 0,6 pour des sols saturés à plus de 0,9 pour des sols de température 300 K. Cette plage d'émissivité résulte en une variation de 90 K de la température de brillance des sols nus mesurée par les capteurs. Sachant que le seuil de détection du bruit des radiomètres opérant dans les hyperfréquences est d'environ 1 K, le domaine des hyperfréquences s'avère très avantageux pour l'estimation de l'humidité du sol en surface pour des sols nus (Njoku et Entekhabi, 1996).

Les capteurs de micro-ondes passives embarqués dans les satellites présentent une faible résolution spatiale comparativement à ceux des micro-ondes actives. Par contre, la très large couverture spatiale permet une répétitivité de mesures de l'ordre d'un jour, ce qui est avantageux pour les études hydrologiques sur les grands bassins versants. En plus, la température de brillance est plus sensible à l'humidité du sol qu'à la géométrie de surface. C'est pourquoi, il est possible de filtrer les effets de cette dernière à l'aide de simples algorithmes (Wigneron et al., 1998).

La bande L correspondant à une fréquence variant entre 1 et 3 GHz, s'avère la plus appropriée pour la détermination de l'humidité du sol. Cette bande de fréquence permet d'atténuer l'effet de l'atmosphère et de mieux pénétrer le couvert végétal. Elle maximise la profondeur de pénétration dans le sol qui contribue à la température de brillance mesurée. Pour ces longueurs d'onde et pour des sols de faible à moyenne couverture végétale, la température de brillance est davantage dépendante de l'humidité du sol (Wang et Choudhury, 1995). Mais pour des fréquences plus élevées que 1,4 GHz soit pour des longueurs d'ondes > 21 cm, les interférences avec les fréquences radio augmentent (Jackson, 1993; Wang et Choudhury, 1995). Ces interférences, qui se produisent surtout près des zones urbaines, devraient être filtrées du signal mesuré par le capteur. À une fréquence de 1,4 GHz, la température de brillance est fonction de l'humidité du sol à la surface (0-5 cm) et elle peut

être ainsi utilisée pour estimer les variations spatiotemporelles de cette variable d'état du bassin (Schmugge, 1998). Dans le cas des fréquences élevées ($>15\text{GHz}$), l'effet de diffusion par la végétation est prépondérant et les corrections atmosphériques sont nécessaires (Wigneron et al., 1998).

Dans la nature, la température et la teneur en eau varient en fonction de la profondeur dans le sol. Dans la période qui suit la précipitation, la température de surface diminue suite à l'augmentation de l'humidité du sol. Dans ce cas, la température augmente en fonction de la profondeur. Par contre, durant la phase de sécheresse, la température de surface augmente suite à l'humidité du sol à la surface qui diminue. Cette tendance est indépendante du type de la couverture végétal du sol (Lakshmi, Jackson et Zehrfuhs, 2003). La modélisation de la température de brillance doit donc tenir compte du profil de la température en fonction de la profondeur du sol (Njoku et Kong, 1977).

1.5 L'humidité du sol

En hydrologie et en météorologie, le contenu en eau de la couche superficielle du sol est lié aux échanges d'eau et d'énergie qui peuvent avoir lieu entre le sol et l'atmosphère. L'humidité du sol, définie ici comme étant la quantité d'eau présente dans les premiers centimètres de sol sous la surface, est un paramètre important qui sert à l'estimation de la répartition de la précipitation entre le ruissellement et le stockage. Elle sert également à la détermination des paramètres décrivant l'énergie à la surface du sol. Le transfert d'énergie qui est relié à l'humidité génère le flux d'évapotranspiration à la surface du sol. Ce dernier est plus sensible à l'humidité des quelques centimètres de la surface du sol.

La cartographie de la variation spatiale de l'humidité du sol à l'échelle des bassins versants peut être utilisée pour initialiser les modèles hydrologiques et améliorer ainsi les prévisions des débits (Engman, 1995; Wigneron et al., 1998). Elle peut être utilisée pour l'estimation des débits au niveau de certains points particuliers du bassin ou pour fermer le bilan hydrique

dans certaines de ses régions. Aussi, elle joue un rôle primordial dans la génération des conditions météorologiques. Il a été démontré que le changement des conditions initiales d'humidité de sol dans les modèles météorologiques améliore les prévisions (Soulis et al., 2000). L'humidité du sol constitue donc un paramètre important aussi bien pour la modélisation hydrologique que météorologique (Schmugge, 1998; Wigneron et al., 1998).

L'humidité du sol présente une variation spatiotemporelle à diverses échelles de temps et d'espace. Ceci découle de deux raisons principales: 1- la variabilité des propriétés du sol, de la topographie, de la couverture du sol, 2- la non uniformité spatiale et temporelle de la précipitation et de l'évapotranspiration.

À grande échelle, la variabilité spatiale de l'humidité du sol est due à la variabilité des propriétés du sol. Dans ce cas, des incertitudes de l'ordre de 10 à 20 % sont obtenues des mesures *in situ* de l'humidité du sol. À petite échelle, c'est la variabilité de la précipitation qui importe pour les études climatiques et hydrologiques (Jackson et Schmugge, 1989).

L'utilité de l'humidité du sol comme paramètre dans ce genre d'études dépend de la nature de l'application et de la résolution spatiale des données de l'humidité. À une résolution spatiale de 50 km, les données d'humidité du sol sont nécessaires pour les applications hydrométéorologiques globales. Cependant, les applications hydrologiques, climatologiques et météorologiques à l'échelle régionale et locale nécessitent des données d'humidité du sol à une résolution spatiale plus fine de l'ordre du km. La détermination de l'humidité du sol à grande échelle permet aussi de valider plus aisément les résultats en les comparants avec des mesures *in situ*. Dépendamment du problème à résoudre, le choix de la résolution spatiale à laquelle l'estimation de l'humidité du sol doit se faire est ainsi primordial.

La mesure de l'humidité du sol est réalisée principalement selon deux approches soit par des mesures *in situ*, soit par des mesures de télédétection. Les capteurs les plus sensibles à l'humidité de sol opèrent en micro-ondes actives et passives. La résolution spatiale des capteurs actifs est intéressante. Cependant, la répétitivité de la mesure est de l'ordre de 4-5

semaines à moins de changer l'angle d'incidence du radar après chaque passage, ce qui permet une couverture à chaque 1-3 jours. Toutefois, le suivi de la variation temporelle quotidienne de l'humidité du sol se complique avec ce type de capteur car la rugosité de la surface qui dépend de l'angle d'incidence varie d'un passage à l'autre et peut interférer avec l'extraction de l'humidité du sol. Les capteurs passifs fournissent des mesures quotidiennes. Cependant, la résolution spatiale de ces capteurs présente un inconvénient majeur. La résolution spatiale est d'autant plus faible que la fréquence du capteur diminue. Ainsi, les fréquences les plus appropriées pour l'estimation de l'humidité du sol sont celles qui présentent les résolutions spatiales les plus faibles. D'autre part, ces résolutions spatiales ne sont pas généralement compatibles avec la variabilité spatiale des phénomènes hydrologiques à grande échelle. Les mesures *in-situ* sont locales et peu représentatives de la distribution spatiale du contenu en eau dans le sol.

Les valeurs d'humidité du sol obtenues par l'analyse des mesures de télédétection ayant des résolutions spatiales faibles sont donc difficiles à valider par des mesures *in-situ*. La mise en œuvre d'une approche pour l'amélioration de la résolution spatiale des cartes d'humidité du sol dérivées à partir des données de télédétection est nécessaire. Dans cette perspective, la distribution spatiale des estimations de l'humidité du sol est une issue intéressante.

1.6 Objectifs

La détermination de l'humidité du sol est nécessaire pour la validation des modèles hydrologiques et pour l'amélioration des prévisions météorologiques. Le modèle WATCLASS a montré une performance concluante pour simuler les débits, par exemple dans la rivière Saugeen (Soulis et al., 2000). Cependant, les valeurs de l'humidité du sol qui ont été simulées et qui ont alimenté le modèle hydrologique n'ont pas pu être validées. Il est donc possible que le modèle hydrologique simule bien les débits en rivière. Il n'est toutefois pas acquis que le modèle soit suffisamment robuste pour bien simuler les débits sous des

conditions hydrologiques diverses. Pour mieux évaluer la performance de ce modèle, une source externe et supplémentaire d'informations est requise.

La large étendue du bassin du Mackenzie exige l'utilisation de la télédétection pour la détermination de la variation spatiale et la variation temporelle de l'humidité du sol. En effet, les mesures de terrain sont locales, donc peu représentatives de l'état d'humidité à l'échelle du bassin. Il faut donc prévoir un échantillonnage qui couvre tout le bassin. Ceci s'avère difficile et extrêmement coûteux compte tenu de l'étendue et de la difficulté d'accès du bassin.

Le présent travail a pour but de déterminer les variations spatiotemporelles de l'humidité du sol en utilisant les images issues du capteur satellitaire en hyperfréquences passives AMSR-E embarqués à bord du satellite *Aqua* de la NASA. Le premier objectif spécifique consiste à estimer quantitativement l'humidité du sol dans le bassin versant du Mackenzie par le biais d'un modèle de transfert radiatif micro-onde. Les valeurs de l'humidité du sol estimées étant indépendantes des valeurs simulées avec le modèle WATCLASS, elles permettront donc en principe d'aider à la validation des résultats du modèle WATCLASS. Par ailleurs, la résolution des images AMSR-E étant grossière, de l'ordre de 50 km, les données d'humidité du sol qui y seront extraites ne trouveront leur utilité que sur de grands bassins.

Le deuxième objectif spécifique de cette étude est la détermination d'une méthode de distribution spatiale de l'humidité du sol à une échelle de 1 km. Cette étape consiste à combiner les résultats issus des données de télédétection en micro ondes passives avec celles mesurées de capteurs à plus haute résolution spatiale tels ceux fonctionnant dans les fenêtres spectraux du visible et de l'infrarouge. Cette combinaison permettra de distribuer spatialement l'humidité du sol moyenne d'un pixel de résolution spatiale 50 km. Elle permettra d'étudier sa variabilité spatiale et temporelle à une échelle compatible avec des bassins versants de plus petites tailles.

1.7 Conclusion

L'humidité du sol constitue un paramètre clé pour les applications hydrologiques et climatologiques. Dans le cas des bassins de large étendue, les mesures *in situ* ne sont pas représentatives de la distribution spatiale de l'état hydrique du sol. Les hyperfréquences présentent de nombreux avantages dans l'estimation de ce paramètre. Les images captées dans le domaine des micro-ondes passives présentent une compatibilité avec la variabilité spatio-temporelle de ce paramètre dans des grands bassins et ce à cause de la fréquence de leurs cycles d'acquisition et leur large couverture spatiale.

Cependant, d'autres sources d'information demeurent nécessaires pour une meilleure connaissance des conditions de surface. Les différentes sources des données utilisées pour atteindre l'objectif de cette recherche sont présentées dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 2

ZONE D'ÉTUDE ET DONNÉES UTILISÉES

2.1 Introduction

Le bassin versant du fleuve Mackenzie couvre une superficie de 1,8 million km² soit 20 % de la totalité de la surface du Canada, ce qui le place au 10^{ième} rang dans le monde. La grande superficie du bassin, sa localisation et sa difficulté d'accès font qu'il est impossible de mettre en place un réseau de mesures *in situ* qui offre une couverture complète du bassin.

Une connaissance exhaustive des conditions de surface dans ce bassin est nécessaire pour effectuer la modélisation appropriée des processus physiques. Par ailleurs, les données satellitaires et les rares mesures de terrain ont été fournies par différentes sources de données pour la mise en œuvre des algorithmes proposés dans cette recherche. Ces aspects reliés à la description des conditions de surface et des données utilisées sont présentés dans les paragraphes suivants.

2.2 Description du bassin du Mackenzie

Le fleuve Mackenzie est l'un des plus grands fleuves du monde. Son bassin versant est constitué de six sous-bassins et nous y retrouvons trois grands lacs (Grand lac de l'Ours, Grand lac des Esclaves et le lac Athabasca) ainsi que trois deltas (Mackenzie, de l'Esclave, de la Peace Athabasca). Les régions physiographiques qui caractérisent le basin sont une chaîne montagneuse à l'ouest, une plaine centrale et une plaine littorale au nord (figure 2.1). Sa végétation est composée de forêts boréales dans le sud, de forêts alpines dans les montagnes et de toundra dans le nord.

Le débit du fleuve est toutefois le sujet de considérables fluctuations dues aux variations climatiques de la région et à la fonte printanière. Les variations sont notamment observées avec la température, l'évapotranspiration et la précipitation. La température moyenne mensuelle est d'environ -25 °C à -30 °C en hiver alors qu'en été elle atteint 15 °C. Elle peut atteindre -50 °C en hiver ou 30 °C pendant quelques jours de l'été (Stewart, Leighton et Marsh, 1998).

L'évapotranspiration atteint son maximum en été durant les mois de mai et octobre avec une moyenne annuelle d'environ 230 mm/an (Stewart, Leighton et Marsh, 1998). Le ratio 'évaporation /précipitation' est faible pendant la saison froide alors qu'il atteint son maximum durant les mois chauds. Le ratio le plus élevé est observé à l'est du bassin qui est caractérisé par la présence de grands lacs (Rouse et al., 2003), voir figure 2.1.

La précipitation moyenne annuelle dans le bassin est d'environ 410 mm. Elle est sous forme de pluie ou de neige. La neige domine pendant 6 à 8 mois de l'année. La plus grande quantité de neige s'observe dans la région montagneuse à l'ouest du bassin. Le taux maximal de précipitation s'observe en été où 50 % du taux annuel se produisent. Cependant, le taux de précipitation est sujet à des variations interannuelles très importantes. La figure 2.2 montre la variation spatiale de la moyenne annuelle de la précipitation dans le bassin. Les intensités les plus élevées sont observées dans la région sud-ouest avec une moyenne qui peut atteindre les 1000 mm/an. Durant l'été, les pertes par évapotranspiration peuvent excéder les précipitations sous forme de pluie (Stewart, Leighton et Marsh, 1998). Le bassin s'assèche donc graduellement après la période de fonte des neiges.



Figure 2.1 Le bassin de drainage du fleuve Mackenzie
(Tiré de Stewart, Leighton et Marsh, 1998).

Source : Cette figure est tirée de la publication de Stewart et al., *The Mackenzie GEWEX Study: the water and energy cycles of a major North American river basin*, parue dans la revue *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 79, n° 12 (Dec. '98), p. 2665-83.

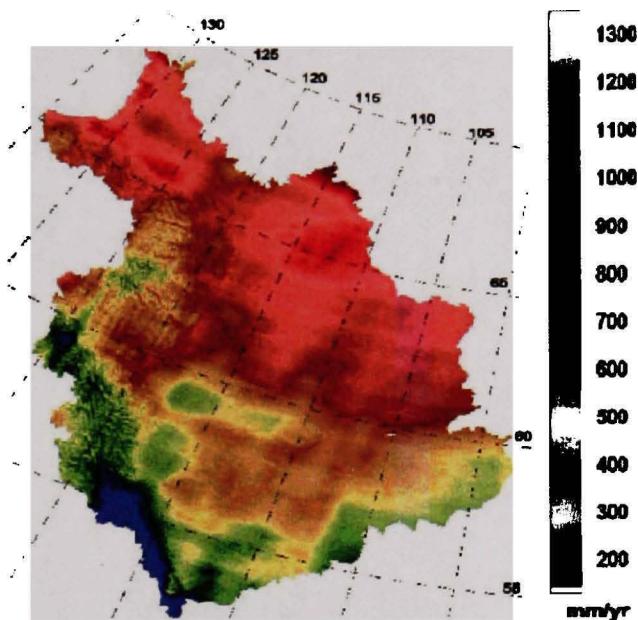


Figure 2.2 La distribution spatiale de la moyenne annuelle de précipitation dans le bassin du Mackenzie (Stewart, Leighton et Marsh, 1998).

Source : Cette figure est tirée de la publication de Stewart et al., *The Mackenzie GEWEX Study: the water and energy cycles of a major North American river basin*, parue dans la revue Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 79, n° 12 (Dec. '98), p. 2665-83.

Le fleuve Mackenzie se jette dans l'océan arctique et son débit moyen est le deuxième plus élevé au Canada après celui du fleuve Saint-Laurent. Ayant une moyenne annuelle d'environ $9100 \text{ m}^3/\text{s}$, le débit connaît des variations interannuelles considérables. La figure 2.3 présente la variation du débit mensuel moyen à l'exutoire du Mackenzie au cours des années 1973-1995. Il est à noter que le débit de décharge maximal qui excède généralement $20\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ se produit généralement durant le mois de juin suite à la fonte printanière de la neige (avril - juin). En hiver, le débit est considérablement réduit et l'écoulement se produit sous le manteau neigeux (Stewart, Leighton et Marsh, 1998).

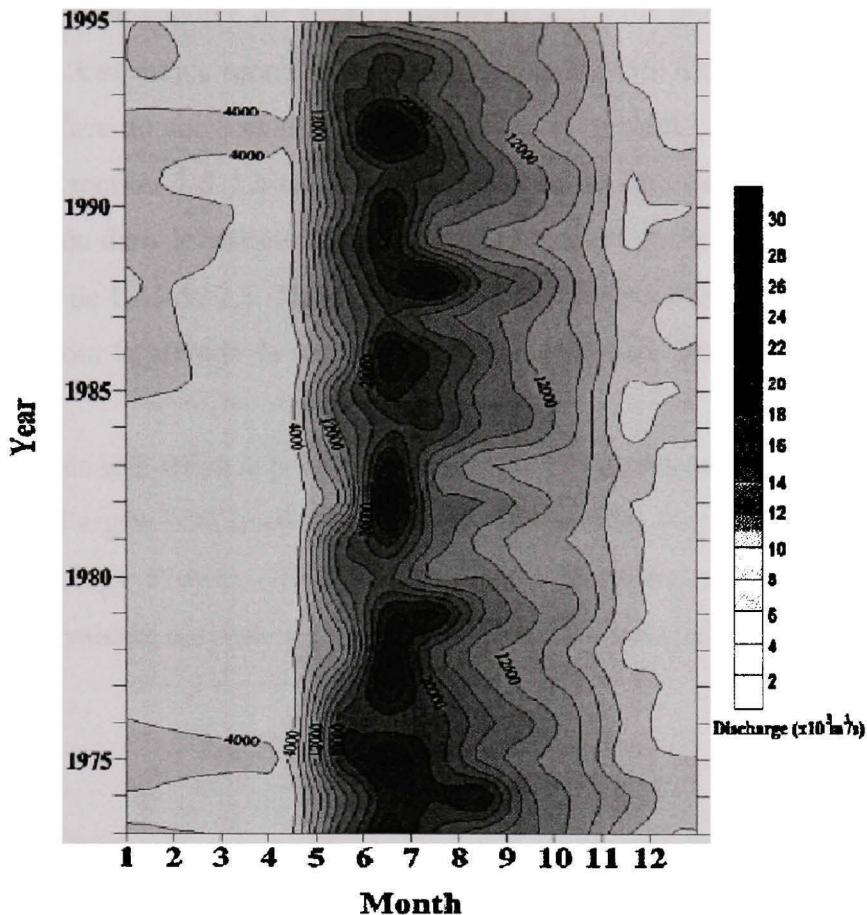


Figure 2.3 Variation du débit mensuel moyen à l'exutoire du Mackenzie enregistré entre 1973-1995 (Stewart, Leighton et Marsh, 1998).

Source: Cette figure est tirée de la publication de Stewart et al., *The Mackenzie GEWEX Study: the water and energy cycles of a major North American river basin*, parue dans la revue *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 79, n° 12 (Dec. '98), p. 2665-83.

2.3 Description des zones d'étude

Trois zones d'études ont été choisies pour la détermination de la variation spatiotemporelle de l'humidité du sol compte tenu de la large étendue du bassin du Mackenzie, voir la figure 2.4. La première est située dans le delta des rivières de la Peace et Athabasca (Peace Athabaska Delta ou PAD) ($58^{\circ}12'N$, $111^{\circ} W$) et la deuxième est près de La Loche ($56^{\circ}28'59'' N$, $109^{\circ}25'59'' W$) situées dans la partie sud-est du bassin du Mackenzie. La végétation y est essentiellement de la forêt boréale. Ces deux premières zones ont une

variation similaire de l'indice de surface foliaire (LAI), voir la figure 2.5, avec une valeur moyenne de 1,9. Cet indice représente la moitié de la surface totale occupée par les feuilles par unité de surface au sol. Les données de LAI sont importées des données MODIS-Terra décrites dans la section 2.6. Le troisième site se localise près de Scotty Creek (61°18' N, 121°18' W) située dans le milieu du bassin du Mackenzie. Il est couvert de taïga ayant une valeur moyenne de LAI de 2,5. Des mesures *in situ* d'humidité du sol sont disponibles pour ce site d'étude pour la période de septembre 2002 à septembre 2005 (section 2.7).

Les propriétés des sols telles la porosité, le point de flétrissement, le pourcentage de sable et le pourcentage d'argile, sont importées de la base de données de l'International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP)¹ avec une résolution spatiale de 1° x 1°. Elles représentent les valeurs moyennes des 30 premiers centimètres de sol.

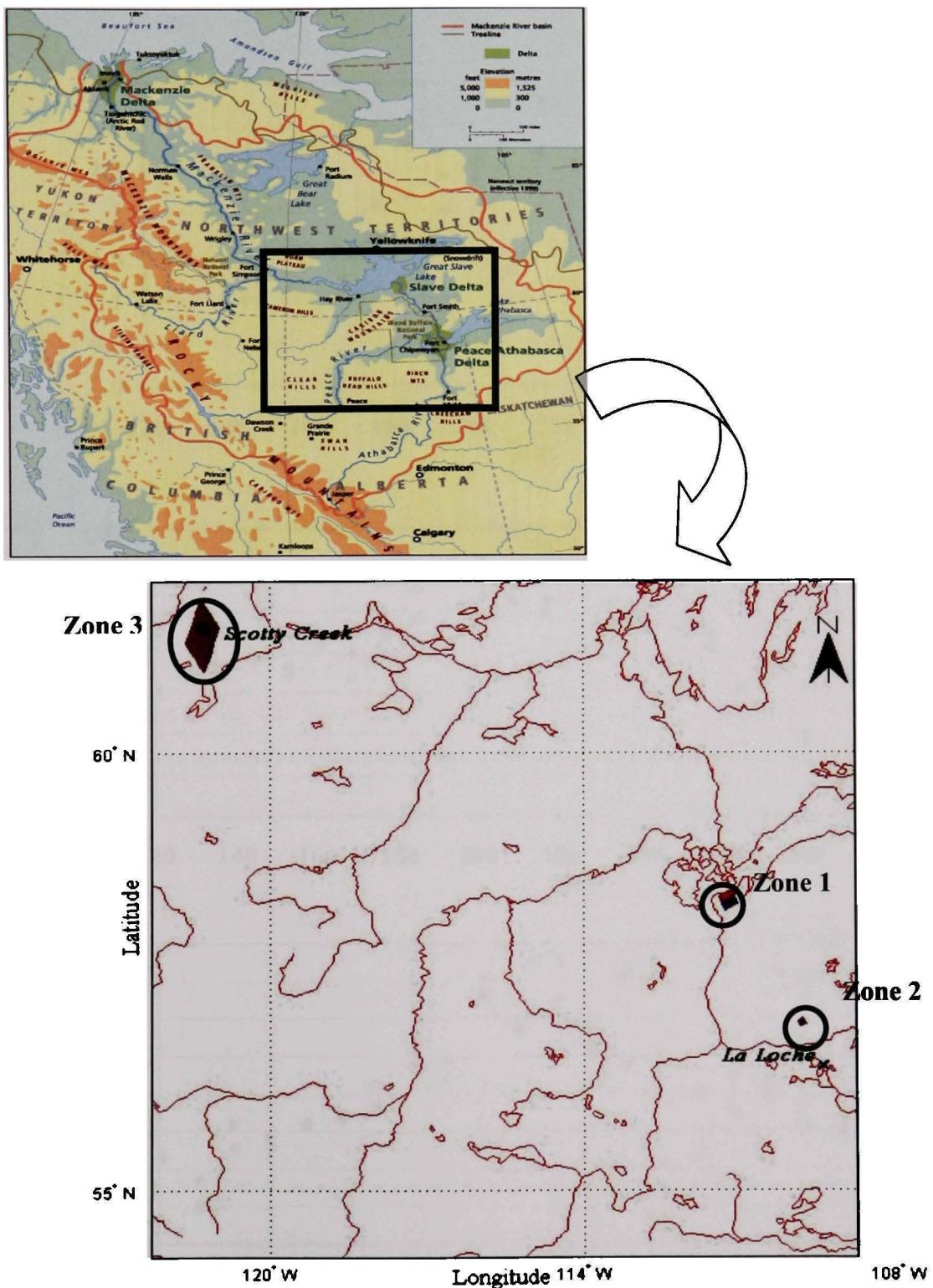


Figure 2.4 Emplacement des trois zones d'étude.

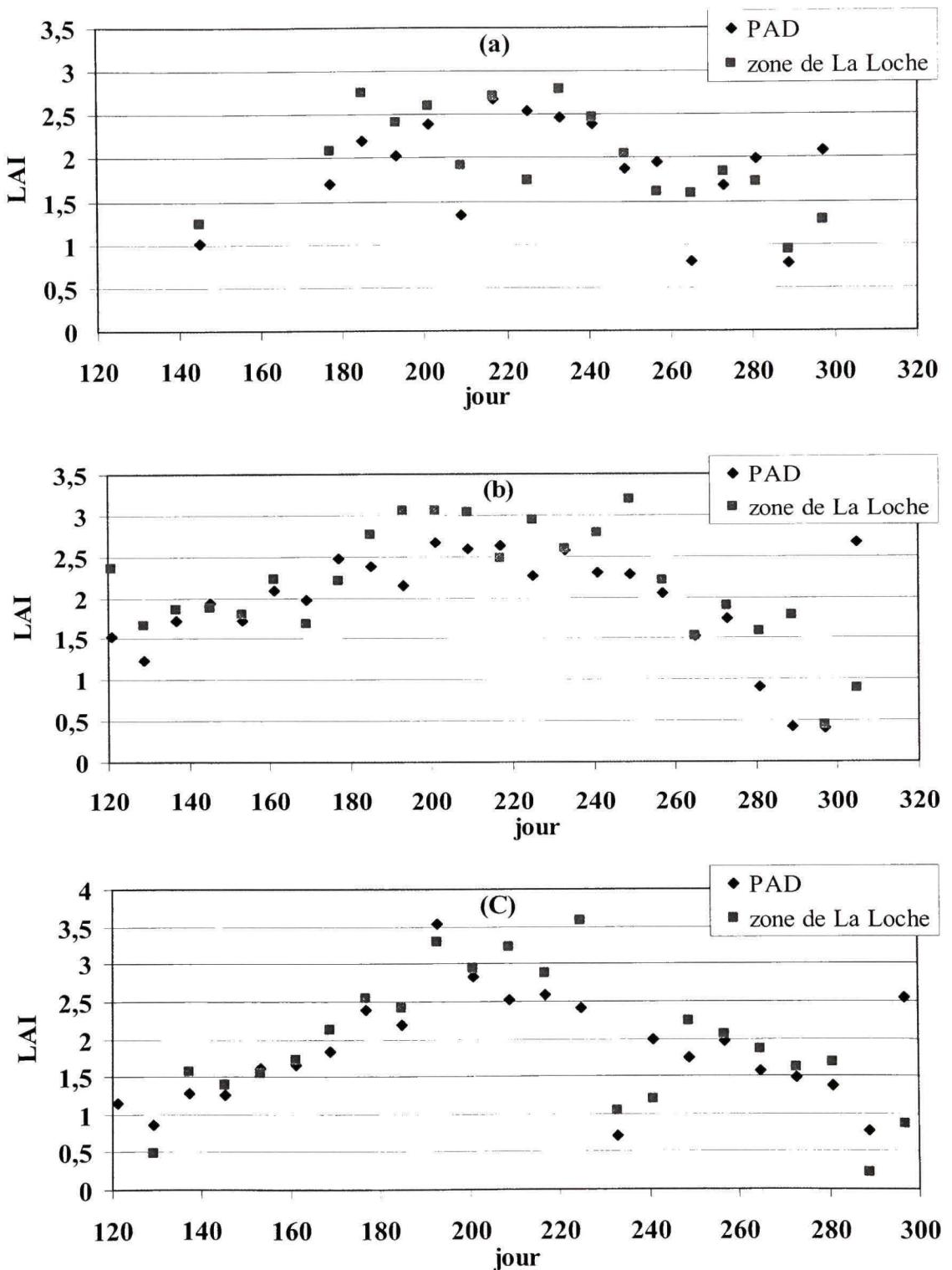


Figure 2.5 Variation de l'indice de surface foliaire LAI pour le site PAD et le site de La Loche, (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004.

2.4 Description des données AMSR-E

2.4.1 Caractéristiques du capteur AMSR-E

Le capteur AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer of the Earth Observing System (EOS)), lancé en décembre 2002, représente une évolution par rapport aux autres capteurs en hyperfréquences passives lancés dans les années 1970 et 1980, soient le SMMR ('Scanning Multichannel Microwave Radiometer') et le SSM/I ('Special Sensor Microwave/Imager'). Il offre notamment la possibilité de travailler avec des faibles fréquences et avec une meilleure résolution spatiale à fréquences égales (tableau 2.1). Leese et al. (2001) ont noté que la résolution spatiale de 50 km est suffisante pour la détermination de l'humidité du sol sur une base journalière à des fins hydrométéorologiques.

L'AMSR-E est une version modifiée de l'instrument AMSR embarqué sur le satellite ADEOS-II ('Japanese Advanced Earth Observing Satellite-II'). Il opère en orbite héliosynchrone. L'AMSR-E passe par l'équateur à environ 1:30 A.M et 1:30 P.M. Il mesure les radiations émises à la surface sous forme de température de brillance dans six fréquences entre 6,9 et 89 GHz (6,92; 10,65; 18,7, 23,8; 36,5 et 89 GHz). Ces rayonnements sont polarisés à l'horizontale (H) et à la verticale (V). Son angle d'incidence est constant et est de 54,8°. La surface de balayage est de 1445 km (figure 2.6). Son taux de rotation est de 40 r/min. Après chaque rotation qui dure 1,5 sec, le satellite avance d'une distance de 10,1 km. Le temps de balayage terrestre global est d'environ 2 jours.

Au dessus du Mackenzie, les images sont acquises à une fréquence de deux images par jour, l'une est acquise en orbite ascendante à environ 19h 30, heure locale et l'autre en orbite descendante à environ 7 h 30, heure locale. Les données ascendantes utilisées dans le cadre de cette étude ont été importées du site de la 'NASA EOS Data Gateway' sous format 'Hierarchical Data format' (HDF-EOS). Les caractéristiques spatiales du capteur AMSR-E sont présentées dans le tableau 2.2.

Tableau 2.1

Différentes caractéristiques des trois capteurs SSM/I, SMMR et AMSR-E
 (Tiré de Njoku et Li, 1999)

Paramètres	SMMR	SSM/I	AMSR-E
Fréquences (GHz)	6.6; 10.7; 18; 21 et 37	19.3; 22.3; 37 et 85,5	6.9; 10.7; 18.7; 23.8; 36.5 et 89
Date du lancement	1978-1987	1987-Opérationnel	2002
Angle d'incidence (deg)	50,3	53,1	55
Résolution (km)			
Pour 6 GHz	95x48	N/A	43x75
Pour 37 GHz	18x27	28x37	8x14

Source: Ce tableau est tiré de la publication de Njoku et Li (1999), *Retrieval of land surface parameters using passive microwave measurements at 6-18 GHz*, parue dans la revue IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 37, n° 1, p. 80.

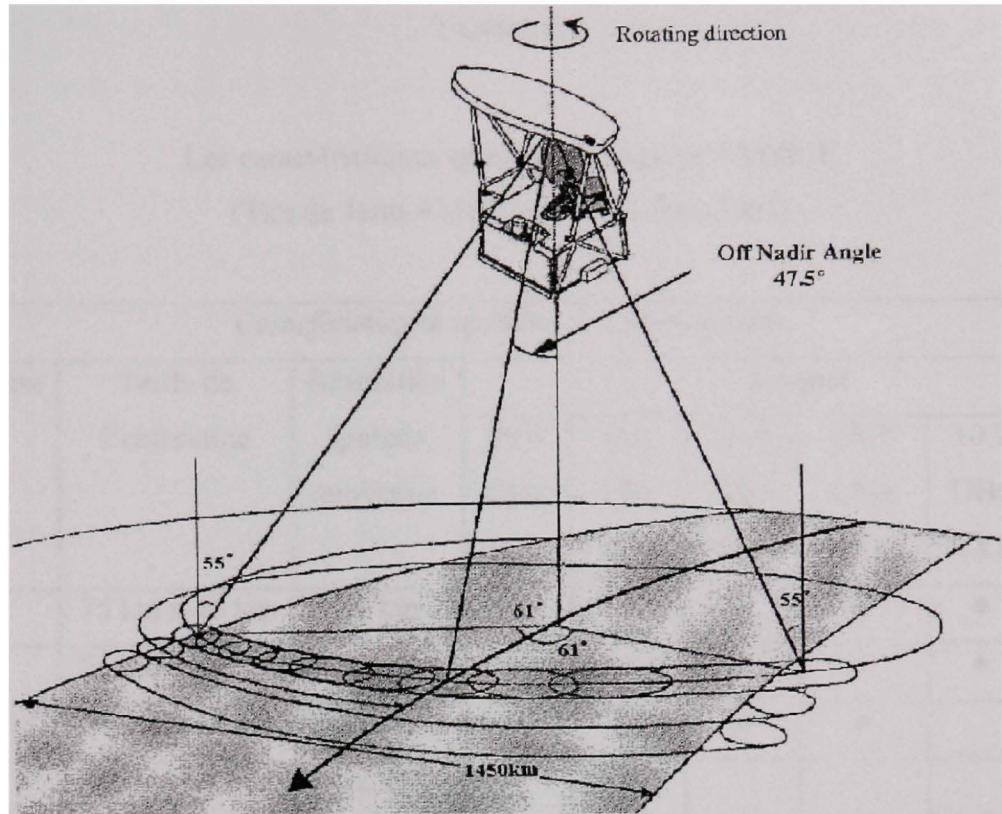


Figure 2.6 Méthode de balayage du capteur AMSR-E (Tiré de Kawanishi et al., 2003).

Source: Cette figure est tirée de la publication de Kawanishi et al. (2003), The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies, parue dans la revue IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 41, n° 2, p. 190.

Tableau 2.2

Les caractéristiques spatiales du capteur AMSR-E
 (Tiré de Joint AMSR Science Team, 2001)

Caractéristiques spatiales des observations							
Résolution	Taille de l'empreinte	Résolution spatiale moyenne	Canaux				
			89.0 GHz (mm)	36.5 GHz (Ka)	23.8 GHz (K)	18.7 GHz (K)	10.7 GHz (X)
1	75 km x 43 km	56 km	•	•	•	•	•
2	51 km x 29 km	38 km	•	•	•	•	•
3	27 km x 16 km	21 km	•	•	•	•	
4	14 km x 8 km	12 km	•	•			
5	6 km x 4 km	5.4 km	•				

Source: Ce tableau est tiré du rapport du Joint AMSR Science Team, *AMSR-E data management plan. AMSR-E Team Leader Science Computing Facility (TLSCF)*, disponible sur le site: http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/AMSR/data_management_plan.html.

2.4.2 Les données AMSR-E de température de brillance

Dans le cadre de ce projet, les images acquises à 6,9 GHz en orbite ascendante pour les trois années 2002, 2003 et 2004 ont été considérées. Selon Njoku et al. (2003), il est préférable d'utiliser les données à faibles fréquences, soient 6,9 GHz et 10,6 GHz, afin de minimiser les effets de l'atmosphère. Cependant, les températures de brillance observées avec 6,9 GHz, aux deux polarisations et dans les deux directions de montée et de descente, sont sujettes à des quantités significatives d'interférences avec les bandes radios. Elles peuvent s'écartez ainsi de leurs valeurs normales de 10 K ou plus. Cette observation a été, par exemple, notée à l'intérieur des États Unis près des zones à fortes densités urbaines (Njoku et al. 2003). Dans

dans cette étude, les mesures en bande C (6,6 GHz) ne sont pas sujettes à des interférences avec les bandes radio car les zones d'étude sont éloignées des zones urbaines.

Un traitement d'images a été réalisé en premier lieu. Les données AMSR-E sont enregistrées sous format HDF et sous forme de bandes ('Swath'). Le format HDF stocke les informations sous forme de structures. Les données en bandes correspondent à un seul balayage du capteur. Les données des températures de brillance sont donc enregistrées sous forme de matrices et pour chaque valeur correspond une donnée de latitude et de longitude pour permettre la géolocalisation des données. Afin d'ouvrir les données HDF, on a eu recours au logiciel Matlab. Ce logiciel a permis de visualiser les données sous forme d'images. Sur les images ainsi obtenues, on a appliqué le masque du bassin du Mackenzie pour délimiter sa superficie. Ces deux procédures ont été appliquées sur toutes les données de l'AMSR-E pour les trois années de l'étude, soient 2002, 2003 et 2004.

Il a été observé que pour les zones d'études, la température de brillance suit la même tendance d'un été à l'autre. La figure 2.7 présente l'évolution de la température de brillance moyenne en polarisations horizontale H et verticale V pour le Peace Athabasca Delta. Au cours des mois de juillet et d'août, la température de brillance est plus élevée qu'au début de l'été et au cours du mois de septembre. En se basant sur l'analyse de la variation des données NARR d'humidité du sol (section 2.5), l'augmentation de la température de brillance au cours de l'été peut être expliquée par l'augmentation de la densité de la végétation (fig. 2.5) et la baisse de l'humidité du sol (fig. 2.13). Par contre, au cours des mois de mai et de septembre, la végétation est peu développée et l'humidité du sol est élevée, ce qui se traduit par un signal observé plus faible que celui capté durant l'été.

La figure 2.8 présente la comparaison entre la température de brillance en polarisations V et H dans le cas du PAD. On note que les températures de brillance en polarisation V sont supérieures à celles mesurées en polarisation H. Ceci résulte du fait que l'angle d'incidence d'AMSR-E de 54.8° est élevé donnant une grande différence entre la température de brillance

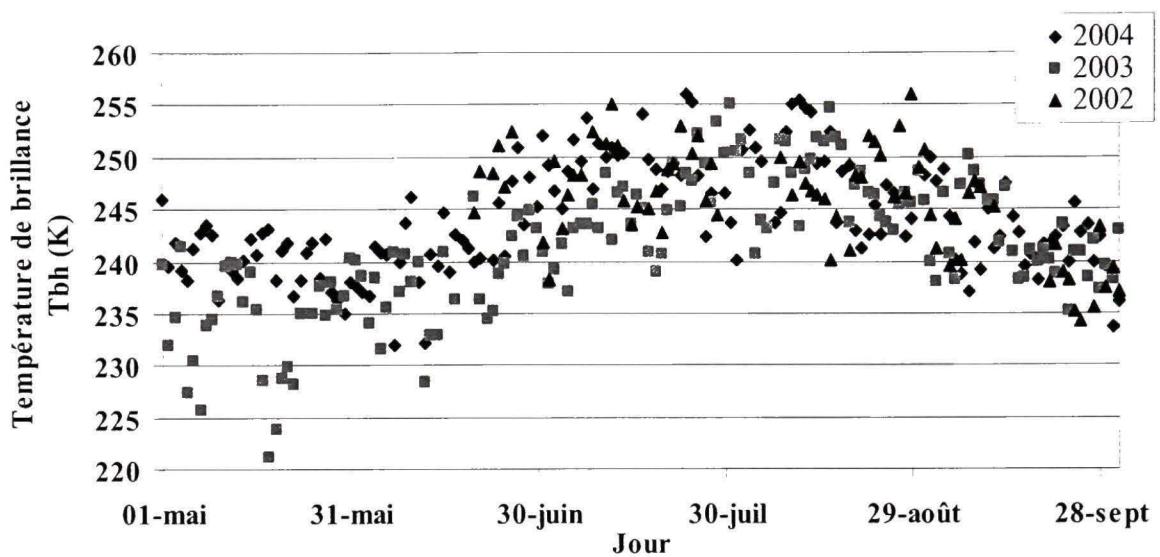
en polarisations verticale et horizontale pour des sols nus (Njoku et al., 2003). Cette différence est de plus en plus faible suite à l'augmentation de la densité de la végétation.

Les figures en annexe I présentent les variations de la température de brillance en polarisation V et en polarisation H pour les deux autres zones d'étude. Ces figures montrent les mêmes tendances que celles observées pour le PAD.

La figure 2.9 compare sur les trois sites, l'évolution temporelle de la température de brillance en polarisations H et V pour l'été 2002. Les variations au cours des étés 2003 et 2004 sont présentées en annexe I. Au cours des trois étés, la température de brillance au PAD est plus faible que pour les zones de La Loche et de Scotty Creek. Pour la plupart du temps, l'humidité du sol au PAD est plus élevée que celle des deux autres zones. Cette tendance est notée à partir de la variation des données NARR d'humidité du sol présentée à la section 2.5. La température de brillance mesurée à la zone de La Loche est la plus élevée. L'humidité du sol y est la plus faible au cours des trois étés en se référant aux données NARR de l'humidité du sol (section 2.5).

L'écart entre les valeurs de température de brillance du PAD et celles de La Loche et Scotty Creek est plus élevé à la polarisation horizontale qu'à la polarisation verticale, figure 2.9. Sachant que la densité de la végétation est similaire pour le PAD et La Loche, la température de brillance à la polarisation horizontale est donc plus sensible à l'humidité du sol. En outre, les températures de brillance sont quasiment identiques pour La loche et Scotty Creek. La végétation est plus dense à Scotty Creek ($LAI = 2,5$) alors que l'humidité est plus faible à La Loche. La contribution du sol et de la végétation à la radiation mesurée par AMSR-E à 6,9 GHz sont donc comparables.

(a) Polarisation horizontale



(b) Polarisation verticale

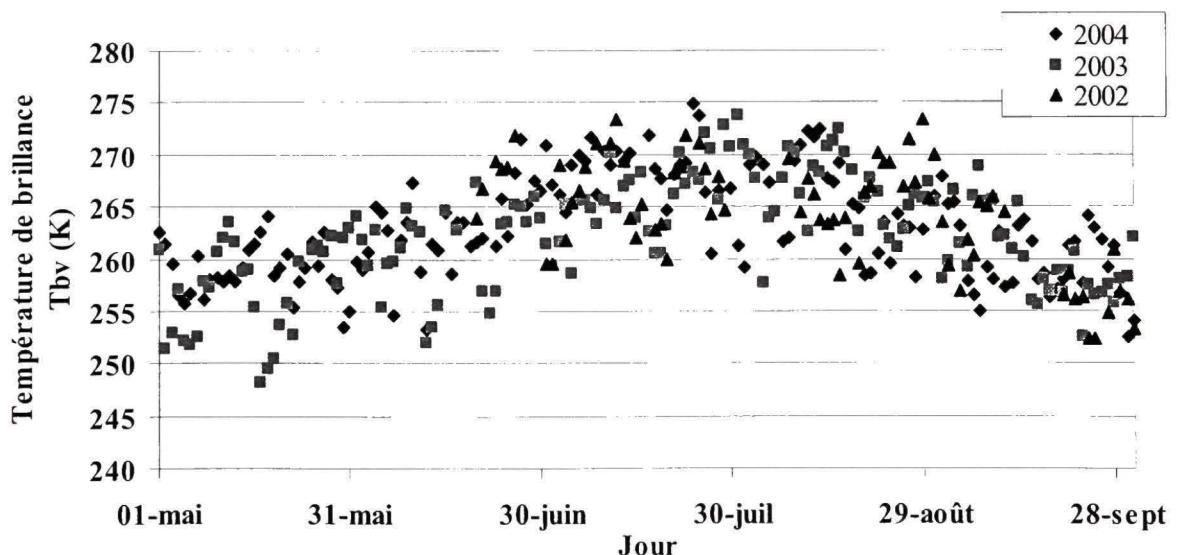


Figure 2.7 Variation temporelle de la température de brillance en polarisations horizontale et verticale au cours des étés 2002, 2003 et 2004 pour le PAD.

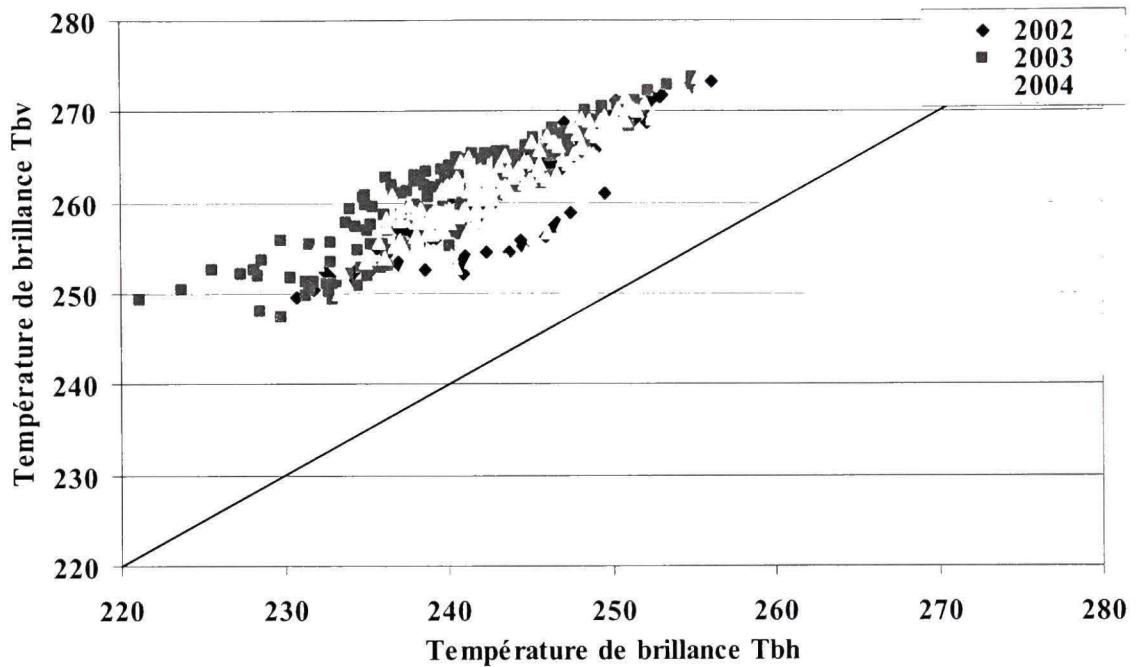


Figure 2.8 Comparaison entre la température de brillance en polarisations horizontale (Tbh) et verticale (Tbv) au cours des étés 2002, 2003 et 2004 pour la zone du PAD.

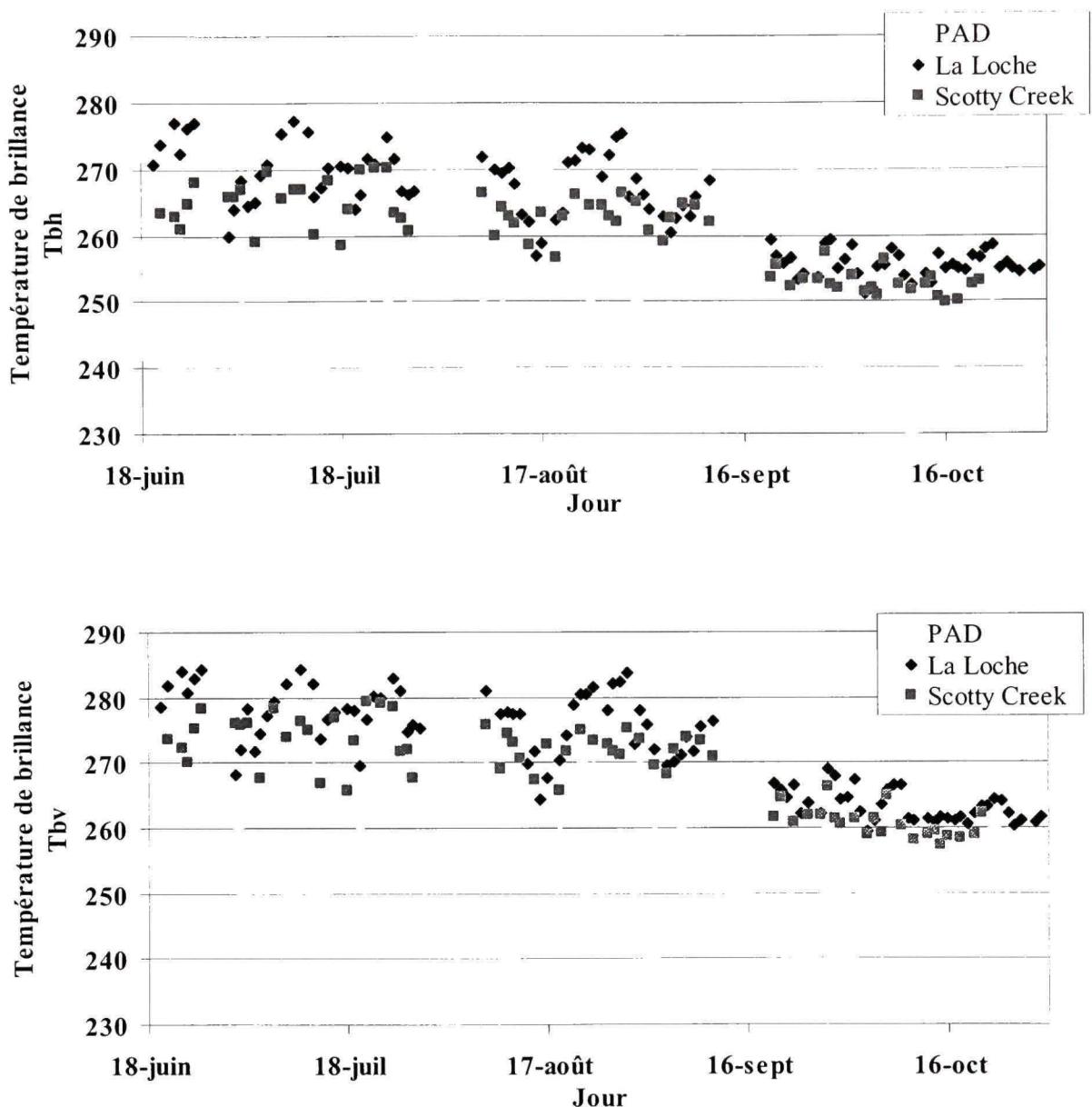


Figure 2.9 Variation de la température de brillance en polarisations horizontale et verticale au cours de l'été 2002 pour la zone du PAD, la zone de La Loche et la zone de Scotty Creek.

2.4.3 Les données AMSR-E d'humidité du sol

Les données AMSR-E d'humidité du sol (AE-Land 3 version B03) sont fournies par la NASA pour les années 2002-2007. Elles sont importées de la base de données EOS Data Gateway sous format HDF-EOS. Elles sont enregistrées sous la projection cylindrique globale EASE-Grid (Equal –Area Scalable Earth Grid). La taille des pixels de ces données est de 25 km. Elles sont fournies à une fréquence de deux images par jour. L'une correspond à l'orbite ascendante et l'autre à l'orbite descendante (Njoku, 2004).

Les données AMSR-E d'humidité du sol que l'on retrouve dans cette base de données sont issues de la modélisation de l'indice de polarisation (IP) à 10,7 GHz qui est le rapport entre la différence entre la température de brillance mesurée à la polarisation verticale et celle mesurée à la polarisation horizontale et la somme des deux températures de brillance mesurées aux polarisations verticale et horizontale ($IP = (T_{bv} - T_{bh}) / (T_{bv} + T_{bh})$). La fréquence 6,9 GHz n'a pas été considérée puisqu'elle est affectée par les bandes radio surtout dans les zones proches des zones urbaines. Afin de simplifier l'algorithme d'extraction d'humidité du sol employé par la NASA, la température de la végétation a été supposée égale à la température du sol, l'albédo a été supposé égal à zéro et les effets de la végétation et de la rugosité ont été approximés par un paramètre empirique g . Ce paramètre est calculé en considérant les indices de polarisation à 10,7 GHz et 18,7 GHz. Pour la calibration du modèle, deux régions désertiques au Niger et en Arabie Saoudite ont été choisies (Njoku, 2004; Njoku et Chan, 2006).

Afin de valider les données d'humidité du sol extraites à partir de l'algorithme proposé dans cette thèse, seulement les données AMSR-E d'humidité correspondant à l'orbite ascendante pour les étés 2003 et 2004 sont utilisées. Ces dernières sont enregistrées sous forme de matrices et pour chaque valeur correspond une donnée de latitude et de longitude permettant la géolocalisation des données. Le logiciel Matlab a été utilisé pour ouvrir les données HDF et de les visualiser sous forme d'images.

La figure 2.10 présente la variation temporelle des données AMSR-E d'humidité du sol au cours des deux étés 2003 et 2004 pour les deux zones d'études PAD et Scotty Creek. Selon cette figure, il ressort que l'humidité du sol ne varie pas beaucoup au cours d'une même année et d'une année à l'autre pour la même zone. Pour les deux zones d'études, l'humidité du sol varie entre $0,1 \text{ g/cm}^3$ et $0,14 \text{ g/cm}^3$ la plupart du temps sauf au cours du mois de mai où elle montre des petites variations et peut atteindre $0,16 \text{ g/cm}^3$.

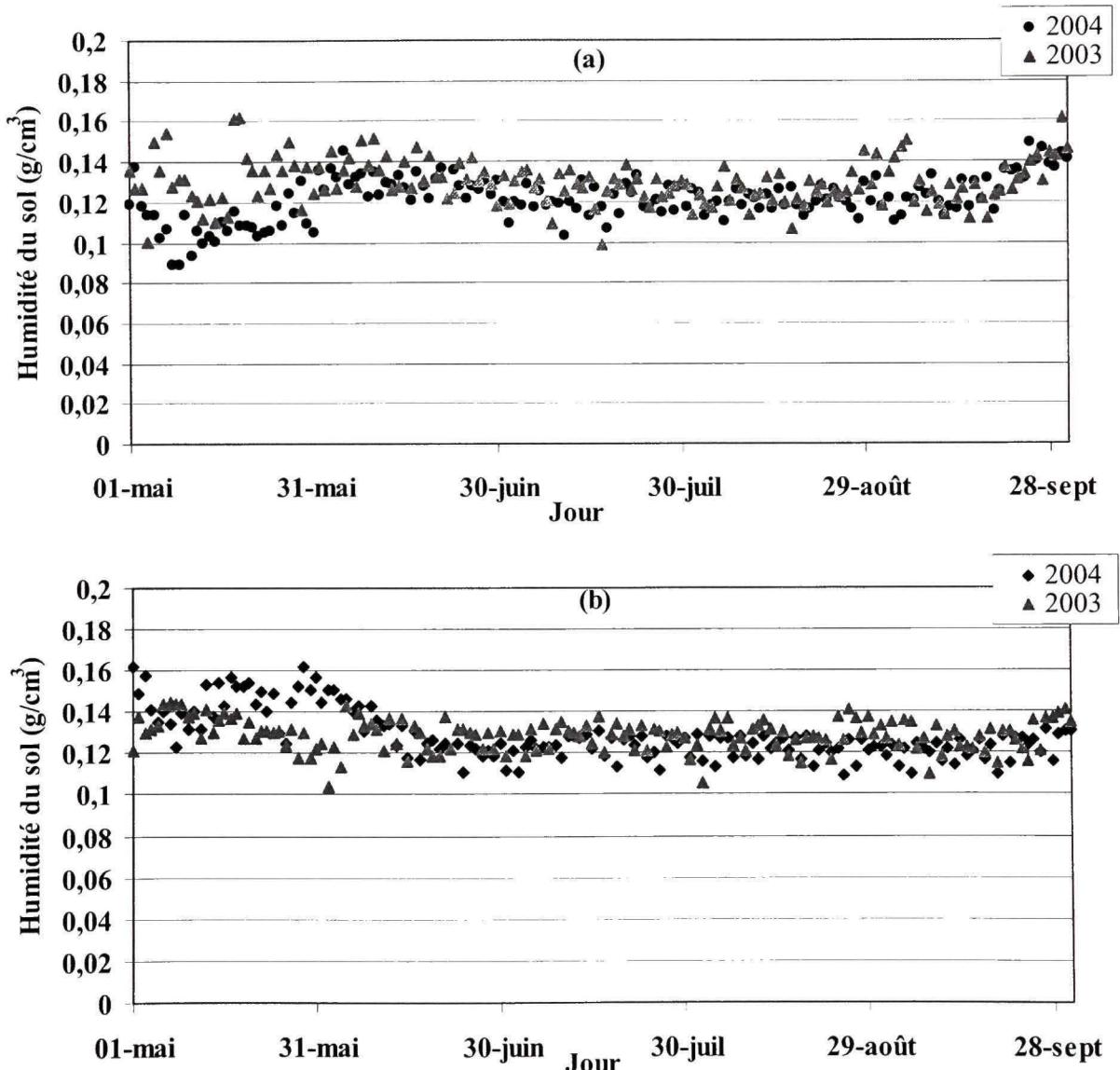


Figure 2.10 Variation des données AMSR-E d'humidité du sol au cours des deux étés 2003 et 2004 pour les zones: (a) PAD, (b) Scotty Creek.

2.5 Description des données NARR

La base de données NARR (North American Regional Reanalysis) contient des données climatologiques modélisées pour l'Amérique du nord. Le projet 'NCEP/NCAR Reanalysis' a pris fin en 2004. Les données sont disponibles depuis 1979. La période d'étude entre 1979-2003 constitue la période de production rétrospective. Les données à présent sont issues d'analyses en temps réel employant le système 'Regional Climate Data Assimilation'. Les données NARR sont issues de prévisions météorologiques utilisant des modèles de prévision numérique du temps, réanalysées avec l'assimilation des données de précipitation observées et la considération des données météorologiques (température, vent, pression, hauteur de neige, ...) fournies par des sources externes (National Environmental Satellite Data and Information Service, National Center for Atmospheric Research, Air Force Weather Agency, ...). La température et l'humidité du sol sont simulées avec un schéma de surface pour les profondeurs 10 cm, 30 cm, 60 cm et 100 cm en considérant le portrait de précipitation issu de l'assimilation des données observées.

Aux États-Unis, les données NARR de précipitation sont comparables aux données observées aux stations de mesures. Les données NARR de température de l'air à 2 m coïncident aussi avec les mesures en station. Cependant, les stations de mesure de précipitation au Canada sont dispersées et peu nombreuses. En 2003, l'assimilation des données de précipitation n'avait pas été faite au Canada par manque de données observées. Pour les autres années, l'assimilation des données de précipitation a été réalisée avec le peu de mesure de précipitation disponible (Mesinger et al., 2006). La prise en considération des données NARR de précipitation pour le Canada doit donc se faire avec précaution surtout pour l'année 2003. Elles peuvent donc comporter des erreurs de simulation.

Pour les régions d'étude, les données NARR sont importées de la base de données NCEP (<http://nomads.ncdc.noaa.gov/data/narr/>). Dans ce projet, on considère les données de précipitation, la température à 2 m, la température du sol à une profondeur de 10 cm et l'humidité du sol à une profondeur de 10 cm pour les étés 2002, 2003 et 2004. Ces données

sont disponibles sous format GRIB avec une résolution spatiale de 32 km et à un pas de temps de 3 h. La température de l'air à 2 m, la température du sol et l'humidité du sol prises en compte sont celles qui correspondent à l'heure de passage du capteur AMSR-E au dessus du bassin du Mackenzie en mode ascendant, soit environ 19 h 30 (heure locale). La quantité de précipitation est importée pour chaque pas de temps et la précipitation totale par jour est obtenue par la somme de toutes ces quantités. Le programme ‘WGRIB’ créé par le projet ‘NCEP/NCAR Reanalysis’ est utilisé pour ouvrir et lire les données NARR. Elles sont ensuite enregistrées sous forme binaire pour pouvoir les manipuler avec le logiciel Matlab.

Afin de s'assurer de la qualité des données NARR correspondant aux zones d'étude, les données de précipitation et de température de l'air à 2 m ont été comparées aux mesures observées aux stations météorologiques les plus proches des zones d'étude. Ces dernières ont été importées du site web d'Environnement Canada (www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/). Pour ce faire, les mesures d'Environnement Canada à la station de Richardson (57 ° 55.2' N, 110 ° 58.2' O) s'éloignant d'environ 30 km de la zone du PAD ont été comparées aux données NARR de cette zone d'étude. Les données NARR de la zone de La Loche ont été comparées aux données mesurées à la station Fort McMurray (56 ° 39' N, 111 ° 13.2' O) qui s'en éloigne d'environ 80 km. Les données NARR pour la zone de Scotty Creek ont été comparées aux données mesurées à la station Fort Simpson (61 ° 45.6' N, 121 ° 14.4' O) distancée d'environ 25 km. Les résultats de comparaison de ces données pour la zone de La Loche et de Scotty Creek sont présentés en annexe II.

Les figures 2.11 et 2.12 présentent les résultats de comparaison de la précipitation et la température de l'air avec les données mesurées à la station d'Environnement Canada dans la région du PAD. Ces deux figures montrent une bonne concordance entre les données NARR de température de l'air à 2 m et les valeurs mesurées à la station. Les événements pluvieux concordent généralement mais les intensités diffèrent. Dans ce cas, il faut se rappeler que les données NARR de précipitation correspondent à une moyenne sur la zone d'étude le PAD alors que la quantité de précipitation mesurée est une mesure locale à la station. En plus, les

résultats d'assimilation de la précipitation sont moins bons que ceux trouvés pour les États-Unis en raison du faible nombre de stations disponibles au Canada. En 2003, l'assimilation de la précipitation n'a pas été faite. Ceux-ci peuvent expliquer aussi les différences entre les données de précipitation simulées NARR et les données observées aux stations. Sachant que ces valeurs de précipitation ont servi pour la simulation de la température et de l'humidité du sol avec un schéma de surface, les données NARR risquent donc de comporter des erreurs de simulation. La marge d'erreur est d'autant plus faible que les données de précipitation assimilées sont conformes à la réalité.

La figure 2.13 présente la variation temporelle de l'humidité du sol NARR au cours des trois étés 2002-2004 pour les trois zones d'études. Pour les trois zones d'études, l'humidité du sol NARR présente une variabilité temporelle importante. Pour les zones PAD et La Loche, l'humidité du sol est élevée au cours du mois de mai alors qu'elle l'est au mois de juin à Scotty Creek. Cette tendance peut être expliquée par l'effet de la fonte des neiges qui se produit plutôt dans les zones plus au sud dans le bassin. Au cours des mois de juillet et d'août, la tendance est à la baisse suivie d'une augmentation au cours du mois de septembre. Au cours de l'été, la température et donc l'évapotranspiration sont plus élevées qu'au cours des mois de mai et de septembre.

Contrairement aux données AMSR-E d'humidité du sol, les données NARR d'humidité du sol des zones du PAD et de Scotty Creek présentent une variabilité temporelle au cours des étés 2003 et 2004. La moyenne de l'humidité du sol NARR au PAD est de $0,27 \text{ g/cm}^3$ avec un écart type de 0,044 en 2003 et elle est de $0,28 \text{ g/cm}^3$ avec un écart type de 0,053 en 2004. La moyenne de l'humidité du sol NARR à Scotty Creek est de $0,25 \text{ g/cm}^3$ avec un écart type de 0,037 en 2003 et elle est de $0,22 \text{ g/cm}^3$ avec un écart type de 0,034 en 2004. D'autre part, les données NARR d'humidité du sol atteignent des valeurs plus élevées que les données AMSR-E d'humidité du sol au cours des étés 2003 et 2004 pour les deux zones d'études. Ceci souligne les différences entre les deux sources d'information d'humidité du sol et met en perspective les erreurs que peuvent engendrer l'utilisation de sources externes d'informations.

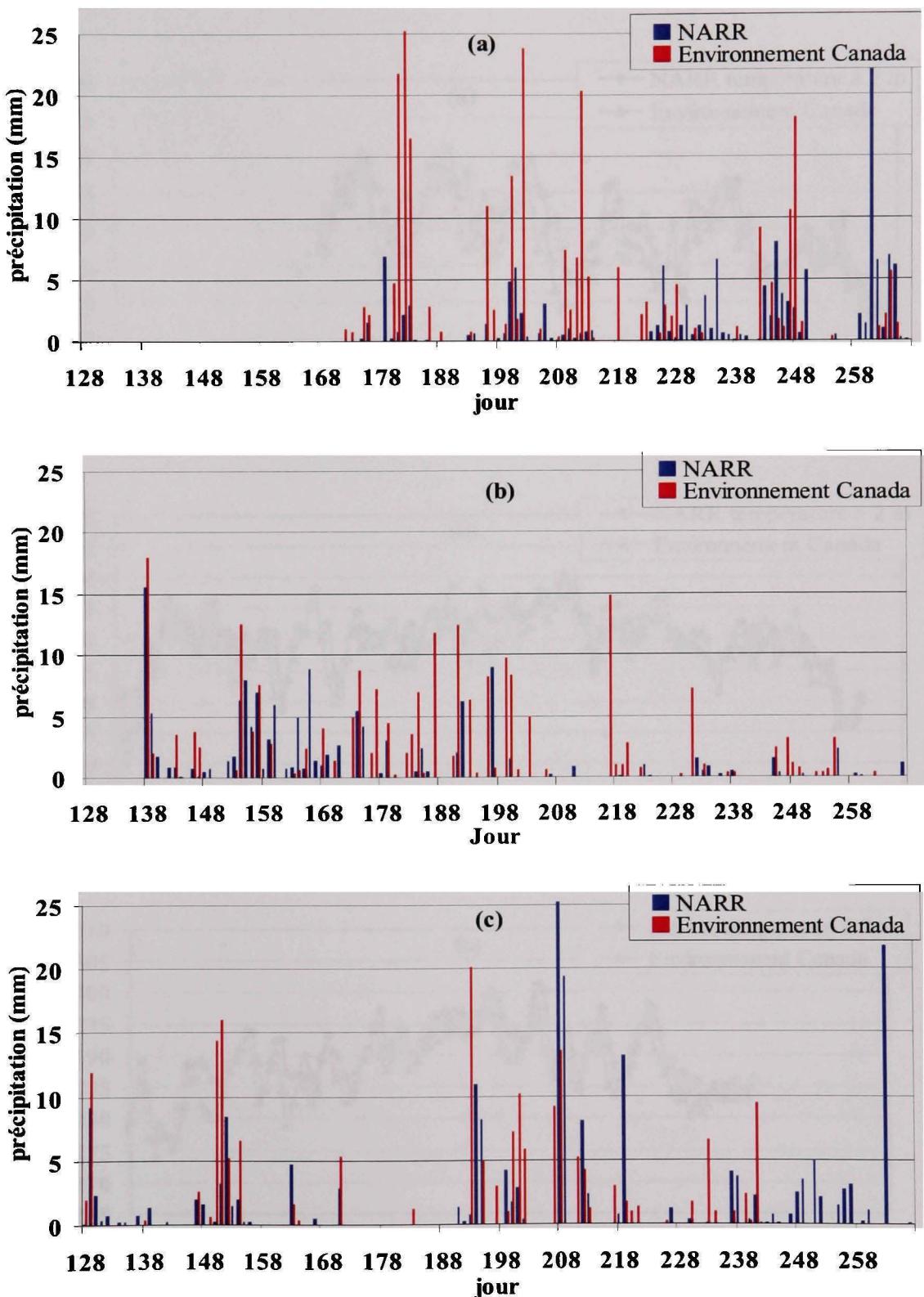


Figure 2.11 Comparaison des données NARR de précipitation pour le PAD et des données mesurées à la station Richardson, (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004.

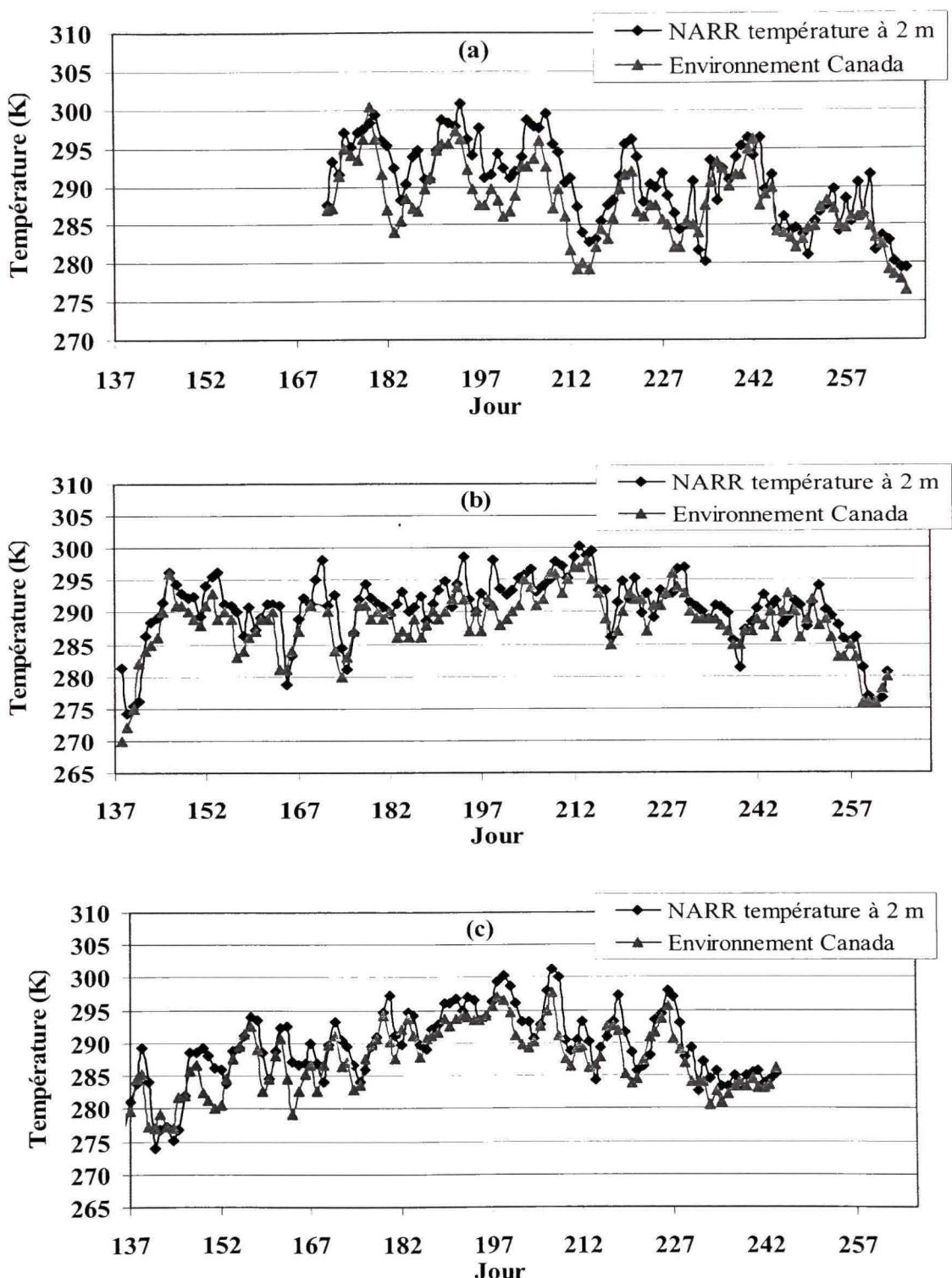


Figure 2.12 Comparaison des données NARR de température à 2 m pour le PAD et des données mesurées à la station Richardson, (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004.

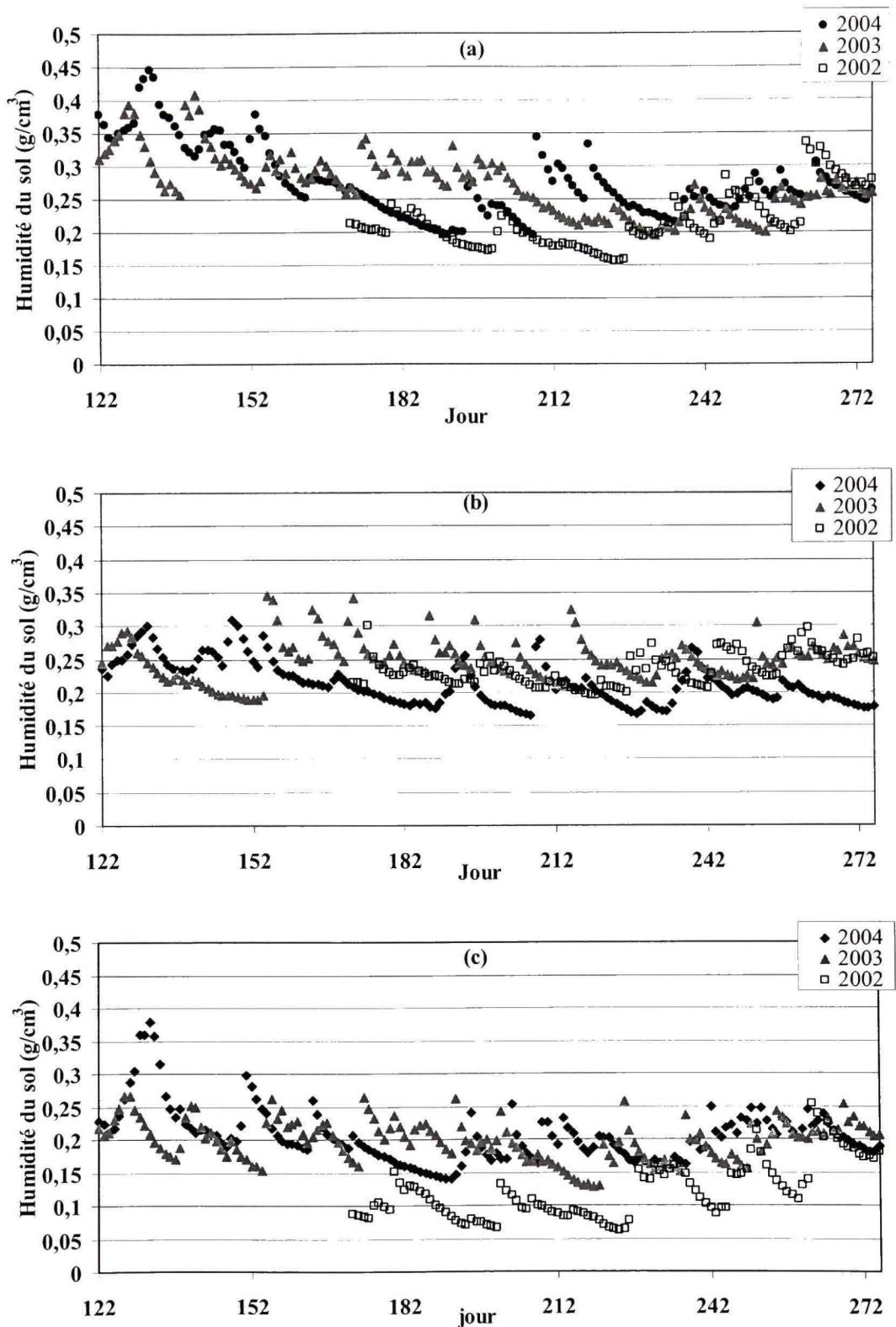


Figure 2.13 Variation temporelle des données NARR d'humidité du sol à 10 cm au cours des trois étés 2002-2004 pour les zones, (a) PAD, (b) Scotty Creek, (c) La Loche.

2.6 Description des données MODIS

Dans ce projet, nous avons eu recours aux données MODIS-Terra de température de surface prise la nuit, de l'indice de surface foliaire (LAI) et de l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) pour les années d'études 2002, 2003 et 2004. Elles sont importées de la base de données NASA EOS Data Gateway. Elles sont enregistrées sous format HDF-EOS sous une projection sinusoïdale avec une résolution spatiale de 1 km. Les données de température de surface et de LAI représentent les valeurs moyennes sur 8 jours (jours juliens 129, 137, 145, 153, 161, 169, 177, 185, 193, 201, 209, 217, 225, 233, 241, 249, 257, 265, 273). Les données de NDVI sont disponibles à chaque 16 jours (jours juliens 129, 145, 161, 177, 193, 209, 225, 241, 257, 273) et elles représentent les valeurs moyennes sur 16 jours.

Le programme MRT ('The MODIS Reprojection Tool') importé du site web du LP DAAC ('Land Processes Distributed Active Archive Center') (<https://edcdaac.usgs.gov/landdaac/tools/modis/dist/index.asp>) est utilisé pour choisir, redimensionner et reprojeter les données. Chaque donnée de NDVI, LAI et de température de surface comporte un fichier qui décrit la qualité des données. Les données qui comprennent une importante présence des nuages ou des erreurs de simulation ont été enlevées.

Les données de NDVI et de température de surface ont été utilisées pour la détermination de l'humidité du sol à une échelle de 1 km. Les images comportant des données manquantes de températures de surface n'ont pas été considérées pour l'étude. Cependant, les données erronées de NDVI par la présence des nuages ont été recalculées par une interpolation spatiale.

La figure 2.14 présente la variation temporelle des données NDVI observées à Scotty Creek chaque 16 jours au cours des deux étés 2003 et 2004. Selon cette figure, il ressort que le NDVI ne varie pas beaucoup au cours d'une année donnée ou d'une année à l'autre. Ceci peut être du à la faible croissance de la végétation à cause de la courte période estivale dans

les zones nordiques. On note néanmoins sur la figure 2.14 des valeurs aberrantes, notamment, la valeur de NDVI observée au jour 129 de l'été 2004. Elle a une valeur négative. Le NDVI est un indice décrivant l'état du couvert végétal. Il est dérivé des mesures de réflectance X dans le rouge et le proche infrarouge ($NDVI = (X_{\text{proche infrarouge}} - X_{\text{rouge}}) / (X_{\text{proche infrarouge}} + X_{\text{rouge}})$). Une valeur négative de NDVI correspond plutôt à l'eau.

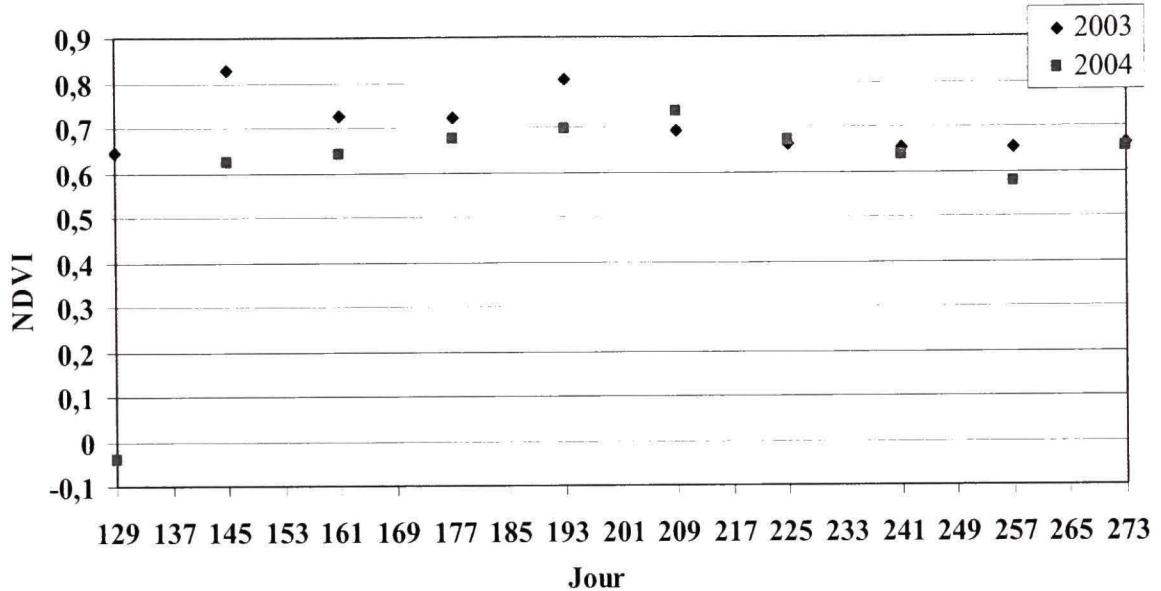


Figure 2.14 Variation temporelle de l'indice de végétation NDVI à Scotty Creek.

La figure 2.15 montre la variation de la température de surface importée de la base de données MODIS en comparaison avec la température du sol mesurée à une profondeur de 10 cm et la température de l'air mesurée à Fort Simpson, la station de mesure la plus proche de la zone d'étude. Selon cette figure, la tendance de la température de surface MODIS concorde avec celle de la température de l'air mesurée à Fort Simpson surtout pour les deux étés 2003 et 2004 avec un coefficient de corrélation de 0,82. La température de l'air est cependant supérieure à la température de surface MODIS durant toute la période de l'étude. Les données de température de surface MODIS sont des mesures prises la nuit. La température de l'air est mesurée à la station météorologique au cours de la journée. La nuit, la surface terrestre perd de l'énergie et les températures de surface les plus basses sont observées. La différence entre la température de l'air et la température de surface dépend des

conditions climatologiques (présence du nuages et vent) et du moment de la prise d'information. Au cours de la nuit et sous des conditions de ciel dégagé sans effet de vent, les températures de surface sont généralement de l'ordre de 5 à 6 K inférieures à celles de l'air (Bonn et Rochon, 1992).

La température de surface MODIS correspond à la radiation thermique émise par le sol et la végétation ensemble. L'augmentation relative de la température de surface MODIS peut être due à la diminution de l'humidité de surface, l'augmentation de la fraction de la végétation et l'augmentation de la radiation solaire. Au cours des deux années d'études, les températures de surface MODIS sont plus faibles que les températures de sol mesurées à une profondeur de 10 cm, figure 2.15. Carlson et al. (2004) ont noté que durant les jours humides, le gradient vertical de la température est faible alors qu'il augmente pendant les jours secs. La figure 2.15 montre que durant la plupart des jours avec des évènements pluvieux, la température de surface MODIS se rapproche de la température du sol mesurée à une profondeur de 10 cm. Par contre, le gradient vertical de la température n'augmente pas nécessairement pendant les jours secs. Il est faible pendant les jours juliens 201, 225, 241 et 273 en 2003 et pour environ la moitié des données en 2004 (jours juliens 161, 169, 177, 193, 217, 257 et 265). En plus, la température de surface MODIS est plus faible que la température du sol mesurée à une profondeur de 10 cm même durant les jours secs. Cette observation est en contradiction avec le concept qui dit que durant les jours secs, la température de surface augmente et la température diminue en fonction de la profondeur noté par plusieurs recherches (Carlson, Ripley et Schmugge, 2004; Lakshmi, Jackson et Zehrfuhs, 2003). Il faut toutefois se rappeler que la température de sol mesurée à une profondeur de 10 cm est une mesure locale alors que la température de surface MODIS représente une valeur moyenne sur 1 km². La différence d'échelle peut expliquer le biais qui existe entre ces deux mesures. D'autre part, les erreurs éventuelles de mesure de la température de surface MODIS peuvent être la source de cette tendance. Quantitativement, un coefficient de corrélation de 0,81 est obtenu entre les mesures *in situ* de température et les températures MODIS.

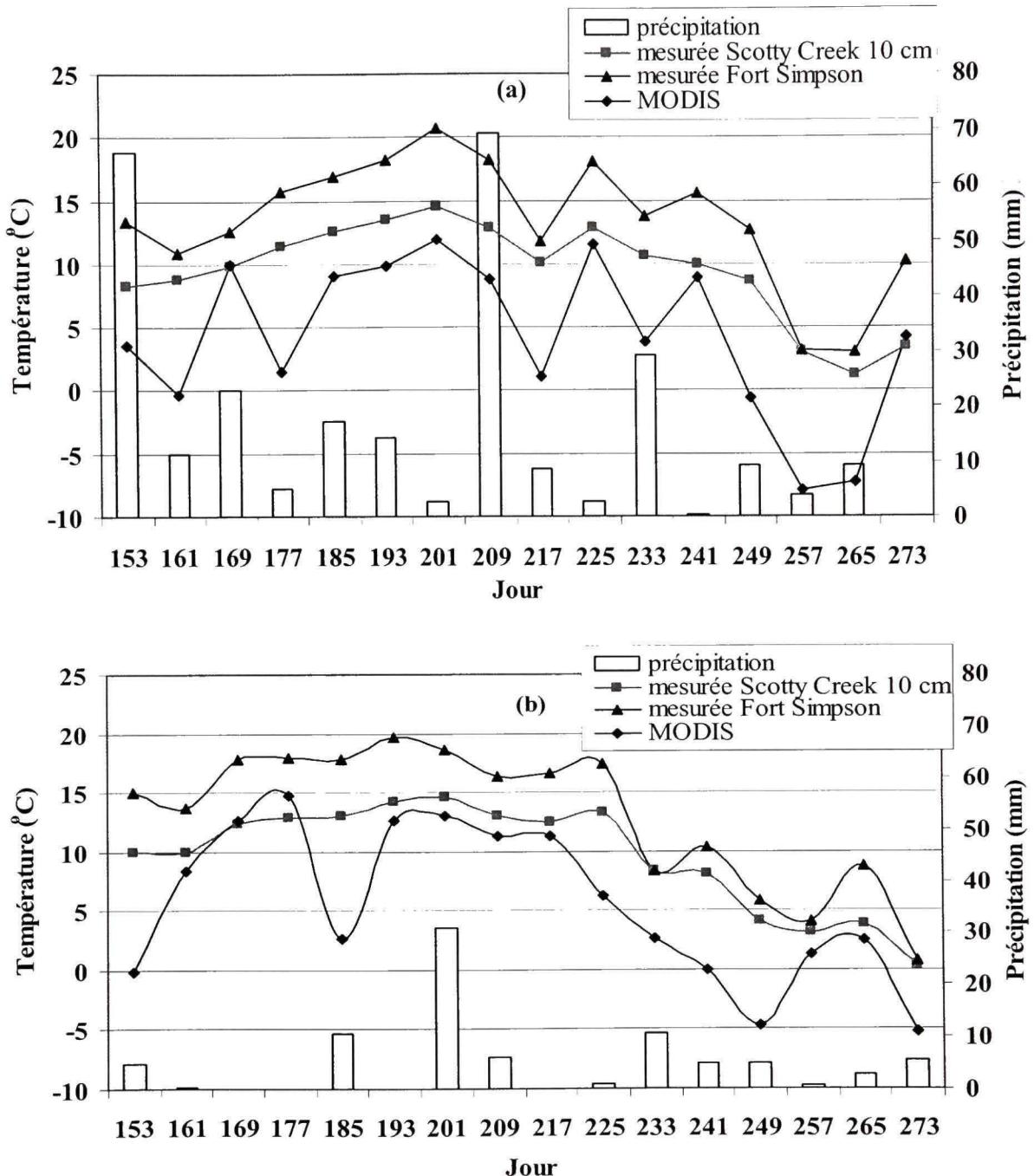


Figure 2.15 Variation temporelle de la température de surface MODIS, température de l'air mesurée à Fort Simpson et de la température du sol mesurée à Scotty Creek à une profondeur de 10 cm, (a) 2003, (b) 2004.

2.7 Les données *in situ* d'humidité du sol et de température du sol

Les seules mesures sur terrains disponibles pour ce projet ont été fournies par le centre de recherche sur les régions froides du Département de géographie de l'université Wilfrid Laurier. Les données *in situ* sont les mesures de l'humidité de sol et de la température du sol à une profondeur de 10 cm pour la période entre septembre 2002 et septembre 2005. Les mesures ont été prises à Scotty Creek. La température est mesurée avec le Campbell Scientific 107B thermistors. L'humidité du sol est mesurée avec des réflectomètres de la compagnie Campbell Scientific. Ces appareils mesurent la quantité d'eau liquide dans le sol. La glace ne peut être détectée avec cet instrument. Pour des températures inférieures à 0°C, les mesures ne représentent qu'une fraction de l'humidité du sol totale. Ces mesures *in situ* sont utilisées pour la validation des valeurs de l'humidité du sol issues de la mise à l'échelle de 1 km².

La figure 2.16 présente la variation temporelle de l'humidité du sol mesurée à une profondeur de 10 cm à Scotty Creek pour les deux étés 2003 et 2004. Selon cette figure, il ressort que l'humidité du sol mesurée suit la même tendance d'une année à l'autre. Elle atteint son maximum au début de l'été au cours des mois de mai et de juin à cause du dégel du sol. Au cours de cette période, la température du sol augmente pour atteindre son maximum au moi de juillet, figure 2.17. Le dégel du sol s'est produit plutôt en 2003 et en conséquence l'humidité du sol a atteint son maximum au début du mois de mai alors qu'en 2004, le dégel du sol s'est produit à la fin du mois de mai. L'augmentation de l'humidité du sol au mois de juin de l'été 2003 peut être expliquée par la réponse du sol à la précipitation. La figure 2.18 présente la variation de la précipitation mesurée à Ford Simpson, la station d'Environnement Canada la plus proche du site d'étude. Pour le reste de l'été, l'humidité du sol est quasiment constante et elle est d'environ 0,38 g/cm³ avec un écart type de 0,03 en 2003 et de 0,34 g/cm³ avec un écart type de 0,016 en 2004. Les événements pluvieux observés au cours de cette période sont rares surtout en 2004, figure 2.18. Les figures 2.16 et 2.13 montrent que les valeurs *in situ* d'humidité du sol mesurées à 10 cm de profondeur sont plus élevées que les données NARR au cours des deux étés 2003 et 2004. Ceci peut être

expliqué par la différence d'échelle de ces deux sources de données et des erreurs de simulation des données NARR.

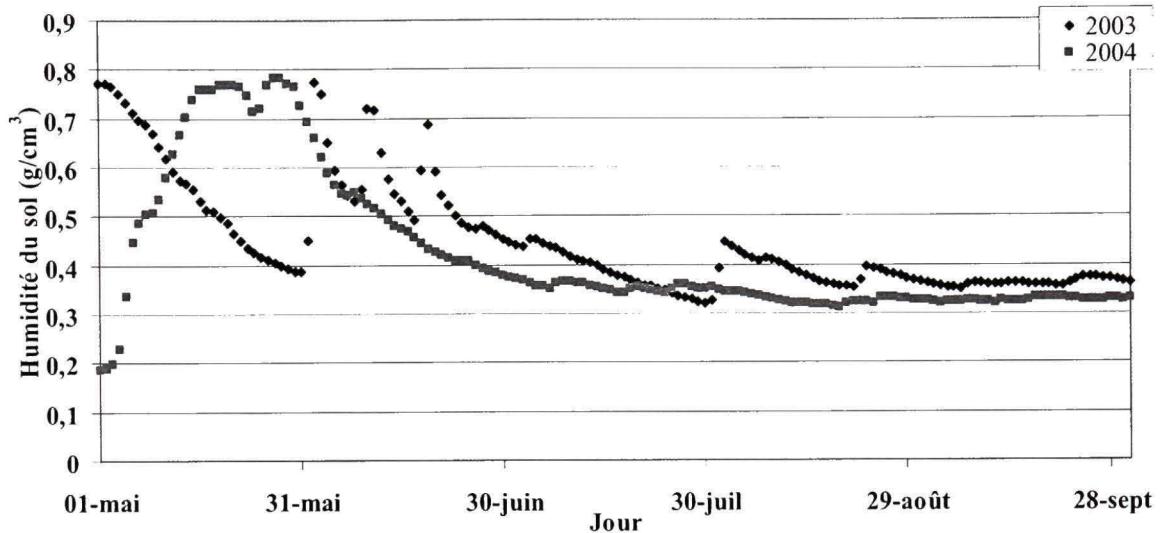


Figure 2.16 Variation temporelle de l'humidité du sol mesurée à une profondeur de 10 cm à Scotty Creek au cours des étés 2003-2004.

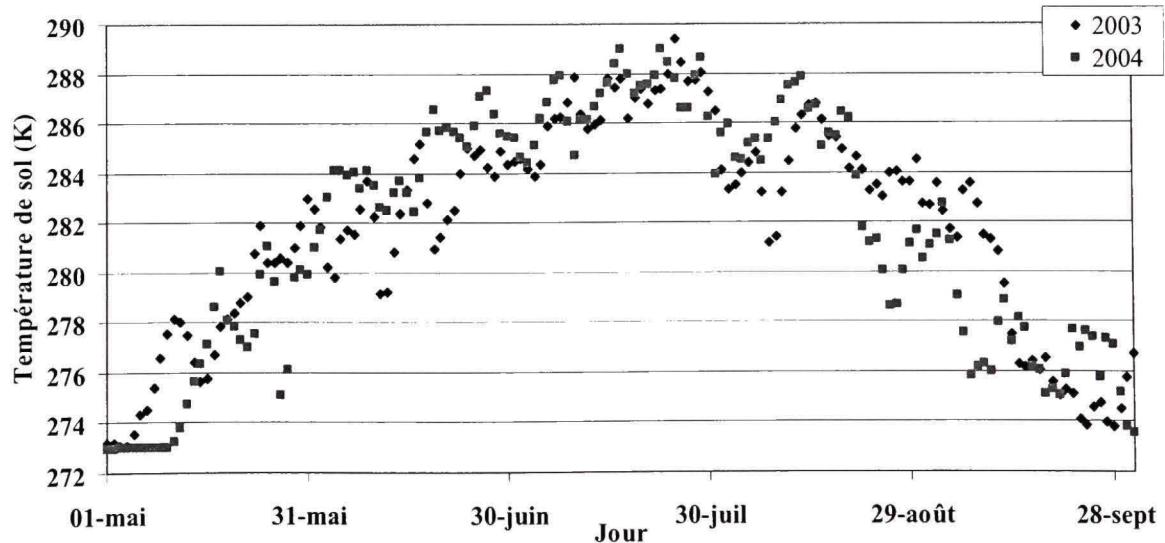
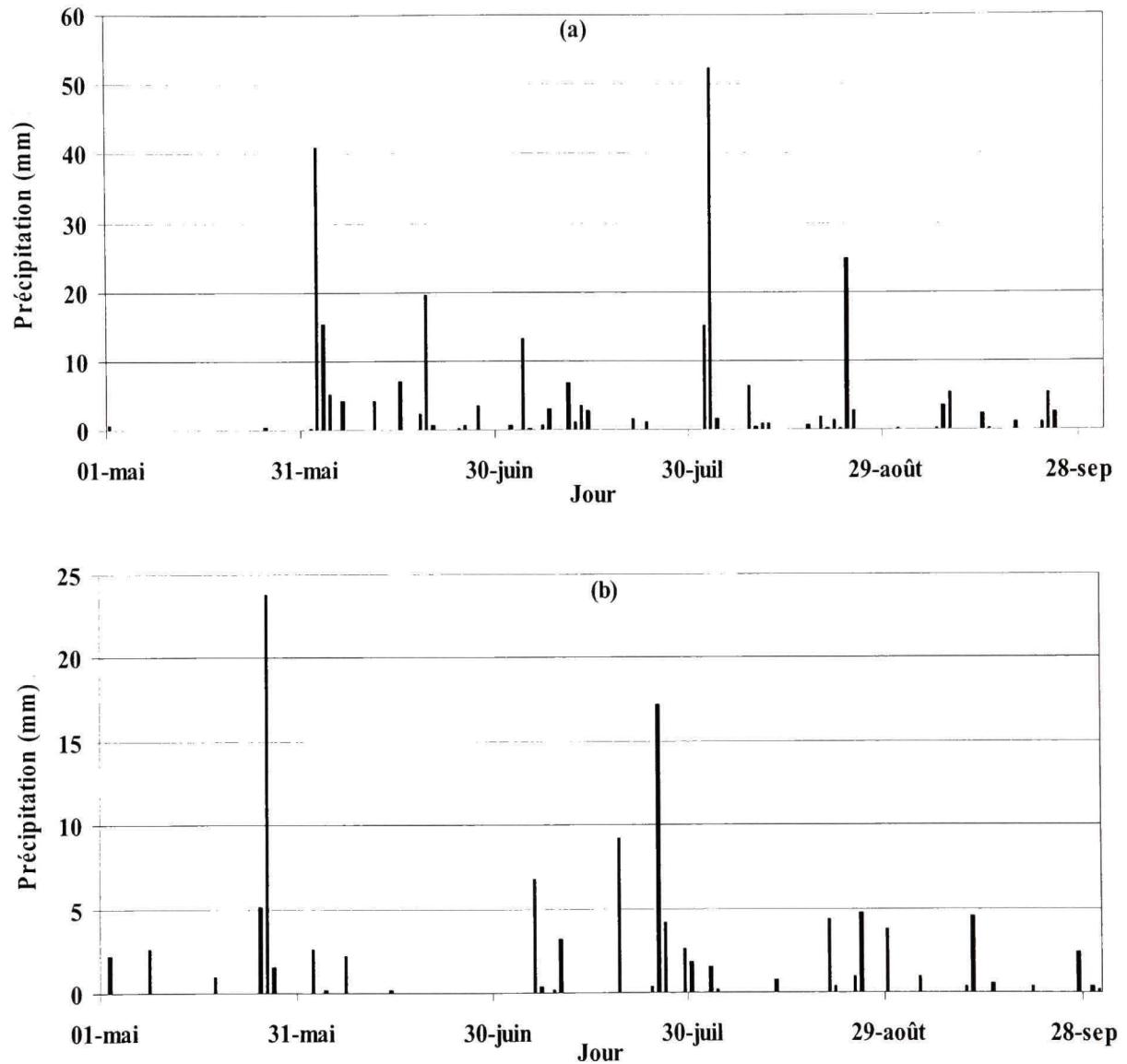


Figure 2.17 Variation temporelle de la température du sol mesurée à une profondeur de 10 cm à Scotty Creek au cours des étés 2003 et 2004.



2.8 Conclusion

L'analyse des conditions de surface dans le bassin versant du fleuve Mackenzie a montré une variabilité spatiale et interannuelle significative. Ce constat sera considéré dans les chapitres subséquents dans l'interprétation et l'analyse des résultats. Les sources de données utilisées dans cette étude sont les suivantes: AMSR-E, NARR, MODIS et des mesures *in situ* d'humidité du sol. Cette diversité de sources d'information n'est toutefois pas exempte d'erreurs de mesures ou d'estimation. Des points de ressemblance et de divergence sont notés entre les différentes sources d'information et présentent un défi supplémentaire à surmonter pour l'estimation de l'humidité du sol.

Les approches proposées dans le cadre de cette thèse combinent ces multiples sources d'information, en tenant compte des leurs différences de résolutions spatiale et temporelle. Cela sera présenté et discuté dans les chapitres suivants.

CHAPITRE 3

ESTIMATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL EN UTILISANT LES DONNÉES AMSR-E DE TEMPÉRATURE DE BRILLANCE À LA BANDE C

Dans ce chapitre, l'objectif principal est de déterminer l'humidité du sol en considérant la variation spatiotemporelle de paramètres géophysiques caractérisant les zones d'étude. Une méthode de détermination des paramètres de végétation et du paramètre de rugosité à partir des données AMSR-E requis pour extraire l'humidité du sol par inversion d'un modèle de transfert radiatif est présentée. Elle n'utilise pas de mesures *in situ*. Les données météorologiques sont importées des données NARR. Les propriétés des sols sont importées de la base de données ISLSCP. La méthode est testée dans trois zones d'études situées dans le bassin du Mackenzie, la zone du PAD, la zone de Scotty Creek et la zone de La Loche. Les résultats sont comparés à la précipitation et aux données d'humidité du sol importées de la base de données NARR et aux données AMSR-E.

3.1 La température de brillance

En hyperfréquences, la température de brillance apparente d'un corps T_{Bp} est proportionnelle à l'énergie émise. Elle est donc directement liée à son émissivité. Elle s'exprime selon l'équation suivante (Njoku et al., 2003):

$$T_{Bp} = T_u + (T_{bp} + \rho T_r) \exp(-\tau_a) \quad (3.1)$$

où :

τ_a est l'opacité de l'atmosphère entre l'objet et le capteur

T_{bp} est la température de brillance de l'objet (K)

ρ est la réflectance de l'objet, comprise entre 0 et 1

T_r est la température équivalente de la radiation incidente sur l'objet (K)

T_u est la température absolue de la radiation émise par couche d'atmosphère entre l'objet et le radiomètre (K).

Dans le cas d'un sol isotherme, le profil de température dans les couches superficielles du sol est uniforme et la température de brillance est reliée à la température du sol par la relation suivante pour des fréquences inférieures à 5 GHz (Njoku et Entekhabi, 1996):

$$T_{bp} = \epsilon T_0 \quad (3.2)$$

L'émissivité d'une surface est reliée à sa réflectivité:

$$\epsilon = 1 - r \quad (3.3)$$

Dans le cas d'un sol lisse avec un profil uniforme de la constante diélectrique, la réflectivité est calculée par les équations de Fresnel:

$$r_{0_v} = \left| \frac{e_r \cos \theta - \sqrt{e_r - \sin^2 \theta}}{e_r \cos \theta + \sqrt{e_r - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (3.4.a)$$

$$r_{0_h} = \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{e_r - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{e_r - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (3.4.b)$$

où :

θ est l'angle d'incidence

$e_r = e' - i e''$, c'est la constante diélectrique du sol. Elle dépend principalement du contenu en eau dans le sol).

v et h font référence à la polarisation verticale et horizontale du signal émis

Selon Njoku et Entekhabi (1996), outre l'angle d'incidence et la polarisation, la réflectivité et en conséquence l'émissivité et la température de brillance dépendent de la constante diélectrique du milieu. La sensibilité de la température de brillance à l'humidité du sol est plus élevée à la polarisation horizontale, ce qui la favorise pour l'estimation de l'humidité indépendamment de l'angle d'incidence et de la densité de la végétation du milieu (Jackson, 1993b).

La température et le contenu en eau varient en fonction de la profondeur dans le sol. Ainsi, la température de brillance calculée selon l'équation (3.2) doit tenir compte du profil de la température. Si la constante diélectrique varie lentement avec la profondeur du milieu, Njoku et Kong (1977) ont proposé l'équation (3.5) basée sur l'approximation du transfert radiatif incohérent ('incoherent radiative transfert approximation') pour exprimer la température de brillance. Dans cette équation, la température de surface de l'équation (3.2) est substituée par la température effective du sol. Cette température présente une moyenne pondérée du profil de la température dans le sol :

$$T_b = \varepsilon \left\{ \int_{-\infty}^0 T(z) \alpha(z) \exp \left[- \int_z^0 \alpha(z') dz' \right] dz \right\}$$

avec

$$T_e = \left\{ \int_{-\infty}^0 T(z) \alpha(z) \exp \left[- \int_z^0 \alpha(z') dz' \right] dz \right\}$$
(3.5)

où $\alpha(z)$ est un coefficient d'atténuation qui dépend de la constante diélectrique du sol.

Pour des sols humides, la température varie peu avec la profondeur. Pour des environnements arides, le profil de la température présente toutefois une variation diurne. Mais, la variabilité de la température effective du sol diminue pour des longueurs d'ondes élevées qui permettent une meilleure pénétration dans le sol (Njoku et Entekhabi, 1996). La variabilité de cette température effective présente donc une source d'erreur potentielle dans l'estimation de l'humidité du sol à partir des températures de brillance (Choudhury, Schmugge et Mo, 1982).

Cependant, dans le cas où la constante diélectrique varie rapidement dans le milieu, l'équation 3.5 n'est plus valide. Dans ce cas, la température de brillance doit être calculée selon l'approche de l'onde électromagnétique cohérente ('Coherent electromagnetic wave approach') (Njoku et Entekhabi, 1996).

La constante diélectrique du sol varie en fonction de sa teneur en eau. La figure 3.1 présente l'évolution de la partie réelle et de la partie imaginaire de la constante diélectrique du sol en

fonction de sa teneur en eau. Comme le montre cette figure, la texture du sol affecte aussi la constante diélectrique du sol, mais dans une moindre mesure. En effet, le pourcentage de l'eau adsorbée au sol diffère selon sa texture et affecte peu la constante diélectrique en comparaison avec l'effet de l'eau libre. La surface d'adsorption est fonction de la quantité, la taille et la forme des particules d'argile dans le sol. Il faut néanmoins considérer la fraction de l'eau adsorbée et ses propriétés diélectriques pour la détermination des propriétés diélectriques du sol (Jackson et Schmugge, 1989).

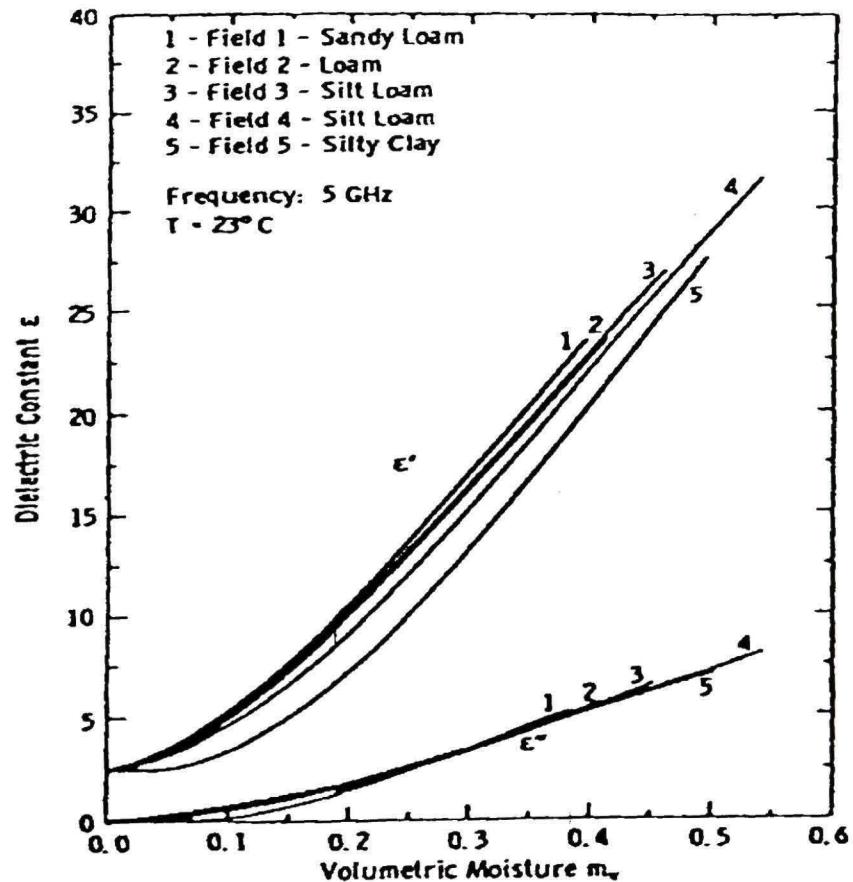


Figure 3.1 Variation de la constante diélectrique du sol en fonction de sa teneur en eau (Tiré de Wang et Choudhury, 1994).

Source : Cette figure est tirée de la publication de Wang et Choudhury, Passive microwave radiation from soil: examples of emission models and observations. parue dans le livre *Passive Microwave Remote Sensing of Land-Atmosphere Interactions*, sous la dir. de Choudhury, B.J, Y.H. Kerr , E.G. Njoku et P. Pampaloni, p. 427.

D'autre part, la constante diélectrique du sol dépend aussi de la fréquence du signal. La partie réelle de la constante diélectrique de l'eau diminue si la longueur d'onde diminue et lorsque celle-ci est inférieure à 5 cm, ce qui affecte la propriété diélectrique des sols humides. La réduction de la sensibilité du signal micro onde à l'humidité du sol engendre une détection plus importante de bruit et son estimation sera biaisée (Jackson, 1993). Pour des fréquences inférieures à 5 GHz, la partie réelle de la constante diélectrique du sol varie peu en fonction de la fréquence alors que sa partie imaginaire présente une forte dépendance avec la fréquence indépendamment de l'état d'humidité du sol. Ceci montre que l'émissivité du sol est indépendante de la fréquence pour des fréquences inférieures à 5GHz mais que la radiation est atténuée à l'intérieur du sol (Njoku et Entekhabi, 1996).

Pour des fréquences inférieures à 18 GHz, la constante diélectrique du sol peut être calculée selon la méthode de Dobson et al. (1985). Cette méthode relie la constante diélectrique du sol à l'humidité du sol, à la fréquence et à la composition du sol en termes de pourcentage d'argile et de sable. En fait, le sol est considéré comme un mélange de particules solides, air, eau libre et eau adsorbée. La constante diélectrique du sol tient compte des constantes diélectriques des particules solides, de l'air, de l'eau adsorbée et de l'eau libre (Dobson et al., 1985) :

$$e_r^\alpha = 1 + \frac{\rho_b}{\rho_s} (e_s^\alpha - 1) + m_v^\beta e_{fw}^\alpha - m_v \quad (3.6)$$

avec : ρ_b est la densité apparente, ρ_s est la densité réelle, α est égale à 0.65, e_{fw} est la constante diélectrique de l'eau libre calculée selon l'équation de Debye modifiée et est fonction de la fréquence, e_s est égale à 4.7, m_v est l'humidité du sol, β est un paramètre qui dépend de la texture du sol et exprimé en fonction du pourcentage de sable S et d'argile C (Dobson et al., 1985):

$$\beta_e = (127.48 - 0.519S - 0.152C)/100 \quad (3.7a)$$

$$\beta_{e''} = (1.33797 - 0.603S - 0.166C)/100 \quad (3.7b)$$

L'atténuation de la radiation introduit la notion de la profondeur de pénétration qui est définie comme étant la profondeur où l'intensité de propagation de la radiation est réduite de 63 % (Njoku et Entekhabi, 1996). Cette profondeur de pénétration donne une indication sur la profondeur du sol qui contribue à la température de brillance mesurée par le satellite. Plus les longueurs d'ondes sont grandes, plus la profondeur de pénétration est élevée. Elle peut être calculée selon l'équation suivante pour des profils de température et d'humidité uniformes :

$$l = \frac{\lambda}{\pi} \cdot \frac{\sqrt{e'}}{e''} \quad (3.8)$$

Pour des profils de température et d'humidité non uniformes, la notion de profondeur de pénétration est remplacée par la notion de la profondeur détectée ('sensing depth'). Elle fait référence à la région d'influence de la température et de l'humidité dans l'émissivité. L'humidité du sol à la surface et le gradient de l'humidité dans la couche superficielle représentent les deux paramètres les plus importants qui déterminent le profil de l'humidité. Ainsi, la température de brillance est due à l'humidité des premières couches du sol. Selon Wilheit (1978), la profondeur du sol détectée correspond au dixième (1/10) de la longueur d'onde dans le sol.

La propriété diélectrique du sol humide est peu affectée par la température à des températures supérieures à 0 °C. Cependant, les sols gelés présentent des constantes diélectriques beaucoup plus faibles que les sols non gelés (Hoekstra et Delaney, 1974) puisque la constante diélectrique de la glace est beaucoup plus faible (environ 3.4) que celle de l'eau.

3.2 Facteurs affectant l'estimation de l'humidité du sol

Les émissions naturelles de la surface du sol mesurées dans le domaine des micro-ondes passives sont affectées par la présence de la végétation, la rugosité de surface, l'hétérogénéité

de surface, l'angle d'incidence, la polarisation, la fréquence et l'atmosphère. À l'exception des conditions atmosphériques extrêmes (précipitation), la température de brillance mesurée par les radiomètres à des longueurs d'ondes élevées correspond principalement à la température de brillance de la surface (Jackson, 1993). Les corrections atmosphériques sont nécessaires à des fréquences élevées (>15 GHz) (Wigneron et al., 2003). De ce fait, les corrections atmosphériques ne sont pas considérées dans cette étude puisque les données analysées ont été acquises à une fréquence de 6,9 GHz.

L'angle d'incidence du capteur AMSR-E est constant (54.8°). Les images captées sont prises sous le même angle d'incidence indépendamment de la position du satellite dans son orbite. De ce fait, les corrections angulaires ne sont pas nécessaires pour les images utilisées dans cette étude.

Dans ce qui suit, les effets de la végétation, de la rugosité et de l'hétérogénéité de surface seront détaillés. La correction des effets de la végétation et de la rugosité à la polarisation verticale et horizontale sont indispensables pour l'estimation de l'humidité du sol. La considération de l'effet de l'hétérogénéité de surface dépend de la résolution spatiale considérée et du problème hydrologique à résoudre.

3.2.1 Effets de la végétation

La végétation absorbe, émet et diffuse le rayonnement. L'influence de la végétation dépend de sa densité et de son type. À des fréquences élevées, l'effet de diffusion par la végétation est important. Choudhury et al. (1990) ont proposé un modèle qui tient compte de l'état de la végétation et de sa composition pour décrire la température de brillance du couvert végétal. Dans ce cas, la structure de la tige, l'état de croissance de la feuille et le phénomène de diffusion dans toutes les directions sont pris en considération. Cependant, la végétation est généralement modélisée selon une méthode simplifiée en considérant le couvert végétal comme une couche homogène à la surface du sol. L'origine de la radiation se compose ainsi de deux couches distinctes, soient le sol et le couvert végétal, figure 3.2. Afin de

comptabiliser l'effet de diffusion dans la couche végétale pour des fréquences plus faibles que 12,5 GHz (bande X), la température de brillance s'écrit selon le modèle de transfert radiatif appelé modèle $\tau-w$ (équation 3.9):

$$T_{bp} = \varepsilon_p T_e \exp(-\tau) + (1-w) T_c [1 - \exp(-\tau)] [1 + r_p \exp(-\tau)] \quad (3.9)$$

où:

T_c est la température de la végétation

T_e est la température effective du sol.

ε_p et r_p sont respectivement l'émissivité et la réflectivité de la surface du sol, polarisation p

τ est l'opacité du couvert végétal

w est la diffusion singulière de l'albédo.

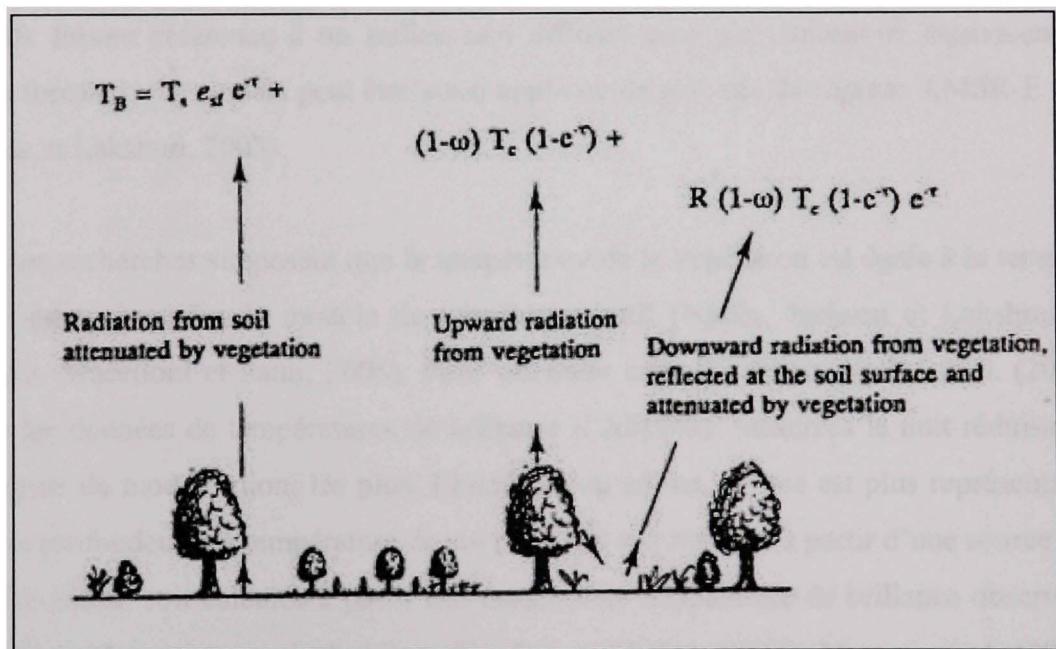


Figure 3.2 Représentation graphique des différentes sources à la température de brillance d'un sol couvert de végétation (Tiré de Van De Griend et Owe, 1993).

Source : cette figure est tiré de la publication de Van de griend, Owe, Determination of microwave vegetation optical depth and single scattering albedo from large scale soil moisture and Nimbus/SMMR satellite observations, parue dans la revue International Journal of Remote Sensing, vol.14, n°.10, p. 1875-1886.

Le paramètre w est toujours faible. Il comptabilise l'effet de diffusion dans la couche de végétation. Il est fonction de la géométrie de la plante. Pour des forêts, il dépend de l'orientation des branches (Ferrazzoli, Guerriero et Wigneron, 2002) et de la végétation basse (Ferrazzoli, Guerriero et Wigneron, 2002; Saleh et al., 2003). Selon Jackson et O'Neill (1990), w peut être supposé égal à 0. Toutefois, cette simplification doit être prise avec précaution si les longueurs d'onde sont petites (<5cm). Il prend des valeurs élevées variant entre 0,09 et 0,33 dans le cas des forêts (Saleh et al., 2003; Zhang, Sun et Zhang, 2003) et il est faible, entre 0 et 0,05, dans le cas des champs de culture (Van de Griend, Wigneron et Waldteufel, 2003). Il dépend aussi de la polarisation (Saleh et al., 2003) sauf dans le cas où les éléments diffuseurs sont distribués aléatoirement (Van de Griend et Owe, 1994).

Selon Ferrazzoli et al. (2002) et Saleh et al.(2003), ce modèle peut être utilisé dans le cas des zones forestières quand les paramètres de végétation sont considérés comme des paramètres effectifs faisant référence à un milieu non diffusif avec une émissivité équivalente à un milieu forestier. Ce modèle peut être aussi appliqué dans le cas du capteur AMSR-E (Njoku, Jackson et Lakshmi, 2003).

Plusieurs recherches supposent que la température de la végétation est égale à la température de sol pour simplifier le modèle de transfert radiatif (Njoku, Jackson et Lakshmi, 2003; Paloscia, Macelloni et Santi, 2006). Pour satisfaire cette condition, Njoku et al. (2003) ont utilisé les données de températures de brillance d'AMSR-E mesurées la nuit réduisant ainsi les erreurs de modélisation. De plus, l'humidité du sol en surface est plus représentative de celle en profondeur. La température de sol peut être soit obtenue à partir d'une source externe d'informations, soit calculée à partir des données de température de brillance observée à 37 GHz à la polarisation verticale (Owe, De Jeu et Walker, 2001). Magagi et al. (2000) ont montré que dans un milieu sahélien où l'humidité du sol est généralement faible cette supposition introduit des erreurs significatives dans la détermination de l'humidité du sol et ce notamment si la différence ($T_{sol} - T_{végétation}$) est supérieure à 3 °C et que la température de brillance à la polarisation verticale est seulement disponible. Il s'avère donc que le ratio T_{bh} / T_{bv} est plus approprié pour l'estimation des paramètres de sol et de végétation puisqu'il

réduit l'influence de l'écart entre les températures du sol et de la végétation (Bindlish et al., 2003; Magagi, Kerr et Meunier, 2000; Paloscia et al., 2001).

À des fréquences plus faibles que 12,5 GHz, le phénomène de diffusion dans l'interface air - végétation et par le volume de la végétation est faible et en conséquence, il peut être négligé (Njoku et Entekhabi, 1996). Dans ce cas, la température de brillance est calculée comme suit:

$$T_{bp} = \varepsilon_p T_e \exp(-\tau) + T_c [1 - \exp(-\tau)] [1 + r_p \exp(-\tau)] \quad (3.10)$$

L'opacité du couvert végétal τ représente le paramètre clé dans la considération de l'effet de la végétation. Elle caractérise l'atténuation de la radiation par la végétation. Elle est fonction des caractéristiques de la végétation et de ses propriétés diélectriques. Elle dépend de la densité de la végétation. Pour des forêts, elle augmente en fonction de la biomasse forestière ou de la densité des branches (Ferrazzoli, Guerriero et Wigneron, 2002). Pour des faibles valeurs de ce paramètre, la température de brillance observée correspond à la température de brillance du sol alors que pour des valeurs élevées correspondant à une dense végétation, la température de brillance observée se rapproche de la température de la végétation qui masque le sol. En supposant que la couche de végétation est uniforme et qu'elle absorbe le rayonnement sans le diffuser, τ peut être calculée comme suit (Njoku et Entekhabi, 1996):

$$\tau = \frac{AfW\varepsilon''_{sw}}{\cos \theta} \quad (3.11)$$

où:

A est un paramètre relié à la géométrie de la végétation

f est la fréquence

W est le contenu en eau de la végétation.

ε''_{sw} est la partie imaginaire de la constante diélectrique de l'eau dans la végétation

Une simplification de l'équation 3.11 pour estimer la valeur de τ en fonction du contenu en eau de la végétation W a été proposée (Jackson et Schmugge, 1991):

$$\tau = b \ W \quad (3.12)$$

où :

b est le paramètre de végétation

La valeur de τ dépend du type de la végétation, de son contenu en eau, de la polarisation, de l'angle d'incidence du capteur et de la longueur d'onde. L'atténuation du signal par la végétation augmente si la longueur d'onde diminue. A la bande C (6,9 GHz), τ prend des valeurs plus faibles que 1,3 alors qu'à la bande L ($f=1,4$ GHz), elle est égale à 0,4 dans le cas où le contenu en eau de la végétation est plus faible que 3 kg/m^2 . Le signal émis à la bande C au dessus de la végétation devient saturé dans le canal H à une valeur de l'opacité végétale τ égale à 1,5 en considérant un albédo w de 0,06. Cependant, la sensibilité devient faible à partir d'une valeur de 0,75 (Owe, De Jeu et Walker, 2001). La sensibilité de la bande C au changement de l'humidité du sol est presque nulle pour des contenus en eau de la végétation de l'ordre de $1,5 \text{ kg/m}^2$ (Njoku et Li, 1999).

La sensibilité de la température de brillance à l'humidité du sol est fonction de la teneur en eau de la végétation, de la rugosité, de l'humidité du sol et de la fréquence. Si on considère que la température du sol et la température de la végétation sont égales, les équations (3.10) et (3.12) permettent de montrer que la sensibilité de la température de brillance à l'humidité de sol diminue exponentiellement en fonction de la teneur en eau de la végétation (Jackson et Schmugge, 1991). En outre, l'émissivité du sol et par conséquent la température de brillance sont fonction de la teneur en eau du sol. La figure 3.3 montre que l'émissivité du sol diminue en fonction de l'humidité du sol et de la teneur en eau de la végétation.

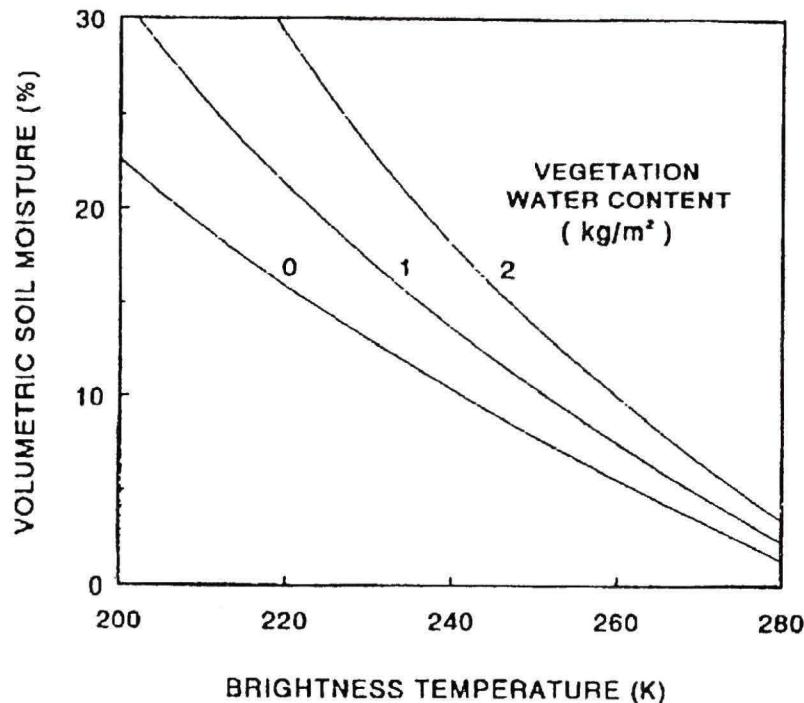


Figure 3.3 Relation entre la température de brillance et l'humidité du sol (bande L, polarisation horizontale, angle d'incidence 10°) (Tiré de Jackson, 1993).

Source: Cette figure est tirée de la publication de Jackson, Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing, parue dans la revue Hydrological Processes, vol. 7, n° 2, p. 139-152.

D'autre part, la sensibilité à l'humidité du sol dépend de la longueur d'onde utilisée. Elle est réduite pour des petites longueurs d'onde en raison de la plus faible profondeur de pénétration et du bruit causé par la présence de végétation et rugosité. Les longueurs d'onde élevées sont donc plus favorables pour une estimation de l'humidité du sol dans le cas de présence d'un couvert végétal. L'utilisation des faibles longueurs d'onde nécessite des informations supplémentaires sur la végétation pour une meilleure estimation de l'humidité du sol. D'une part, l'atténuation par la végétation augmente et en conséquence, la sensibilité de la température de brillance au contenu en eau de la végétation augmente. D'autre part, le

phénomène de diffusion devient prépondérant et la structure de la végétation devient plus importante pour la description du couvert végétal (Jackson, 1993).

3.2.2 Effets de la rugosité sur la réflectivité et l'émissivité

La rugosité de surface réduit la réflectivité et en conséquence augmente l'émissivité et la température de brillance. La rugosité diminue donc la sensibilité à l'humidité de sol. En plus, elle induit une diminution de la différence entre les températures de brillance de polarisations horizontale et verticale. La correction de l'effet de la rugosité de surface s'avère nécessaire pour une meilleure estimation de l'humidité du sol (Njoku et Entekhabi, 1996).

Dans le cas d'une surface rugueuse, l'effet de diffusion doit être pris en compte dans le calcul de la réflectivité. Wang et Choudhury (1981) ont proposé une formule semi empirique qui tient compte de deux paramètres de surface pour la définition de l'indice de réflectivité:

$$r_p = [Qr_{0q} + (1-Q)r_{0p}] \exp(-h) \quad (3.13)$$

où :

r_{0p} et r_{0q} sont les réflectivités à la surface si elle était lisse, respectivement aux polarisations (H, V), voir l'équation 3.4.

h et Q sont deux paramètres déterminés expérimentalement.

Les paramètres h et Q varient en fonction de la fréquence, de l'angle de visée et du type du sol. À une fréquence de 1,4 GHz et pour des conditions de rugosité de surface inconnues, une valeur 0 peut être assignée à Q et h peut prendre une valeur comprise entre 0 et 0,3 (Jackson, 1993). Cependant, selon Wigneron et al. (2001) le paramètre h dépend de l'humidité du sol. La distinction entre la rugosité et l'humidité de sol selon l'équation (3.13) doit donc être prise avec précaution.

Dans le cas d'un sol nu, l'émissivité est calculée selon l'équation suivante qui tient compte de l'effet de la rugosité (Schmugge, 1998):

$$\varepsilon_p = 1 - (1 - \varepsilon_{0p})e^{-h} \quad (3.14)$$

Avec : $\varepsilon_{0p} = 1 - r_{0p}$

h varie entre 0 pour une surface lisse et 0.6 pour une surface rugueuse (Choudhury et al., 1979).

Selon Wang et al. (1983), l'émissivité peut être reliée à l'humidité du sol m_v par une équation linéaire si la rugosité de surface reste constante dans le temps à l'intérieur de la période de mesures de la température de brillance (Wigneron et al., 1998):

$$\varepsilon = a_0 - a_1 \cdot m_v \quad (3.15)$$

3.2.3 Hétérogénéité

La température de brillance d'une surface hétérogène est la résultante des températures de brillance T_{bj} de chaque composante contenue dans le champ de visée du capteur (Njoku et Li, 1999):

$$T_b = \sum_{j=1}^N f_j T_{bj} \quad (3.16)$$

où: f_j fraction de couverture des N types de surface dans le champ de visée

Selon Van de Griend et al. (2003), l'utilisation du modèle $\tau\text{-}w$ pour l'estimation de l'humidité du sol dans une zone hétérogène conduit à une sous-estimation de l'humidité du sol (ou à une surestimation de l'émissivité). Afin de compenser cet effet, la température de surface et l'opacité du couvert végétal sont sous-estimées. Guha et Lakshmi (2002) ont subdivisé la

surface du sol en une fraction complètement ombrée, M, et une fraction nue, (1-M). La fraction couverte par la végétation M est reliée à l'indice foliaire LAI par :

$$M = 1 - \exp(-\mu LAI) \quad (3.17)$$

où :

μ est un coefficient d'extinction. Il est égal à 0,35 dans le cas des gazons, 0,40 dans le cas des champs de cultures et 0,7 pour plusieurs arbres (Guha et Lakshmi, 2004).

La température de brillance de la surface en question est donc calculée selon la méthode d'approche mosaïque suivante :

$$T_b = M T_b (\text{sol avec végétation}) + (1 - M) T_b (\text{sol nu}) \quad (3.18)$$

Il importe de préciser que le modèle de transfert radiatif $\tau-w$ (équation 3.9) n'est pas linéaire. En effet, le calcul de la température de brillance à partir d'une moyenne spatiale de différentes données d'entrée au modèle ne donne pas le même résultat que si on fait la moyenne spatiale des températures de brillance calculées à partir de ces mêmes données. De plus, la variabilité spatiale de l'humidité du sol et de la différence de polarisation diminuent si la résolution spatiale diminue (Guha et Lakshmi, 2002).

3.3 Méthodes de détermination de l'humidité du sol avec des capteurs à angle d'incidence fixe

Les méthodes de détermination de l'humidité du sol sont généralement regroupées en deux approches en fonction des caractéristiques du capteur, soient l'approche de la mono-polarisation et mono-fréquence et l'approche de la multi-polarisation et multi-fréquence. La première exploite la sensibilité d'une seule fréquence à l'humidité du sol. La deuxième approche dégage une estimation de l'humidité du sol en se basant sur la redondance

d'informations générées par la disponibilité de mesures à différentes fréquences et polarisations sur la même portion du terrain.

3.3.1 Méthode mono-fréquence et mono-polarisation

L'utilisation d'une seule fréquence et une seule polarisation pour la détermination de l'humidité du sol nécessite des sources supplémentaires d'information pour établir les corrections sur la végétation, la rugosité, la température et la texture du sol.

Selon cette approche, il est question de faire des corrections séquentielles de tous ces effets. Le type de végétation peut être déterminé par une étude des données sur la couverture du sol. L'opacité du couvert végétal τ peut être estimée à partir d'indices de végétation par des mesures indépendantes à l'aide d'un capteur opérant dans la bande visible et/ou l'infrarouge. La température de surface est obtenue soit par des mesures en infrarouge thermique ou par une extrapolation des mesures de la température de l'air à la surface (Njoku et Entekhabi, 1996).

Cette approche a été utilisée avec succès pour la détermination de l'humidité du sol à partir des mesures en micro-ondes en bande L. Un algorithme type pour la détermination de l'humidité du sol en bande L a été proposé par Jackson (1993).

3.3.2 Méthode multi-fréquences et multi-polarisations

Les capteurs qui fonctionnent ou ont fonctionné avec des canaux de différentes fréquences et polarisations sont le SMMR ('Scanning Multichannel Microwave Radiometer'), qui n'est plus en orbite, le SSM/I ('Special Sensor Microwave/Imager') et le AMSR-E qui sont toujours opérationnels. Ils fournissent des données indépendantes qui ont des sensibilités différentes aux paramètres de surface. Ces capteurs opèrent aussi avec un seul angle d'incidence. Ainsi, les corrections angulaires ne sont pas nécessaires (Njoku et Entekhabi, 1996).

Les méthodes de détermination de l'humidité du sol peuvent être regroupées dans deux catégories principales, à savoir : 1- Les méthodes statistiques, 2- L'inversion des modèles de transfert radiatif. Toutefois, une synthèse plus exhaustive concernera les études qui ont exploité les modèles de transfert radiatifs, privilégiées dans cette étude.

Selon l'approche statistique, des relations empiriques entre les paramètres de surface et les températures de brillance mesurées par le capteur sont utilisées pour déterminer ces paramètres de surface (Bolten, Lakshmi et Njoku, 2003; Narayan, Lakshmi et Njoku, 2004; Paloscia et al., 2001).

Par ailleurs, l'inversion du modèle radiatif consiste à déterminer les variables d'état qui minimisent les erreurs résiduelles entre les températures de brillance mesurées et simulées (Wigneron et al., 2003). L'utilisation de cette méthode nécessite donc en premier lieu le choix du modèle radiatif convenable à la bande de fréquence utilisée et en deuxième lieu, le choix de la méthode d'inversion pour minimiser les erreurs résiduelles. À des basses fréquences, entre 1 et 10 GHz, le modèle de transfert radiatif utilisé est le modèle $\tau\text{-}w$ (Njoku, Jackson et Lakshmi, 2003). Les modèles théoriques sont les plus complexes. Ils tiennent compte de l'effet de diffusion dans toutes les directions qui devient plus important dans le cas des hautes fréquences. Selon cette approche, la végétation est modélisée soit comme une couche uniforme, soit comme une couche discrète qui se compose de plusieurs éléments diffuseurs caractérisés par leurs tailles, formes, densités et orientations (tiges, feuilles,...). Ces derniers modèles nécessitent donc de nombreux paramètres d'entrée et il est difficile de les utiliser pour déterminer les paramètres de surface (Wigneron et al., 2003). Le modèle proposé par Choudhury et al. (1990) fait par exemple partie de ce type de modèle. Il tient compte de l'état de la végétation et de sa composition pour décrire la température de brillance du couvert végétal.

3.3.3 État de l'art sur l'estimation de l'humidité du sol en micro-ondes passives

Dans cette étude, le capteur AMSR-E a été sélectionné pour l'estimation de l'humidité du sol. Dans ce qui suit, un intérêt plus particulier est réservé aux approches employées dans la littérature pour la détermination de l'humidité du sol à partir des données de température de brillance à la bande C.

En combinant les équations 3.6, 3.9 et 3.14, deux types d'inconnues ressortent soient, les paramètres de végétation τ et ω et les paramètres de sol h et l'humidité du sol m_v . Afin de solutionner ce système d'équations non linéaire et réduire le nombre d'inconnues dans l'équation du modèle de transfert radiatif, différentes hypothèses ont été considérées par les chercheurs, soient: le paramètre de rugosité h est égal à 0 (Owe, De Jeu et Walker, 2001); l'albédo est égal à 0 ou à une valeur tirée de la littérature (De Jeu et Owe, 2002; Owe, De Jeu et Walker, 2001); la température de la végétation est égale à la température du sol (Njoku, Jackson et Lakshmi, 2003; Paloscia, Macelloni et Santi, 2006).

Le sol et la végétation donnent des signatures différentes selon la polarisation. Dans le cas des sols nus, l'émission est fortement polarisée avec des valeurs plus élevées à la polarisation verticale. Ceci est observé pour des angles d'incidence supérieurs à 30° . Cependant, l'émission à partir d'une couverture végétale dense ne présente pratiquement pas de différence entre les polarisations ($T_{bH} = T_{bV}$). Ainsi, l'émission est de plus en plus dépolarisée suite à l'augmentation de l'effet de la végétation (Wigneron et al., 1998). Njoku et Li (1999) ont observé une sensibilité plus élevée à l'humidité du sol et à la végétation à la polarisation horizontale qu'à la verticale et ce pour un angle d'incidence de $50,3^\circ$. Les indices les plus utilisés pour caractériser le développement de la végétation sont la différence de polarisation (PD) et l'indice de différence de la polarisation en micro-ondes (MPDI) :

$$PD = T_{bV} - T_{bH} \quad (3.19)$$

$$MDPI = (T_{bV} - T_{bH}) / 0,5 * (T_{bV} + T_{bH}) \quad (3.20)$$

Ces indices baissent en fonction de la fraction du couvert végétal et de la croissance de la biomasse végétale. La sensibilité de la différence de polarisation (PD) à l'humidité de sol à une température de surface constante est fonction de la végétation (LAI et W) et de la rugosité (h et Q). Guha et al. (2002) ont montré qu'à la bande C, si la rugosité augmente la différence de polarisation diminue ainsi que sa sensibilité à l'humidité du sol. De même, la sensibilité de cet indice à l'humidité du sol diminue lorsque le contenu en eau de la végétation augmente. Toutefois, le modèle de transfert radiatif est plus sensible à la végétation pour des contenus en eau de la végétation plus faibles que $1,0 \text{ kg/m}^2$.

L'indice de différence de la polarisation en micro-ondes (MPDI) est moins sensible à la variation de la température de surface que la différence de polarisation (PD) (Wigneron et al., 2003). En plus, il ne dépend pas de la température de l'air et du volume d'eau précipitable (Lakshmi, Wood et Choudhury, 1997).

D'autre part, les mesures en multifréquences et en multi-polarisations permettent de distinguer entre la contribution du sol et celle de la végétation. À des basses fréquences (1,4 GHz), la contribution du sol à l'émissivité est prépondérante pour une couverture végétale faible. L'effet de diffusion de l'onde par la végétation augmente si la longueur d'onde diminue, ce qui revient à dire que l'atténuation du signal émis par le sol augmente. À une fréquence de 5 GHz, la contribution du sol et celle de la végétation sont similaires alors qu'à 10 GHz, l'effet de la végétation domine. Il faut toutefois noter que lorsque l'atténuation de l'émission du sol augmente, l'émission de la végétation augmente. Cette atténuation augmente aussi en fonction de l'angle d'incidence (Wigneron et al., 1998).

La redondance des données avec les systèmes en multifréquences et en multi-polarisations permet de déterminer plusieurs paramètres en même temps que l'humidité du sol, soient par exemple, la température du sol et les paramètres de la végétation (Wigneron et al., 2003). Pour ce faire, le nombre d'équations à résoudre doit être supérieur au nombre d'inconnues à déterminer (Bindlish et al., 2003; Guha et Lakshmi, 2004; Njoku, Jackson et Lakshmi, 2003). Bindlish et al. (2003) ont utilisé la température de brillance à la polarisation horizontale et

verticale et le ratio entre les deux pour déterminer simultanément l'humidité du sol, la température de surface et les caractéristiques de la végétation. La détermination de l'humidité du sol simultanément avec le contenu en eau de la végétation a été envisagée par plusieurs auteurs (Chanzy et al., 1997; Teng, Wang et Doraiswamy, 1993; Wigneron et al., 1995). Ces auteurs ont utilisé des températures de brillance mesurées en différentes fréquences, polarisations et angles d'incidence. Wigneron et al. (1995) ont montré qu'il est possible d'estimer simultanément les caractéristiques du sol et de la végétation en utilisant des données à 1,4 GHz avec différents angles d'incidence ou des données aux deux fréquences 1,4 et 5 GHz. Chanzy et al. (1997) ont pu déterminer le contenu en eau de la végétation en se servant d'indices et en utilisant des données à la bande C avec différents polarisations et angles d'incidence d'une région semi-aride. Teng et al. (1993) ont utilisé les différences de polarisation afin d'estimer l'effet de la végétation et de trouver une correspondance entre la température de brillance et l'humidité du sol (Wigneron et al., 1998).

Paloscia et al. (2001) ont établi des régressions linéaires entre l'humidité du sol et l'indice de différence de la polarisation (MPDI) pour différentes valeurs de LAI à la bande C. Afin de corriger l'effet de la végétation, les paramètres de ces équations de régression ont été reliés aux valeurs de MPDI à la bande X. Magagi et al. (2000) ont utilisé les températures de brillance à la bande L et à la bande C pour déterminer l'humidité du sol et les paramètres de végétation τ et w . La méthode se base sur le calcul d'un paramètre à la fois. Une fois l'humidité de sol déterminée à la bande L, l'humidité du sol à la bande C est calculée avec la relation linéaire ou polynomiale établie entre l'humidité du sol à la bande C et celle à la bande L. Les paramètres de végétation sont ensuite calculés à partir de l'inversion du modèle de transfert radiatif à la bande C. Ces paramètres servent pour corriger l'effet de la végétation à la bande L.

Owe et al. (2001) ont établi des relations logarithmiques entre le MPDI à 6.6 GHz et l'opacité du couvert végétal en fonction de la constante diélectrique du sol. Les équations ainsi trouvées ont été utilisées avec le modèle de transfert radiatif pour déterminer l'humidité du sol. Cette méthode ne nécessite pas des données *in situ* pour la calibration du modèle

radiatif. La température de sol est déterminée à partir des données à la fréquence 37 Ghz. En plus, ils ont noté que dans le cas d'absence des mesures de l'humidité du sol, la validation des résultats peut se faire par une comparaison avec la variabilité de la précipitation.

La détermination de la température de surface simultanément avec l'humidité du sol est restreinte aux sols qui ont une couverture végétale dense et en particulier les forêts où l'émissivité demeure quasiment constante dans le temps. La détermination de la température du sol avec des données satellitaires nécessite l'estimation préalable de l'eau libre à l'intérieur de chaque empreinte au sol (Wigneron et al., 1998). Lakshmi et al. (2003) ont établi des régressions linaires entre la température de surface et l'humidité du sol de la couche du sol entre 0 – 2,5 cm et 2,5-5,0 cm.

Njoku et al. (2003) ont utilisé les données AMSR-E de températures de brillance mesurées aux fréquences 6.9, 10.6 et 18 GHz en polarisations horizontale et verticale afin de déterminer simultanément l'humidité du sol, sa température et le contenu en eau de la végétation moyennant plusieurs hypothèses. En effet, afin de réduire le nombre d'inconnues dans l'équation du modèle de transfert radiatif, ils ont supposé que les paramètres de rugosité (h et Q), l'albédo (w) et le coefficient de l'opacité de la végétation (b) sont constants dans l'espace et dans le temps. Ces paramètres sont estimés à partir des données satellitaires SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) dans des zones désertiques et forestières. La température du sol est supposée aussi égale à la température de la végétation. Au terme de leur travail, ils ont toutefois noté la nécessité de considérer la variabilité temporelle des paramètres de végétation (b, τ) et de la rugosité (h, Q) dans le modèle de transfert radiatif.

Cette étape de l'étude répond au besoin exprimé par Njoku et al. (2003). Elle vise l'analyse de la variabilité spatiotemporelle des paramètres de végétation (τ, w) et de la rugosité (h). L'ajustement dynamique de ces paramètres s'avère essentiel pour une meilleure estimation de la variation spatiale et temporelle de l'humidité du sol dans le bassin du Mackenzie. Les

données de température du sol, température de la végétation et des propriétés du sol sont obtenues à partir des différentes sources d'information.

3.4 Méthodologie préconisée

Dans cette étude, les données *in situ* d'humidité du sol ne sont pas disponibles. La méthodologie préconisée fait appel à d'autres sources d'information pour caractériser la végétation et la rugosité. L'estimation de l'humidité du sol proposée ici est basée sur une méthode itérative. Elle consiste à minimiser l'écart entre la température de brillance simulée et celle observée par AMSR-E, avec la méthode des moindres carrés itératifs, en ajustant les paramètres du modèle radiatif considéré. Pour ce faire, il est question de minimiser pour chaque jour où des images AMSR-E sont disponibles le paramètre F suivant :

$$F = (T_{bh}(\text{mesurée}) - T_{bh}(\text{simulée}))^2 + (T_{bv}(\text{mesurée}) - T_{bv}(\text{simulée}))^2 \quad (3.21)$$

3.4.1 Hypothèses

L'utilisation des données AMSR-E de températures de brillance à la bande C pour la détermination de l'humidité du sol à l'aide du modèle de transfert radiatif $\tau-\omega$ se base en premier lieu sur l'applicabilité de ce modèle dans le cas des zones d'étude sélectionnées. Les effets de la rugosité et de la végétation peuvent être simplement modélisés. L'application de ce modèle suppose que le couvert végétal est uniforme pour chacune des zones et que le phénomène de diffusion est négligeable. La végétation peut être donc modélisée avec deux paramètres, l'opacité du couvert végétal et l'albédo.

En deuxième lieu, les paramètres de rugosité et de la végétation représentent les valeurs moyennes à l'intérieur de l'empreinte du capteur AMSR-E de 75 km x 43 km à la bande C. L'hétérogénéité à l'échelle du pixel de AMSR-E à la bande C est ainsi négligée.

En troisième lieu, on suppose que les paramètres de végétation et de rugosité varient en fonction du temps et de l'espace. La variabilité spatiale découle du fait que les zones d'études

sont hétérogènes. La végétation et le type de sol y sont différents. La variabilité temporelle est suggérée par l'évolution des conditions à la surface et la dynamique de croissance de la végétation au cours de l'été.

En dernier lieu, nous supposons que la dynamique de croissance de la végétation et la variabilité temporelle de la rugosité suit la même tendance d'une année à l'autre dans une même zone d'étude compte tenu du fait que la température de brillance suit la même tendance d'une année à l'autre (figure 2.7).

3.4.2 Étape de calibration

En l'absence de données de terrain de la rugosité et de la végétation, il est nécessaire d'utiliser des données auxiliaires pour les estimer. En effet, afin de déterminer ces paramètres, on fera appel aux données météorologiques NARR soient la précipitation, la température de l'air à 2 m et à la température du sol à 10 cm. La calibration du modèle de transfert radiatif est réalisée pour les zones du PAD et de Scotty Creek.

Dans le cas du capteur AMSR-E, le modèle de transfert radiatif $\tau\text{-}w$ (équation 3.9) peut être appliqué (Njoku, Jackson et Lakshmi, 2003). Pendant la nuit, les profils verticaux de l'humidité du sol et de la température sont plus uniformes. Dans ce cas, la température du sol diffère peu de la température de la végétation. En plus, l'humidité du sol est plus représentative de celle qui correspond aux couches profondes. C'est pourquoi, Njoku et al. (2003) considèrent que les images captées par l'AMSR-E la nuit produisent moins d'incertitude dans la modélisation de l'humidité du sol que celles captées le jour. Dans notre cas, nous considérons les données de température de brillance observée par le capteur en orbite ascendante. Ces données sont observées sur le Mackenzie à environ 19h:00, moment où l'influence solaire est encore présente surtout dans le couvert végétal. Afin de simplifier l'équation de transfert radiatif, nous considérons que la température de la végétation est équivalente à la température de l'air à 2 m et la température de sol à la surface est égale à la

température de sol à 10 cm de la surface. Cette hypothèse peut donc biaiser les résultats d'estimation des paramètres de végétation, de la rugosité et donc de l'humidité du sol.

Suite à la considération des données externes, le problème d'optimisation est équivalent à la détermination de quatre variables soient h , τ , ω et m_v en utilisant deux équations de températures de brillances mesurées respectivement à la polarisation horizontale et à la polarisation verticale. Les données de température de brillance observées à la fréquence 6,9 GHz (bande C) pour les étés 2002, 2003 et 2004 seront utilisées. Le problème est ainsi sous déterminé. Pour le solutionner, une méthode séquentielle basée sur la sensibilité du signal au paramètre de sol et de végétation est considérée pour calibrer le modèle.

Le paramètre de rugosité est déterminé dans les conditions sèches à faible humidité du sol. Dans ces conditions, le signal est plus sensible à l'émissivité du sol (Jackson et Schmugge, 1991; Jackson et Schmugge, 1989). On néglige dans ce cas la contribution de la végétation au signal. L'influence de la végétation est plus élevée pour des contenus en eau élevés (Ulaby, Moore et Fung, 1986). Le modèle de transfert radiatif $\tau\omega$ peut être ainsi réduit à la seule contribution du sol, soit :

$$T_{bp} = (1 - r_{0p} e^{-h}) T_e \quad (3.22)$$

Cette simplification peut cependant engendrer des erreurs d'estimation de l'humidité du sol puisque la valeur du paramètre h correspondant à la rugosité de surface à déterminer sera surestimée. Afin de trouver ce paramètre avec cette équation, on sélectionne les jours sans précipitation pour chaque année d'étude. Durant ces jours, on considère des valeurs faibles de la norme de la constante diélectrique (e_r) qui correspondent à une humidité du sol égale à la valeur du point de flétrissement. La valeur du paramètre h retenu est celui qui réduit l'écart entre la température de brillance simulée et celle observée par AMSR-E à la polarisation horizontale et à la polarisation verticale.

Les paramètres de végétation sont déterminés dans des conditions très humides. Dans cette étape, on considère la contribution de la végétation et de la rugosité à la température de brillance. On considère donc le modèle de transfert radiatif $\tau\omega$ (équation 3.9). Les valeurs du paramètre de rugosité déterminées en premier lieu sont insérées dans le modèle et les paramètres de végétation sont optimisés. Selon Njoku et al. (2003), l'opacité du couvert végétal dépend peu de la polarisation à l'échelle de l'empreinte du capteur AMSR-E. En supposant que l'opacité du couvert végétal et l'albédo sont indépendants de la polarisation, ces deux paramètres sont déterminés simultanément. Afin de solutionner le système d'optimisation, on considère les données de température de brillance à la polarisation verticale et à la polarisation horizontale mesurées au cours de deux jours de pluie dans une même semaine. Au cours d'une semaine, la croissance de la végétation est faible. Les paramètres de végétation y sont donc supposées constants. Pour s'assurer de l'indépendance des données, les deux jours pluvieux sélectionnés sont non successives. Les valeurs des paramètres de végétation retenues sont celles qui minimisent l'écart entre la température de brillance simulée et celle observée par AMSR-E, avec la méthode des moindres carrés itératives (équation 3.21), pour les deux jours considérées. La figure 3.4 résume les étapes de calibration du modèle de transfert radiatif préconisées. Les mêmes étapes sont considérées pour la zone du PAD et celle de Scotty Creek.

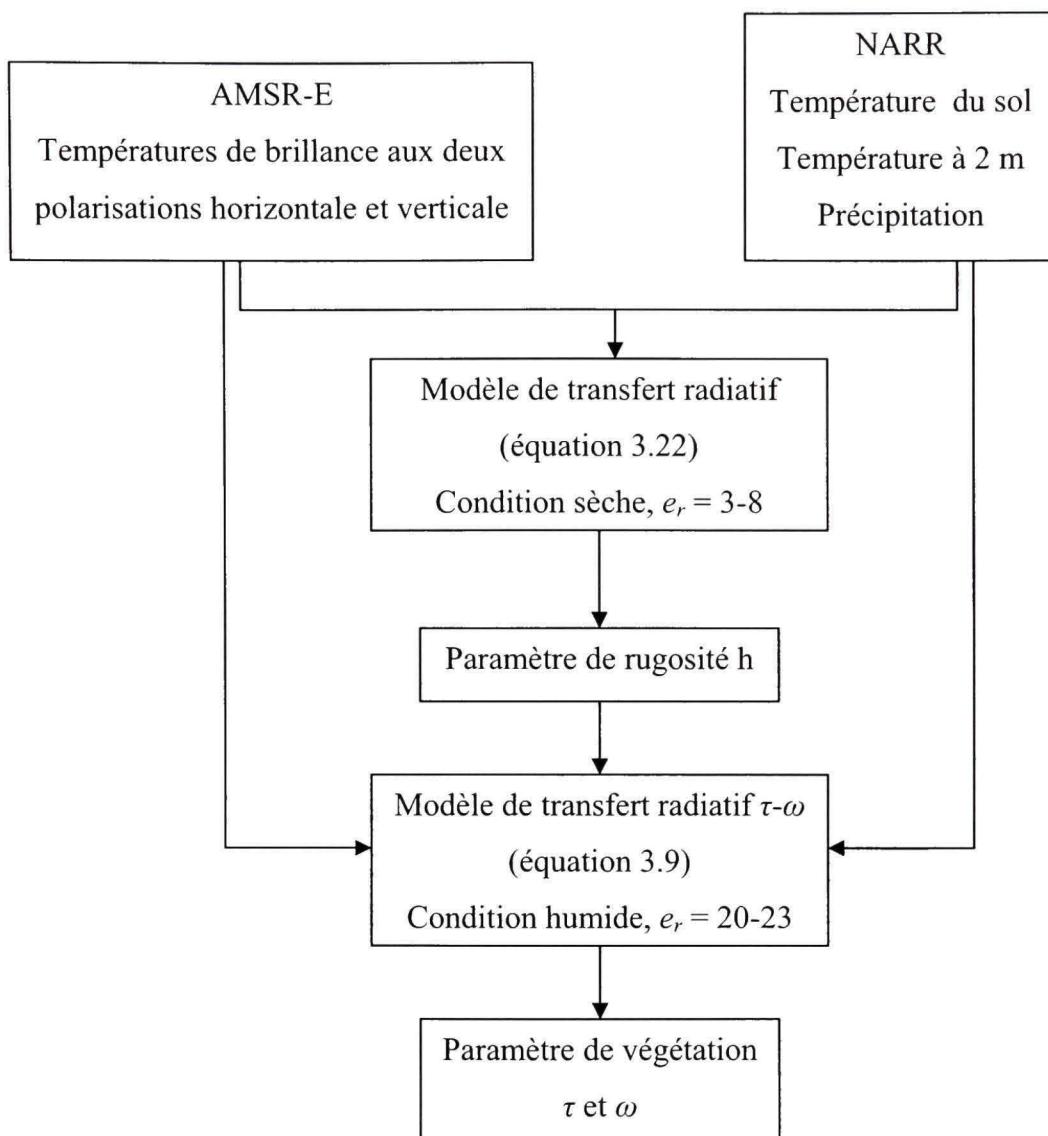


Figure 3.4 Étapes de détermination du paramètre de rugosité et des paramètres de végétation dans les zones de PAD et Scotty Creek.

3.4.3 Étape de détermination de l'humidité du sol

Les données de températures de brillance observées à la fréquence 6,9 GHz à la polarisation horizontale et à la polarisation verticale sont utilisées pour estimer l'humidité du sol pour les étés 2002, 2003 et 2004 pour les trois zones d'étude. Pour la détermination de la variation spatiotemporelle de l'humidité du sol, les valeurs estimées des paramètres de surface, soient la rugosité, l'opacité du couvert végétal et la diffusion singulière de l'albédo, à l'étape de la calibration alimentent le modèle de transfert radiatif $\tau-\omega$ (équation 3.9). Mais, les jours qui ont servi à la calibration du modèle ne sont pas considérés.

La constante diélectrique est la seule inconnue du modèle de transfert radiatif. L'estimation de sa valeur se base sur une méthode itérative qui minimise l'écart entre la température de brillance observée par le capteur et celle simulée (équation 3.21). La propriété diélectrique du sol est modélisée selon la méthode de Dobson et al. (1985). C'est un modèle semi empirique qui relie la constante diélectrique du sol à l'humidité du sol et à la composition du sol en termes de pourcentage d'argile et de sable dépendamment de la fréquence (équations 3.6 et 3.7). La figure 3.5 résume les étapes de détermination de l'humidité du sol suivies pour les trois zones d'étude.

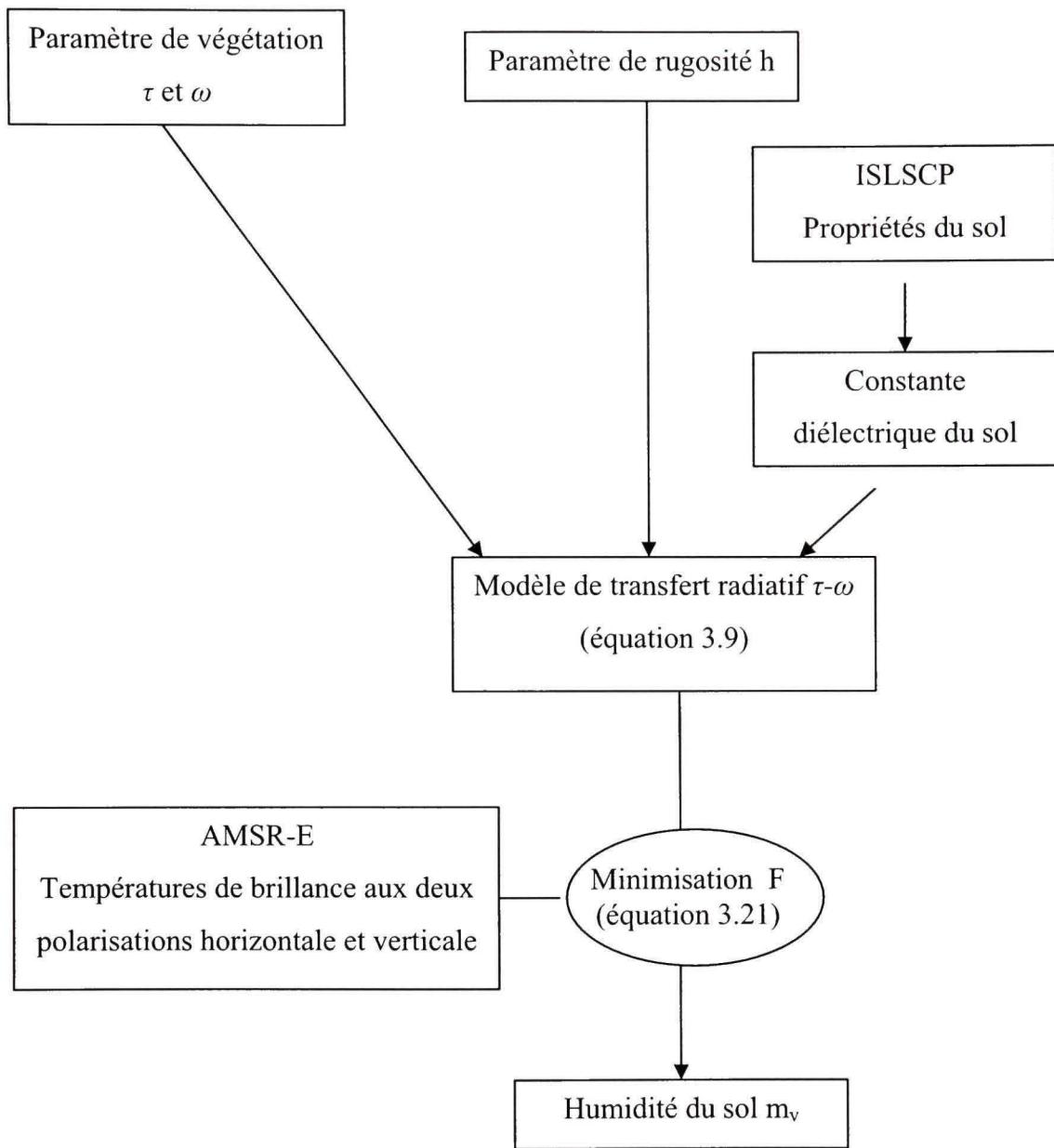


Figure 3.5 Étapes de détermination de l'humidité du sol suivies pour les zones du PAD, Scotty Creek et La Loche.

3.4.4 Étape de validation

La calibration du modèle de transfert radiatif est réalisée tout d'abord pour le PAD. Ensuite, la même procédure de calibration est suivie pour la zone du Scotty Creek. Cette étape permet de tester la procédure de calibration sur des zones avec une couverture végétale différente et d'étudier la variation spatiale des paramètres de végétation et de rugosité.

La validation des valeurs de l'humidité du sol issues de l'inversion du modèle radiatif à la bande C est réalisée en premier lieu par une comparaison avec la variabilité de la précipitation comme il a été recommandé par Owe et al. (2001) dans le cas d'absence de mesures *in situ*. Elles sont ensuite comparées aux données NARR d'humidité du sol et aux données AMSR-E d'humidité du sol.

Afin de tester l'applicabilité des paramètres géophysiques estimés dans des zones de même couverture végétale, les valeurs des paramètres géophysiques simulées à l'étape de calibration pour le PAD sont utilisées pour déterminer l'humidité du sol dans la zone de la Loche sachant que ces deux zones ont le même type de végétation et sensiblement le même type de signature spectrale car elles présentent une variation similaire du LAI.

3.5 Résultats et discussion

3.5.1 Étape de calibration

Les résultats de l'étape de calibration sont analysés pour le PAD et la zone de Scotty Creek. Cette analyse permet d'étudier la variation spatiale des paramètres géophysiques simulés. La variation temporelle de ces paramètres est obtenue par l'analyse de ses différentes tendances au cours des étés 2002, 2003 et 2004.

3.5.1.1 Paramètre de rugosité

Les valeurs du paramètre de rugosité estimées durant les trois étés sont présentées dans les figures 3.6 et 3.7 pour le PAD et la zone de Scotty Creek respectivement. Ces valeurs sont obtenues au cours des jours secs. Le nombre des points simulés pour chaque année dépend des événements pluvieux pour cette année et de la disponibilité des données AMSR-E de température de brillance. D'après ces deux figures, il ressort que le paramètre de rugosité h suit la même tendance d'une année à l'autre. En effet, pour une même journée de simulation de deux années différentes (jours 172 et 282 pour le PAD), les valeurs simulées de h sont similaires.

En supposant que la variation temporelle de ce paramètre suit la même tendance d'une année à l'autre pour une même zone d'étude, les valeurs simulées correspondantes peuvent être combinées pour pouvoir dégager la tendance générale comme le montre la figure 3.8 pour le PAD et la zone de Scotty Creek. Durant les trois étés, le paramètre de rugosité est presque constant avec une valeur moyenne de 0,9 pour les deux zones d'étude et des écarts type respectives de 0,09 et 0,14. Cette valeur de rugosité correspond à une zone rugueuse tel que démontré par Choudhury et al. (1979). Dans la littérature, des valeurs du paramètre de rugosité ne sont pas disponibles pour des zones forestières. Cependant, des valeurs de rugosité de 1 cm et 2 cm en termes de hauteur RMS (root mean square) qui correspondent à des zones rugueuses ont été considérées par plusieurs auteurs (Ferrazzoli, Guerriero et Wigneron, 2002; Lang, Utku et de Matthaéis, 2001; Saleh et al., 2003).

Dans ce qui suit, une valeur de paramètre de rugosité de 0,9 alimente le modèle de transfert radiatif pour la calibration des paramètres de végétation et pour la simulation de l'humidité du sol pour les zones d'étude.

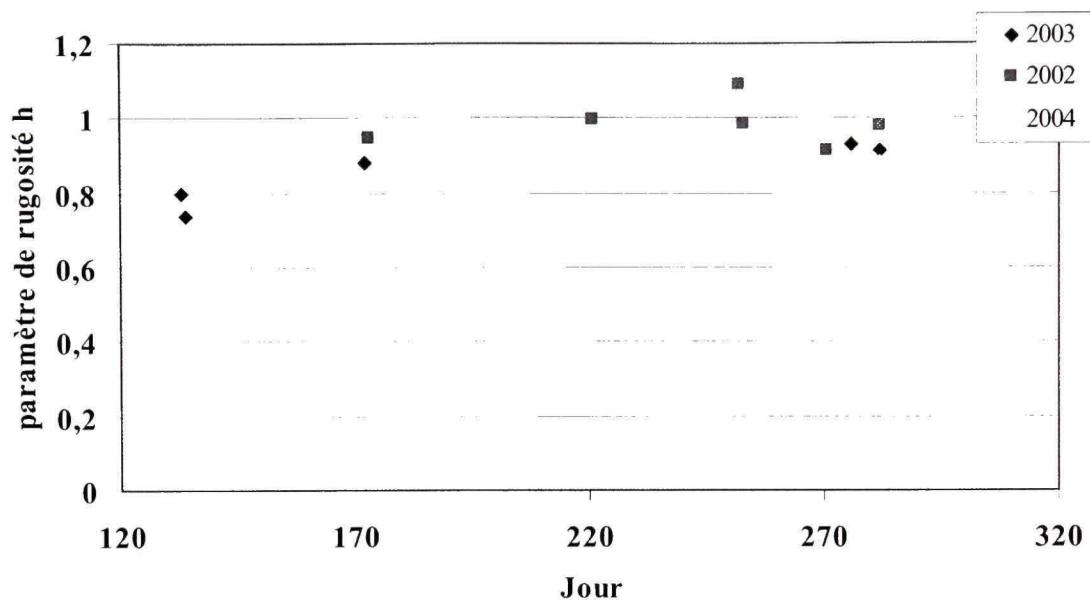


Figure 3.6 Variation du paramètre de rugosité estimé pour le PAD durant les années 2002, 2003 et 2004.

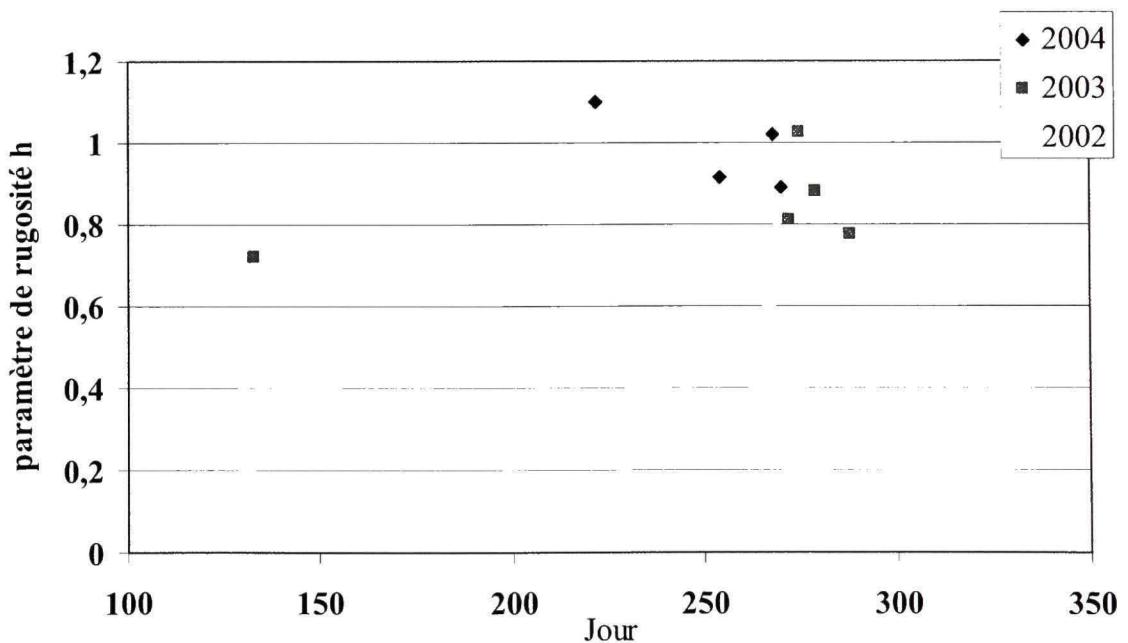


Figure 3.7 Variation du paramètre de rugosité estimé pour la zone de Scotty Creek durant les années 2002, 2003 et 2004.

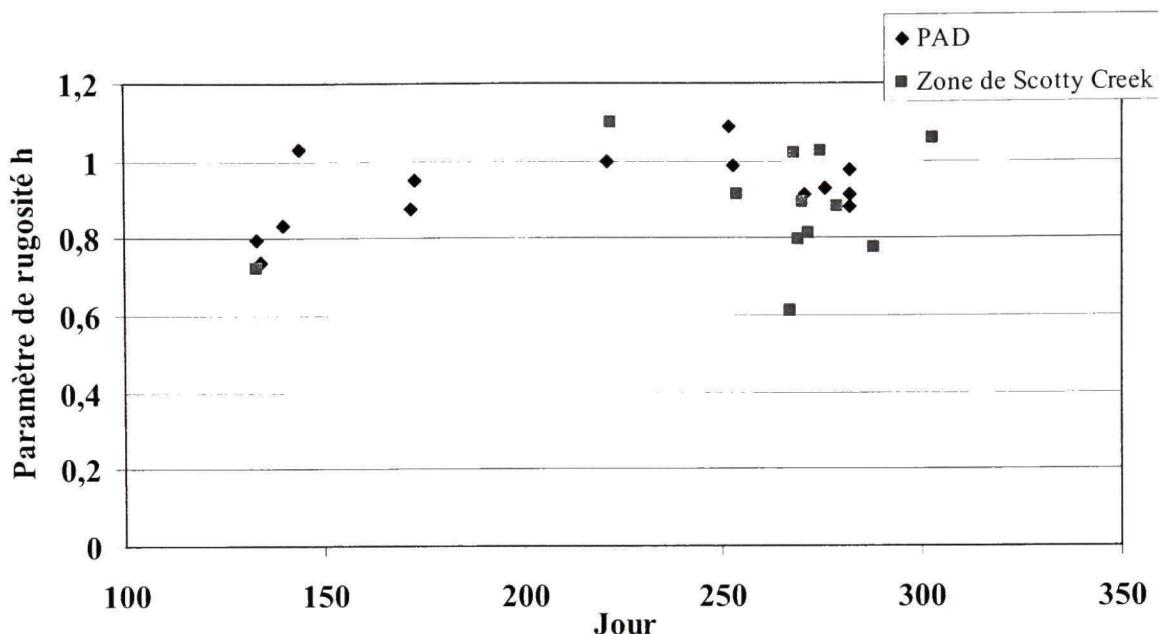


Figure 3.8 Variation du paramètre de rugosité estimée h .

3.5.1.2 L'opacité du couvert végétal

L'opacité du couvert végétal estimé présente une variation spatiale et temporelle. Les figures 3.9 et 3.10 montrent les valeurs estimées pour le PAD et la zone de Scotty Creek respectivement. Au cours d'une même année, l'opacité du couvert végétal est quasiment constante avec des faibles variations d'une année à l'autre. Cette variabilité est plus prononcée pour le PAD. Elle peut être reliée au cycle de croissance interannuel de la biomasse végétale. L'opacité du couvert végétal simulé dépend aussi du type de végétation. Les deux sites d'étude ont des couvertures végétales différentes. Les valeurs simulées pour la zone de Scotty Creek sont plus élevées que celles déterminées pour le PAD. La végétation est donc plus dense à Scotty Creek.

La figure 3.11 montre que l'opacité du couvert végétal est fonction de l'indice de polarisation pour chacun des sites de calibration. Rappelons que l'indice de polarisation dépend de la densité de la végétation (Njoku, Jackson et Lakshmi, 2003) et qu'il diminue lorsque la biomasse végétale ou la fraction couverte par la végétation augmente (Wigneron et al., 2003).

Malgré qu'à la bande C, l'indice de polarisation dépend de la végétation, de la rugosité et de l'humidité du sol, la valeur élevée de l'angle d'incidence d'AMSR-E de 54,8° réduit sa sensibilité à l'humidité du sol. De plus, durant la période estivale, il a été démontré plus haut que le paramètre de rugosité est constant pour le PAD et la zone de Scotty Creek. L'indice de polarisation est ainsi fonction seulement de la végétation.

Selon la figure 3.11, la relation entre l'indice de polarisation et l'opacité du couvert végétal est logarithmique. Owe et al. (2001) ont montré aussi que la relation entre l'opacité du couvert végétal et l'indice de polarisation (IP) variant entre 0 et 0,3 suit un modèle logarithmique qui dépend de l'humidité du sol. Pour les deux zones d'études, l'indice de polarisation est entre 0,012 et 0,04 pour la plupart du temps sauf au début de l'été ou il dépasse ces valeurs. Pour ce même intervalle de valeurs de IP et pour des valeurs de constantes diélectriques variant entre 11 et 25 , les logarithmes décrites par Owe et al. (2001) varient peu en fonction de l'humidité du sol et peuvent être représentés par un seul logarithme. Pour les zones d'étude, une seule courbe logarithmique décrit la relation entre l'opacité du couvert végétal et l'indice de polarisation indépendamment de l'humidité du sol :

$$\tau = -0,5693 \ln (IP * 1000) + 2,5045 \quad (3.23a)$$

$$IP = (T_{bv} - T_{bh}) / (T_{bv} + T_{bh}) \quad (3.23b)$$

À l'étape de détermination de l'humidité du sol, la relation logarithmique entre l'opacité du couvert végétal estimé et l'indice de polarisation est utilisée pour décrire la variation temporelle de l'opacité du couvert végétal.

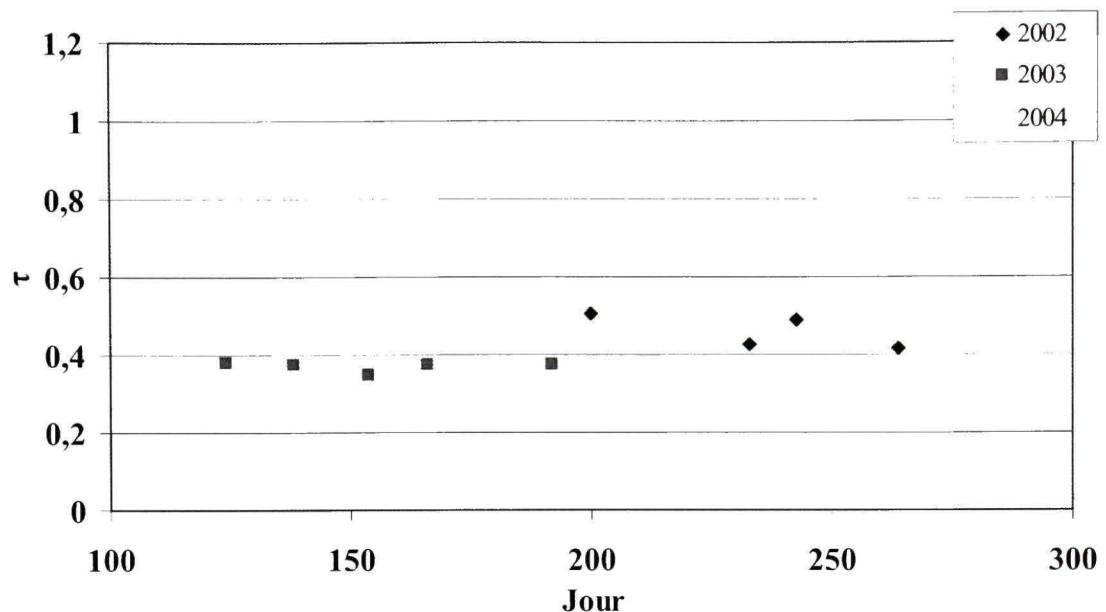


Figure 3.9 Variation temporelle de l'opacité du couvert végétal estimé pour le PAD.

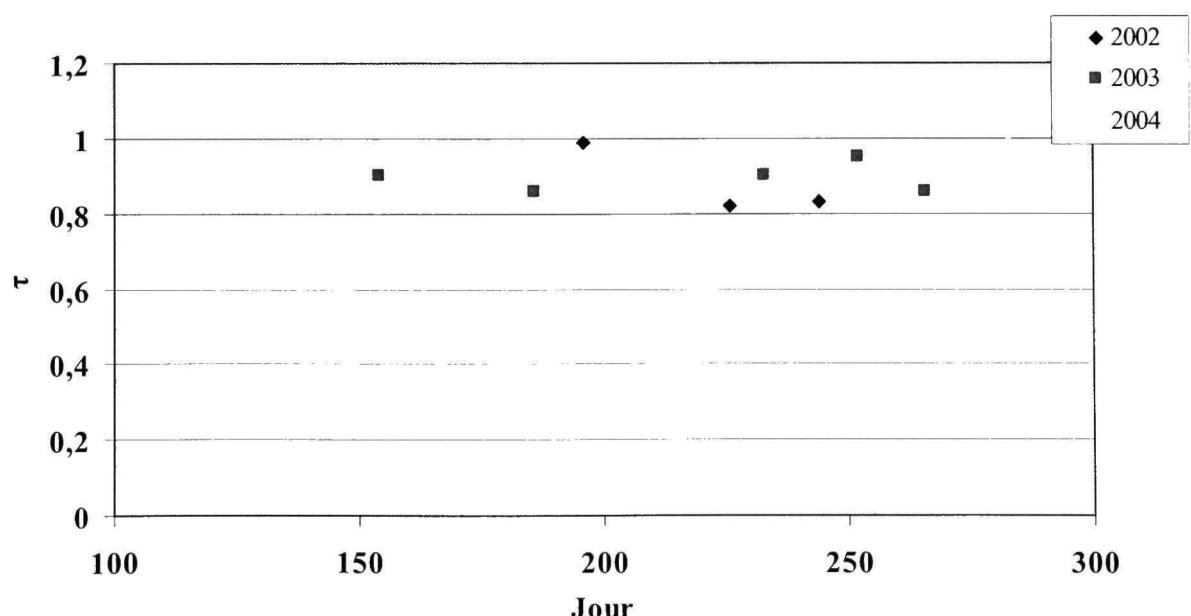


Figure 3.10 Variation temporelle de l'opacité du couvert végétal estimé pour la zone de Scotty Creek.

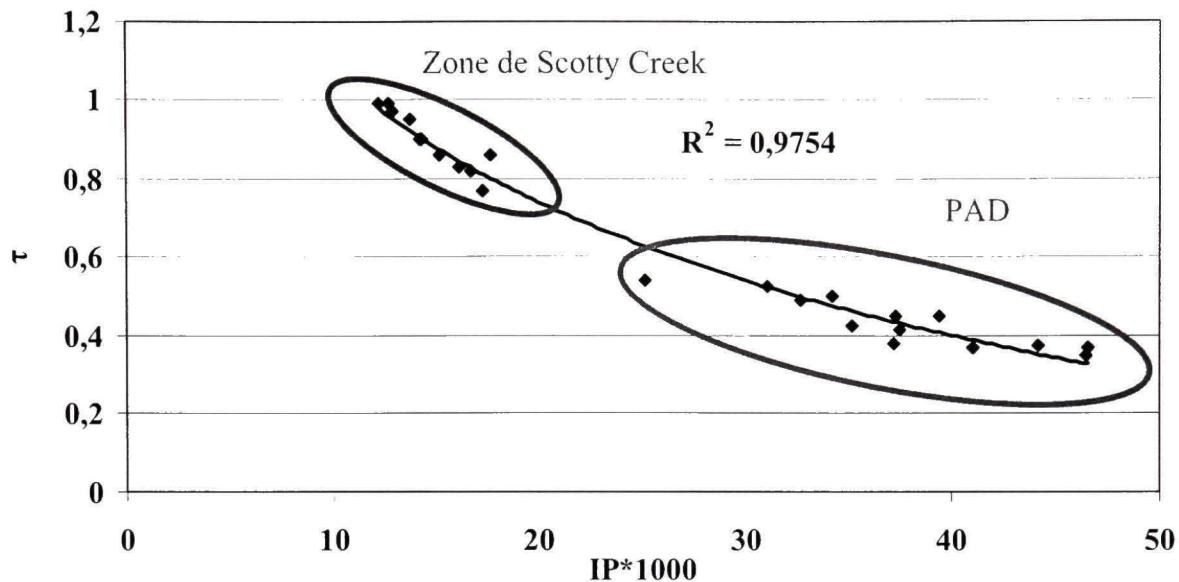


Figure 3.11 Variation de l'opacité du couvert végétal estimé en fonction de l'indice de polarisation.

3.5.1.3 L'albédo

Les valeurs estimées de l'albédo présentent une variation temporelle et spatiale. Des valeurs différentes sont obtenues pour le PAD et la zone de Scotty Creek. Le type de la végétation y est différent. Les figures 3.12 et 3.13 présentent les valeurs simulées de l'albédo pour le PAD et la zone de Scotty Creek respectivement. Pour le PAD, les valeurs estimées de l'albédo sont autour de 0.2 sauf au début de l'été où l'albédo peut atteindre sa valeur la plus élevée 0,3. Pour la zone de Scotty Creek, les valeurs estimées de l'albédo sont autour de 0,1. Sachant que la valeur de l'albédo est surtout fonction de l'orientation des éléments diffuseurs, la végétation des deux sites d'étude présente donc une géométrie différente. Ces deux figures montrent aussi que pour un jour donné, les valeurs estimées pour deux années différentes sont similaires. Ceci confirme que l'albédo suit la même tendance d'une année à l'autre.

La figure 3.14 présente la variation temporelle de l'albédo pour les deux zones d'étude, le PAD et la zone de Scotty Creek durant les trois étés ensemble. Cette figure montre que les valeurs estimées de l'albédo suivent la même variabilité temporelle. Pour la bande C, Van de

Griend et Owe (1994) ont trouvé que l'albédo varie durant leurs trois années d'étude. La plus grande variation a lieu au début de la période de croissance de la végétation. La figure 3.14 montre que la plus grande variation se produit au début de l'été au mois de mai pour le PAD et plus tard pour la zone de Scotty Creek. Cette variation peut être due à la contribution de la neige fondante à l'effet de dispersion en plus de la dispersion du signal causée par la végétation. Cependant, cette variabilité temporelle est plus élevée pour le PAD. Rappelons que l'albédo dépend de l'orientation des branches et qu'elle est affectée par la surface sous-jacente surtout dans les zones où la densité de la végétation est peu élevée (Ferrazzoli, Guerriero et Wigneron, 2002). Selon la figure 3.11, l'indice de polarisation est plus élevé pour le PAD. La végétation y est moins dense. La contribution de la surface du sol au signal y est donc plus élevée.

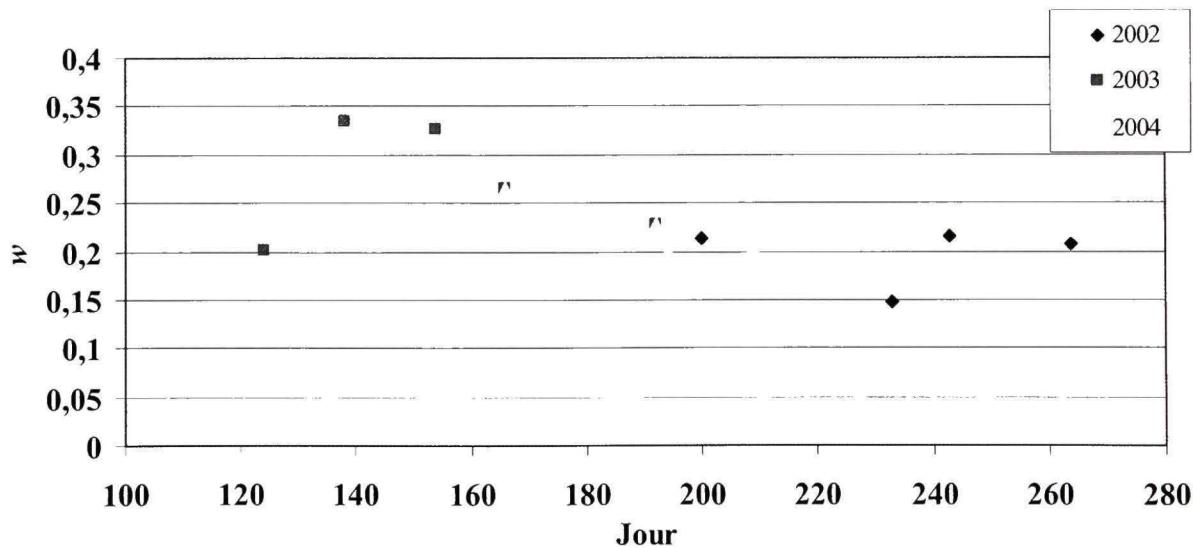


Figure 3.12 Variation temporelle de l'albédo estimé pour le PAD.

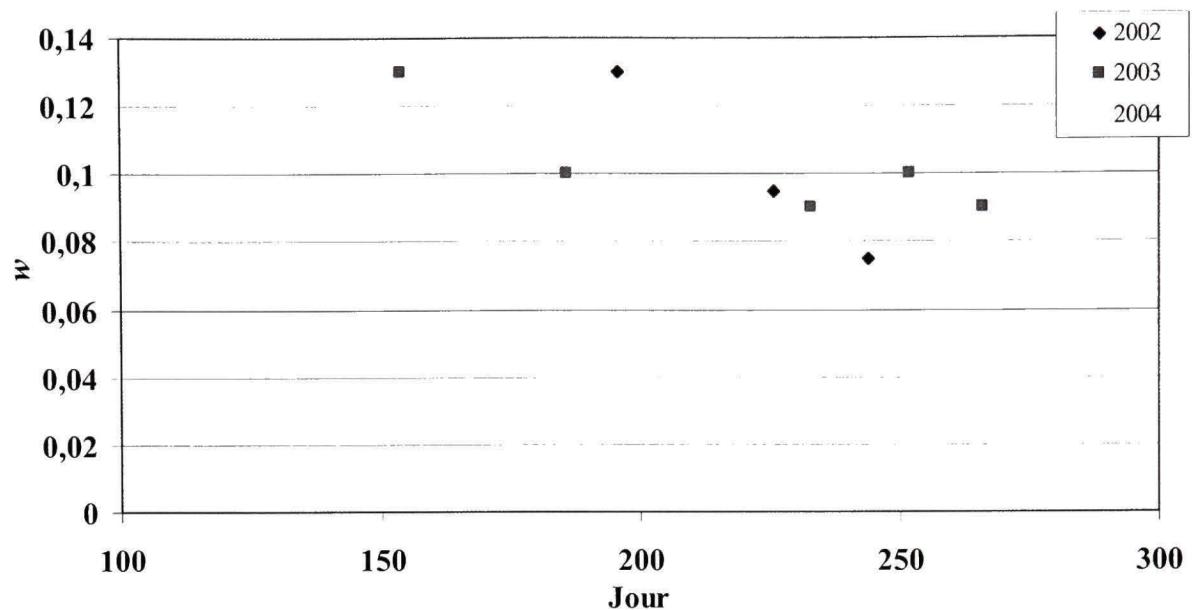


Figure 3.13 Variation temporelle de l'albédo estimé pour la zone de Scotty Creek.

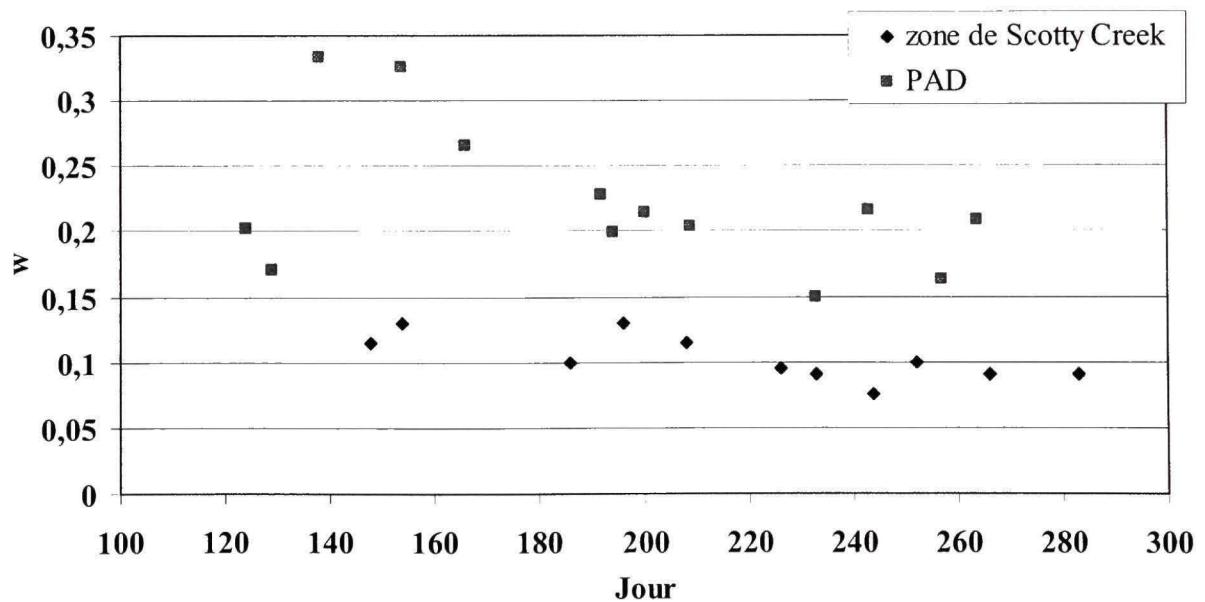


Figure 3.14 Variation temporelle de l'albédo estimée.

Dans la suite, pour chacune des zones d'étude, les valeurs estimées de l'albédo sont utilisées pour alimenter le modèle de transfert radiatif à l'étape de détermination de l'humidité du sol.

3.5.2 L'estimation de l'humidité du sol

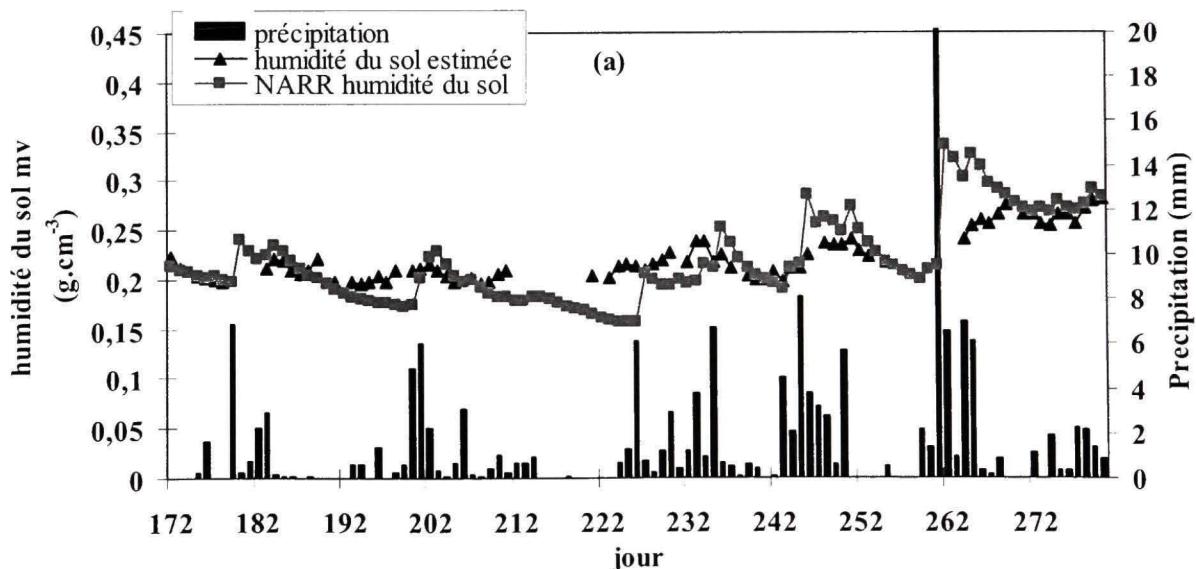
Dans cette étape, l'humidité du sol est estimée pour le PAD, la zone de Scotty Creek et pour la zone de La Loche. Les variations spatiotemporelles des paramètres géophysiques estimés à l'étape de la calibration sont utilisées pour déterminer la variation spatiotemporelle de l'humidité du sol.

La validation des résultats est effectuée par une comparaison qualitative avec la variation de la précipitation importée de la base de donnée NARR et une comparaison quantitative et qualitative avec les données d'humidité du sol importées de la base de données NARR et de la base de données journalière AMSR-E.

La variation de l'humidité du sol estimée est comparée tout d'abord à la variation de la précipitation. Les figures 3.15 et 3.16 présentent les résultats de l'optimisation pour le PAD et la zone de Scotty Creek respectivement. On peut y observer que l'humidité du sol est peu élevée durant les mois de juillet et d'août (jours Juliens 180-240). Pendant ces mois, la température est élevée et la végétation est bien développée. Au début du mois de Mai et à la fin du mois de septembre, les valeurs estimées de l'humidité du sol sont élevées. Elles correspondent mieux à la variation de la précipitation. Durant cette période, la végétation est moins développée et la température est peu élevée.

La variation de l'humidité du sol estimée suit généralement la même tendance que celle des données NARR, figures 3.15 et 3.16. Cependant, les valeurs ne se coïncident pas sauf à la fin de l'été. Durant cette période, le signal est plus sensible aux paramètres du sol comme il a été montré ultérieurement. Durant la période restante, les données NARR d'humidité du sol sont plus élevées. Ceci peut être en partie au fait que les données NARR correspondent à l'humidité du sol à une profondeur de 10 cm alors qu'à la bande C, la profondeur de

pénétration du signal est d'environ 1 cm. Rappelons que l'humidité du sol est plus élevée en profondeur puisque l'évaporation diminue (Maidment, 1993). Le biais entre ces deux données d'humidité du sol peut être aussi dû aux erreurs éventuelles des deux sources d'informations et de leurs méthodes de détermination. Selon la méthodologie proposée et afin de déterminer le paramètre de rugosité h , l'effet de la végétation a été négligé. Cependant, en réalité le signal émis par le sol est affecté par la végétation. De ce fait, la valeur de la rugosité est surestimée et par conséquent l'humidité du sol est sous estimée. Les données NARR peuvent aussi comporter une importante marge d'erreurs. Rappelons qu'au Canada, les données de précipitation assimilées sont rares en raison du faible nombre de stations de mesure de précipitation disponibles couvrant tout le territoire. En 2003, l'assimilation des données de précipitation n'a pas été faite. Au début de l'été, la sous-estimation des valeurs d'humidité du sol peut être expliquée par l'effet de la neige qui n'est pas pris en considération dans la modélisation de la température de brillance. L'atténuation du signal en provenance du sol par la neige est observée plutôt au PAD, au cours du mois de mai alors qu'elle a lieu au mois de juin dans la zone de Scotty Creek où le printemps arrive plus tard.



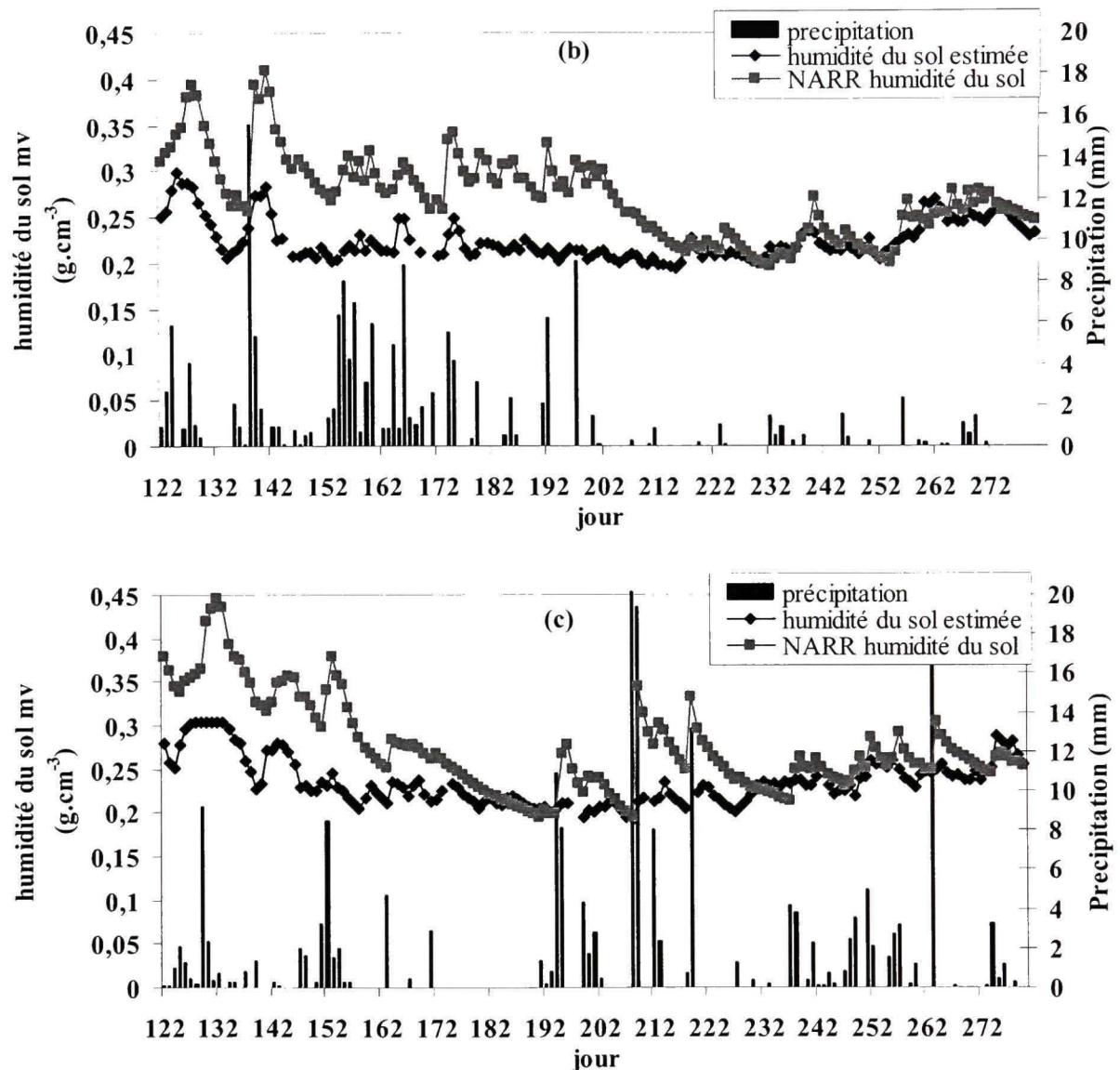
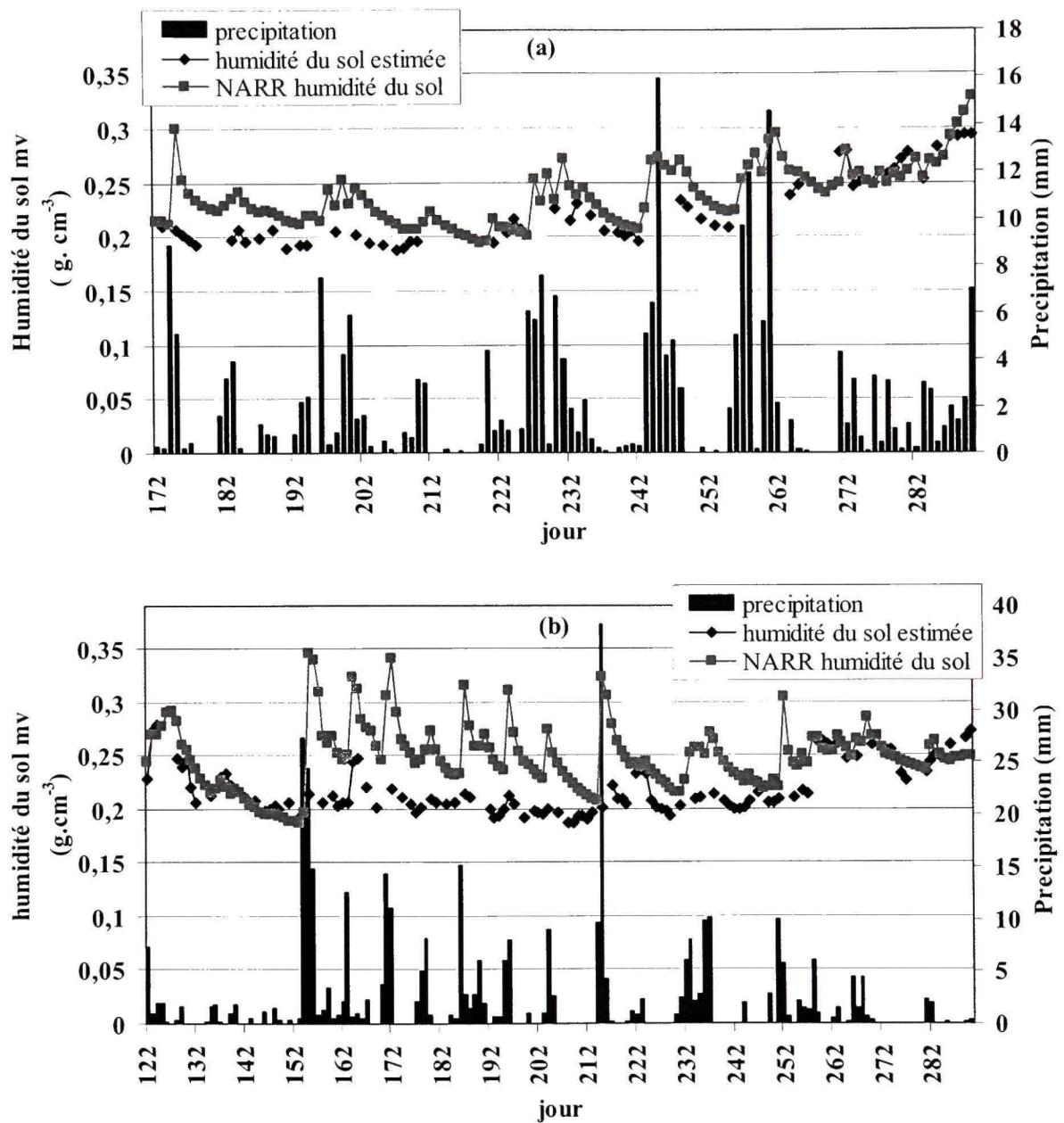


Figure 3.15 Variation de l'humidité du sol estimée, de la précipitation et des données NARR d'humidité du sol pour le PAD, années (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004.



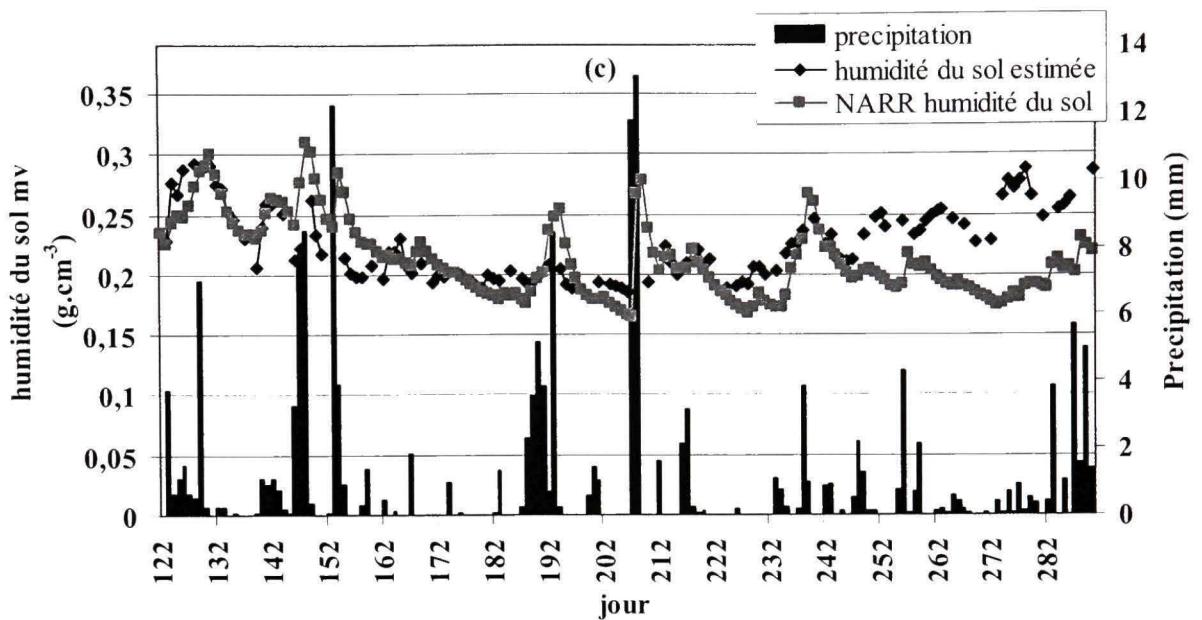


Figure 3.16 Variation de l'humidité du sol estimée, de la précipitation et des données NARR d'humidité du sol pour la zone de Scotty Creek, années (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004.

Les valeurs de l'humidité du sol estimées sont aussi comparées aux données AMSR-E pour les années d'étude 2003 et 2004 importées de la base de données EOS. La figure 3.17 présente les résultats de comparaison de l'estimée de l'humidité du sol, des données AMSR-E avec les données NARR d'humidité du sol pour le PAD et la zone de Scotty Creek. On peut en noter que les données AMSR-E d'humidité du sol sous-estiment les données NARR et les valeurs estimées d'humidité du sol. Les données NARR et les humidités du sol estimées suivent cependant la même tendance. Le biais entre ces deux données est élevé surtout dans les conditions humides alors que la différence entre les données NARR et les données AMSR-E d'humidité du sol est élevée dans toutes les conditions.

Les données AMSR-E d'humidité du sol s'avèrent insensibles à la précipitation et à la variation temporelle d'humidité du sol comme le montre les figures 3.18 et 3.19 dans le cas du PAD et la zone de Scotty Creek respectivement. Pour des régions à climat modéré, Gruhier et al. (2007) ont observé la même tendance pour les données AMSR-E d'humidité du sol. Il faut rappeler que ces données sont déterminées à partir des valeurs de l'indice de

polarisation mesuré à 10.7 GHz en considérant plusieurs hypothèses, soient l'albédo qui est négligeable ($\omega = 0$) et la température de la végétation qui est égale à la température du sol. Pour les zones d'étude, les résultats d'optimisation présentés ultérieurement montrent cependant que l'albédo est différent de zéro et qu'il dépend du type de la végétation. Les données NARR de températures du sol et de la végétation qui alimentent le modèle de transfert radiatif sont aussi différentes. Les hypothèses et les conditions de détermination des données AMSR-E d'humidité du sol sont ainsi mieux applicables dans les régions sahéliennes ou les étapes de calibration et de validation ont eu lieu et ne peuvent être utilisées à priori pour toutes les régions. Ceci peut expliquer l'insensibilité des données AMSR-E d'humidité du sol dans les zones d'études.

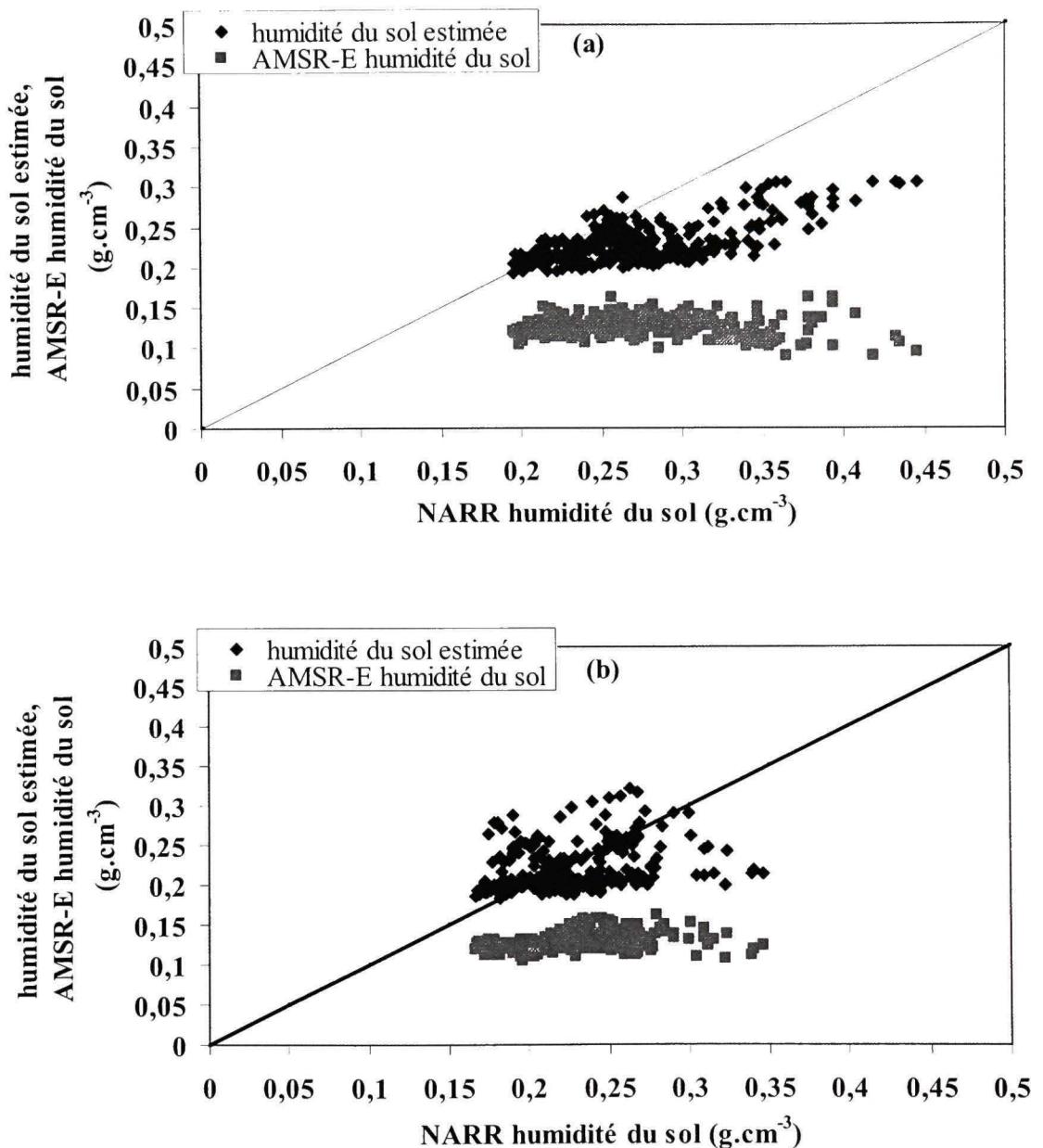


Figure 3.17 Comparaison de l'humidité du sol estimée et les données AMSR-E d'humidité du sol avec les données NARR d'humidité du sol, (a) PAD, (b) zone de Scotty Creek.

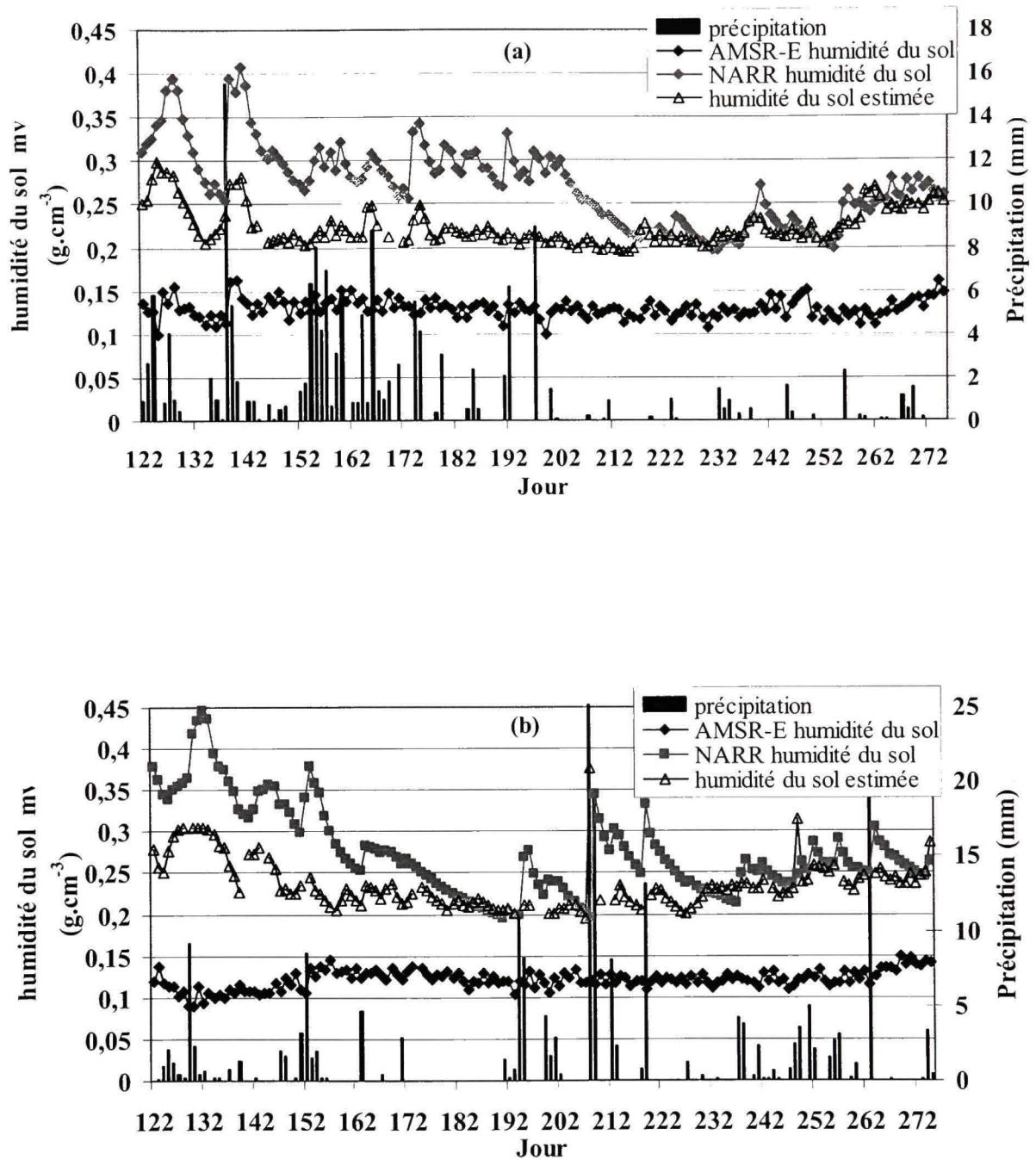


Figure 3.18 Comparaison des données AMSR-E d'humidité du sol avec les données NARR d'humidité du sol et la précipitation, zone du PAD, (a) 2003, (b) 2004.

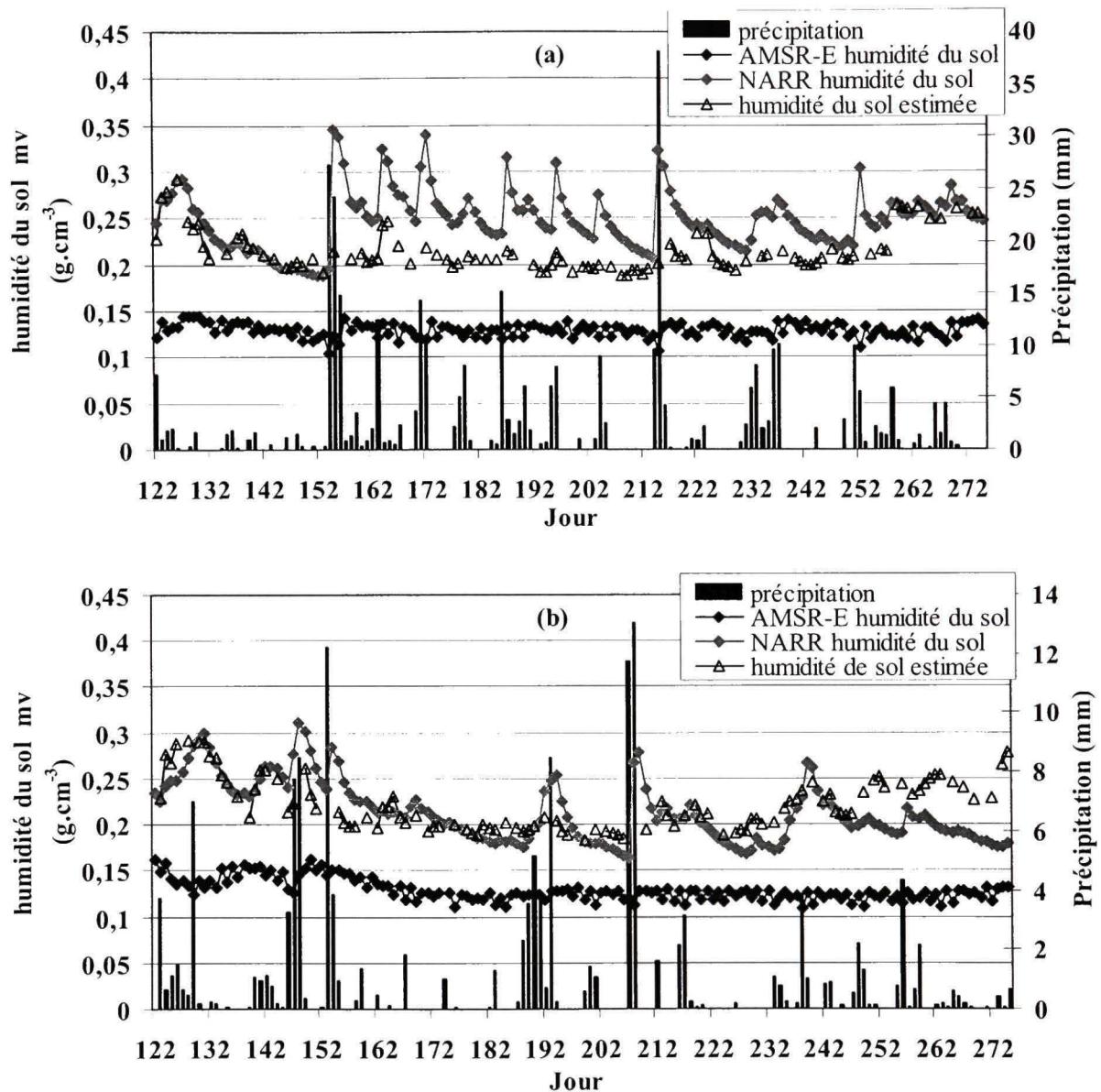
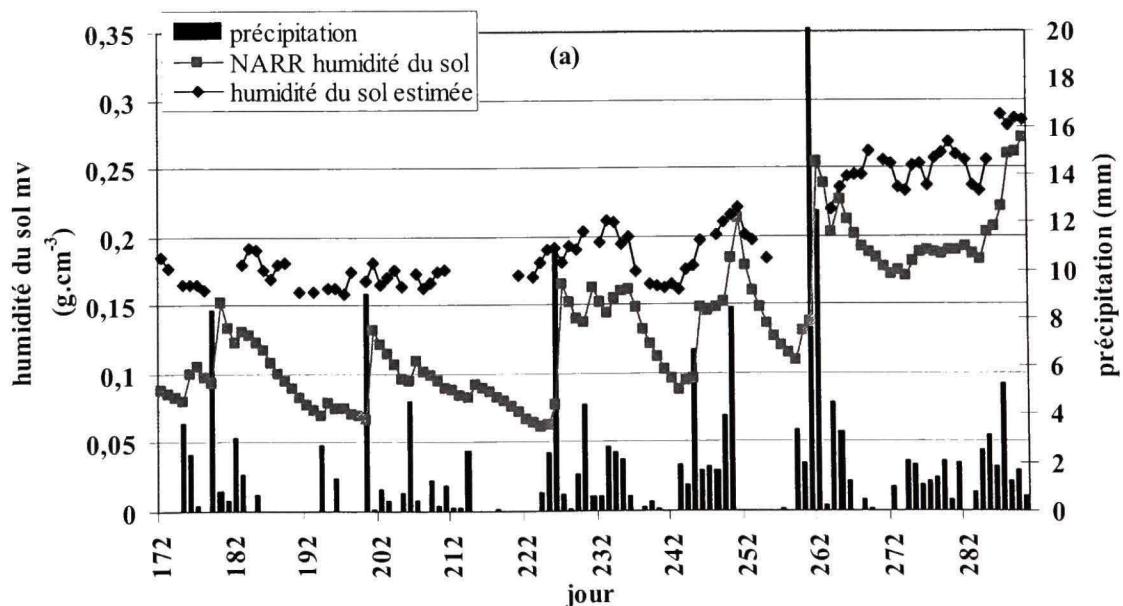


Figure 3.19 Comparaison des données AMSR-E d'humidité du sol avec les données NARR d'humidité du sol et la précipitation, zone de Scotty Creek, (a) 2003, (b) 2004.

Afin de généraliser la méthode d'estimation de l'humidité du sol, les valeurs des paramètres géophysiques estimées pour le PAD sont utilisées pour déterminer l'humidité du sol de la zone d'étude 2 (la zone de La Loche) ayant le même type de végétation, le même type de sol et une variation similaire de LAI. La figure 3.20 présente la variation temporelle de l'humidité du sol estimée, de la précipitation et des données NARR d'humidité du sol. Des conclusions similaires à celles trouvées pour les autres zones d'études peuvent être tirées. L'humidité du sol estimée et la précipitation suivent la même tendance. Les variations temporelles de l'humidité du sol estimée et des données NARR suivent la même tendance mais les valeurs ne coïncident pas. On peut en conclure que l'utilisation des valeurs des paramètres géophysiques calibrées pour le PAD dans des zones de même type de végétation avec une variation similaire de LAI permet d'obtenir des valeurs tangibles d'humidité du sol.

Les valeurs d'humidité du sol estimées pour les trois zones d'études corrèlent bien avec la précipitation et les données NARR. On peut en conclure que le modèle de transfert radiatif $\tau - \omega$ peut être utilisé pour déterminer l'humidité du sol dans des zones nordiques en utilisant des sources externes d'information. En plus, les données AMSR-E à la bande C sont sensibles à l'humidité du sol.



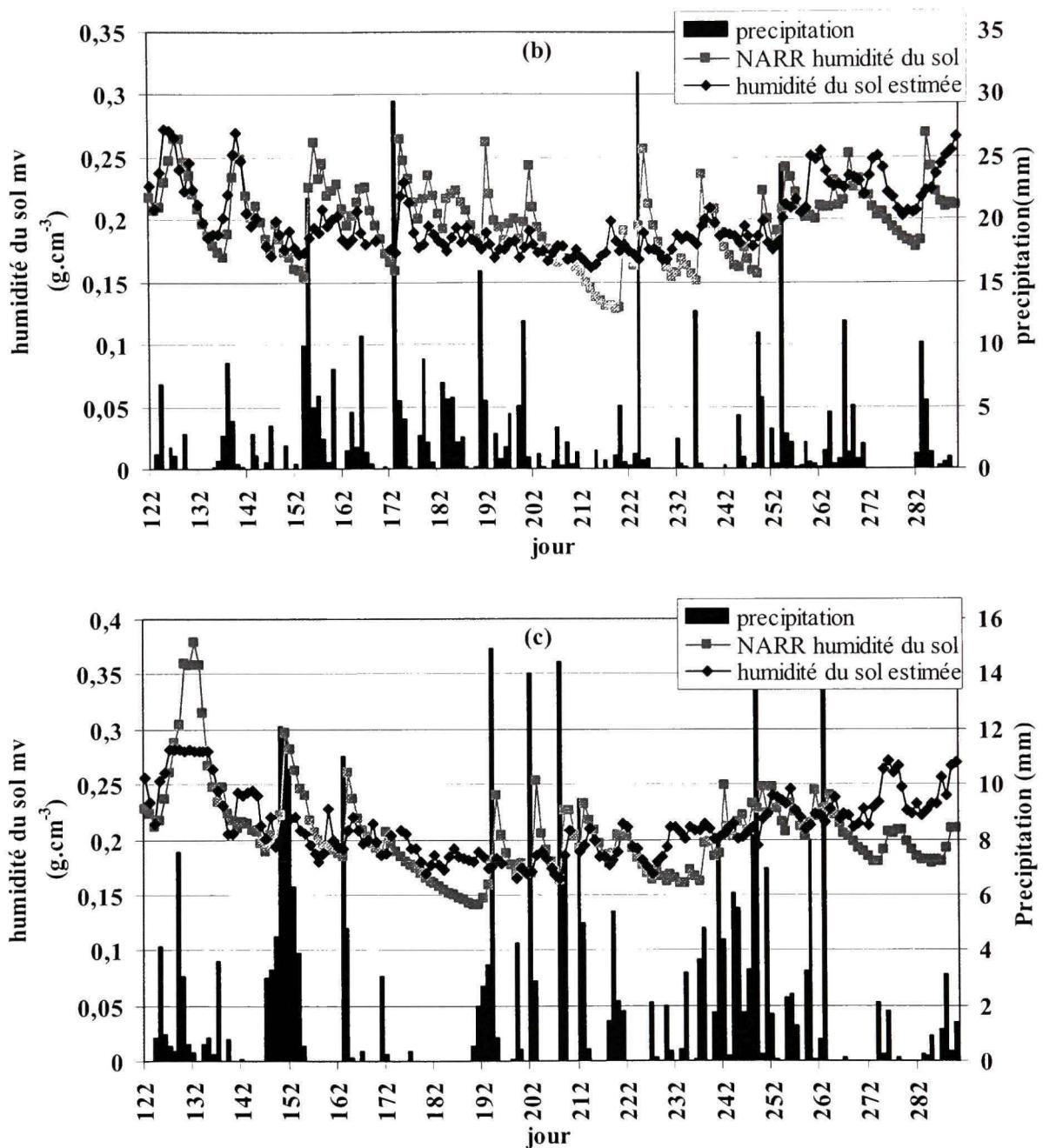


Figure 3.20 Variation de l'humidité du sol estimée, de la précipitation et des données NARR d'humidité du sol pour la zone de La Loche, années: (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004.

3.6 Conclusions

Une méthode séquentielle est proposée pour calibrer le modèle de transfert radiatif et déterminer l'humidité du sol et sa variation spatiotemporelle dans le bassin du Mackenzie. L'absence des données *in situ* constitue le problème majeur à surmonter pour atteindre l'objectif de ce projet. C'est pourquoi nous avons eu recours à des sources externes d'information pour solutionner l'équation du transfert radiatif afin d'y extraire l'humidité du sol. Les données météorologiques, de LAI, des propriétés du sol ont été importées des différentes sources issues des observations de télédétection (MODIS) et des modèles (NARR).

Le paramètre de rugosité a été optimisé dans les conditions sèches, à faible humidité du sol. Les paramètres de végétation, l'opacité du couvert végétal et l'albédo, ont été déterminés dans les conditions humides. Les valeurs retenues du paramètre de rugosité, des paramètres de végétation et de l'humidité du sol sont celles qui ont minimisé le carré de la somme des différences entre les températures de brillance observées à la bande C et simulées à la polarisation verticale et à la polarisation horizontale.

À l'issue de cette étude, il a été démontré que la méthode séquentielle est adéquate pour déterminer l'humidité du sol dans des zones d'étude où les mesures sur le terrain sont absentes. Le modèle de transfert radiatif de premier ordre, soit le modèle $\tau\omega$, peut être utilisé dans ce cas. Des valeurs représentatives de la réalité peuvent être obtenues.

La variation spatiotemporelle de l'humidité du sol estimée répond à la variation spatiotemporelle de la précipitation. Une bonne concordance est obtenue entre l'humidité du sol estimée et les données NARR d'humidité du sol surtout à la fin de l'été. Le biais entre ces deux valeurs est dû en partie à la différence des profondeurs du sol correspondantes aux données NARR et aux données AMSR-E à la bande C et aux erreurs éventuelles des deux procédures de modélisation pour déterminer l'humidité du sol et le paramètre de rugosité en plus des effets de la végétation et de la neige humide qui masquent le signal du sol.

Les données AMSR-E d'humidité du sol sous-estiment les données NARR et les valeurs estimées d'humidité du sol pour les deux régions d'études, le PAD et la zone du Scotty Creek. Elles sont insensibles à la précipitation. Une meilleure corrélation est obtenue entre les humidités du sol estimées et les données NARR. Les différentes hypothèses et méthodes considérées pour déterminer l'humidité du sol sont à priori à l'origine du biais entre ses trois sources d'information. En plus, l'étape de calibration s'avère primordiale pour déterminer des valeurs raisonnables d'humidité du sol.

Dans cette étude, les valeurs estimées des paramètres géophysiques issus de l'optimisation du modèle de transfert radiatif sont comparées aux données importées des différentes sources externes d'humidité du sol comme les données NARR et les données AMSR-E. Les mesures *in situ* sont absentes. La détermination et la validation de l'estimée de l'humidité du sol devient plus complexe à cause de l'hétérogénéité spatiale de la couverture végétale et du contenu en eau dans le sol. Ceci affecte la valeur estimée de l'humidité du sol.

Toutefois, même si les données de terrain étaient disponibles, la comparaison des valeurs simulées avec les mesures devrait se faire avec précaution. Les valeurs simulées correspondent à des valeurs moyennes sur environ 50 km, l'empreinte moyenne de la mesure du capteur AMSR-E à la bande C. Les mesures *in situ* sont cependant des mesures ponctuelles. Pour une meilleure validation, il faut choisir des points de mesures à l'intérieur d'une large zone compatible avec la résolution spatiale du capteur (Shibata, Imaoka et Koike, 2003). Dans le cas du bassin du Mackenzie, ceci s'avère difficile et coûteux. C'est pourquoi, la détermination de l'humidité du sol à une échelle de 1 km permet de réduire le nombre de points de mesures. La comparaison de ces valeurs avec des mesures de terrain est donc plus logique. Cette étude fait l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE 4

DISTRIBUTION SPATIALE DE L'HUMIDITÉ DU SOL À L'AIDE DE L'INDICE TEMPÉRATURE/VÉGÉTATION

L'humidité du sol est un paramètre clé en hydrologie et en climatologie. Son importance réside dans son rôle crucial dans le contrôle de la répartition de la lame d'eau générée par une précipitation entre l'infiltration et le ruissellement. Cependant, ce paramètre montre souvent une variabilité spatiale et temporelle. La maîtrise de cette variabilité est importante pour la compréhension des processus hydrologiques et climatologiques qui lui sont reliés.

Dans le chapitre 3, il a été démontré que la télédétection présente un potentiel intéressant pour l'estimation de l'humidité du sol ainsi que sa variabilité dans le temps et dans l'espace mais à une échelle grossière. Ce chapitre donne un intérêt particulier à l'aspect spatial de la variabilité de l'humidité du sol à une échelle plus fine, compatible avec de petits et de moyens bassins. La problématique traitée découle de la résolution spatiale des résultats dérivés de capteurs satellitaires, particulièrement en micro onde passive. Bien que ces outils produisent des estimations de l'humidité du sol dont la tendance dans le temps concorde assez bien avec les bases de données disponibles, il reste que l'échelle à laquelle elles sont produites peut être non compatible avec certaines applications, hydrologiques notamment. Il serait donc intéressant de coupler ces estimations de l'humidité du sol à une résolution spatiale faible avec d'autres sources d'information dans une perspective de mise à l'échelle de 1 km, c'est à dire d'une amélioration de la résolution spatiale.

4.1 Méthodes de distribution spatiale de l'humidité du sol

Plusieurs approches ont été proposées dans la littérature pour la prédiction de la distribution spatiale de l'humidité du sol. Trois catégories d'approches peuvent être retenues. La première catégorie comprend les travaux qui se sont basés sur la télédétection et les images satellites pour générer des cartes d'humidité du sol (Jackson, 1993; Lakshmi, 1996; Njoku, Jackson et

Lakshmi, 2003; Wigneron et al., 2003). Ces travaux ont exploité entre autres la sensibilité des micro-ondes passives à l'humidité du sol. Plus particulièrement, ces recherches ont recommandé l'usage de la bande L car elle minimise la contribution de la végétation, de la rugosité et de l'atmosphère, offrant ainsi un signal mieux corrélé à l'humidité du sol. D'une manière générale, la couverture spatiale et temporelle des capteurs qui fonctionnent en micro-ondes passives est très intéressante. Plusieurs de ces capteurs fournissent deux images par jour avec une couverture planétaire. Cependant, les capteurs présentement en orbite ne sont pas conçus pour fonctionner dans la bande optimale, soit la bande L. Ils sont plutôt opérationnels dans des fréquences plus élevées qui sont affectées par ces bruits importants. Par ailleurs, ces capteurs présentement en orbite sont limités d'un point de vue résolution spatiale qui est typiquement de l'ordre de 50 km. Les cartes d'humidité du sol dérivées des données satellitaires de ces capteurs sont donc très limitées du point de vue détail spatial ce qui rend difficile leur validation et leur exploitation pour des applications telles que l'hydrologie, l'agriculture et la météorologie.

La deuxième catégorie d'approches permettant de dériver un portrait de l'humidité du sol se base sur des modèles hydrologiques spatialisés (MacKay, Stewart et Bergeron, 1998; Radeva et Ritchie, 2001). L'avantage principal de ces approches est qu'elles offrent une estimation quantitative de l'humidité du sol à une résolution spatiale partiellement très fine tout dépendant des données physiographiques disponibles pour ces modèles. Cependant, l'application des ces modèles sur des larges bassins est très coûteuse en terme d'information nécessaire pour leur calibration et leur validation. La quantité d'information nécessaire est d'autant plus importante que le bassin est étendu.

Finalement, la troisième catégorie d'approche regroupe des travaux qui ont fait appel à des indices basés sur les caractéristiques du bassin, souvent la topographie. Plusieurs indices ont été proposés. On cite ici un échantillon représentatif mais non exhaustif d'études (Beven et Kirkby, 1979; Chaplot et Walter, 2003; Crave et Gascuel-Odoux, 1997; Gomez-Plaza et al., 2000; Romano et Palladino, 2002; Wilson, Western et Grayson, 2005). Ces indices établissent un portrait de la distribution spatiale de l'humidité du sol à l'échelle du bassin. Ils

identifient le potentiel de chaque pixel à être plus humide qu'un autre. Selon ces études, l'humidité du sol est influencée principalement par deux facteurs: le premier est relié à la texture du sol, sa porosité et sa capacité d'infiltration. Le deuxième facteur contrôlant l'humidité du sol est la topographie du terrain décrite par des attributs topographiques tels que la pente, l'orientation, l'aire de drainage, etc. La topographie domine généralement plus la distribution de l'humidité du sol que les propriétés pédologiques.

L'examen des indices proposés dans la littérature montre qu'ils sont tous statiques et incapables de capter la variabilité spatio-temporelle de l'humidité du sol. La plupart de ces indices ne captent pas plus que 50% de la distribution spatiale réelle de l'humidité du sol (Western et al., 1999). La distribution spatiale de l'humidité du sol avec ces indices statiques viole un principe fondamental des processus hydrologiques qui fait que le portrait de l'humidité du sol dans le bassin doit changer dans l'espace et dans le temps à cause du drainage et de l'infiltration.

Par ailleurs, la végétation avec sa densité et son hétérogénéité facteurs (Gomez-Plaza et al., 2000; Gomez-Plaza et al., 2001; Qiu et al., 2001; Western, Grayson et Bloschl, 2002), la précipitation et sa distribution spatiale et sa durée depuis le dernier événement pluvieux sont aussi des facteurs qui influencent la distribution de l'humidité du sol dans le bassin. Bien que la topographie soit souvent dominante pour la distribution de l'humidité de sol à des profondeurs de 10 – 50 cm, la pertinence de l'un ou l'autre des facteurs demeure tributaire du bassin et de ses propriétés. L'humidité du sol à la surface est soulignée principalement par l'évapotranspiration et l'hétérogénéité de surface (Pellenq et al., 2003). Selon Anderson et al. (2002), la précipitation constitue le premier facteur et la végétation constitue le deuxième facteur qui expliquent la variation spatiale de l'humidité du sol à la surface. D'où l'importance de considérer la végétation dans la prédiction de la distribution spatiale de l'humidité dans un bassin.

Récemment, Temimi (2006) a proposé un indice modifié d'humidité du sol dans lequel la végétation a été incorporée. Son étude a aussi été réalisée dans le cadre du projet MAGS et

s'est intéressée au même bassin que celui de cette thèse, soit le Mackenzie. L'indice wetness index, WI , proposé par Temimi (2006) a été testé dans la région deltaïque du PAD. Comparativement à l'indice topographique classique donnant une corrélation de 0,32 entre la précipitation et l'état d'humidité du sol, l'utilisation de cet indice topographique modifié a fait augmenter cette corrélation à 0.54. Cet indice combine les attributs topographiques avec des indices de végétation:

$$WI = \ln(a) - \ln(a * \tan(\beta)) * e^{-\mu * LAI} \quad (4.1)$$

Où : a est l'aire de drainage de chaque pixel ; β est la pente du pixel ; μ est une constante qui dépend du type de la végétation dans la région étudiée ; LAI est l'indice de surface foliaire.

D'autres travaux de recherche ont inclus la température de surface pour générer un portrait spatial de l'humidité du sol (Andersen et al., 2002; Carlson, Gillies et Perry, 1994; Lakshmi, Jackson et Zehrfuhs, 2003; Xiao, Zengxiang et Wenbin, 2005). La température de surface est reliée à l'évapotranspiration, l'humidité du sol et le climat local. Des images captées en infrarouge, par exemple avec MODIS (Moderate- resolution Imaging Spectro radiometer) ou AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), permettent de fournir la variation de la température de surface. Lakshmi et al. (2003) ont observé une relation linéaire entre la température de surface et l'humidité du sol à des profondeurs de 0 - 2,5 cm et 2,5 - 5 cm. Ils ont ainsi constaté qu'il est possible d'estimer l'humidité du sol en utilisant la température de surface dans des terres à pâturage. Merlin et al. (2005) ont considéré une relation linéaire entre l'humidité du sol et la température de surface à l'échelle du pixel. Ils ont combiné les données AVHRR de températures de surface avec des données de températures de brillance en bande L à l'échelle du capteur futur SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity Mission) afin d'affiner l'échelle de prédiction de l'humidité du sol. Ils ont noté cependant que la saturation de la température de surface pour des conditions d'humidité élevée constitue la limite de la méthode.

L'avantage principal de l'utilisation de la température de surface issue des mesures thermiques réside dans le fait que cette dernière est sensible à la couche superficielle du sol dont la profondeur est de l'ordre de quelques 10 ième de centimètres (Carlson, Ripley et Schmugge, 2004). Ces températures sont donc comparables en termes de sensibilité à celles des images micro-ondes passives à la bande C.

Cependant, la relation entre l'humidité du sol et la température de surface dépend de la densité de la végétation. Des indices de température et de végétation ont été utilisés pour déterminer l'état d'humidité du sol (Carlson, Gillies et Perry, 1994; Gillies et al., 1997; Sandholt, Rasmussen et Andersen, 2002; Xiao, Zengxiang et Wenbin, 2005), la fraction du couvert végétal (Carlson, Gillies et Perry, 1994; Gillies et al., 1997), l'évapotranspiration (Moran et al., 1994) et les zones inondables (Tamura et Yasuoka, 1998). À partir de la combinaison de la température de surface et de la densité de la végétation, un indice a été proposé pour générer des portraits spatiaux de l'humidité du sol dans un bassin. Cet indice est communément appelé indice de sécheresse TVDI (Xiao, Zengxiang et Wenbin, 2005).

La disponibilité de ces données de température de surface et de végétation à partir des images satellites, compatibles en terme de format, avec les images micro-ondes passives, motive leur incorporation dans cette étude pour générer des cartes d'humidité du sol à une résolution spatiale supérieure à celle des images AMSER-E utilisées.

Pour récapituler, il ressort que les capteurs en hyperfréquences passives possèdent un potentiel réel pour la cartographie de l'humidité du sol. Cependant, leur résolution spatiale grossière limite leur emploi. L'utilisation des indices tirés de capteurs haute résolution pour améliorer la résolution spatiale des cartes d'humidité du sol s'avère une piste intéressante à explorer. Cependant, la littérature propose des indices statiques incapables de refléter la variabilité spatio-temporelle de l'humidité qui est par contre, assez bien représentée par les données micro-ondes passives. Conséquemment, l'idée proposée dans ce travail est de combiner ces deux constats en utilisant d'autres propriétés du bassin telles que la végétation

et la température de surface pour décrire la distribution spatiale de l'humidité à une échelle fine.

4.2 Méthodologie préconisée

La méthode de distribution spatiale de l'humidité du sol proposée ici se base sur la combinaison des données de température de brillance mesurées à la bande C du capteur AMSR-E et des données de température de surface et de l'indice de végétation NDVI importées de la base des données MODIS. En premier lieu, l'indice de Température/végétation TVDI est calculé pour chaque pixel à l'échelle de 1 km x 1 km. Afin d'estimer l'humidité du sol à une échelle fine, une relation linéaire négative entre l'indice TVDI et l'humidité du sol du pixel est considérée. La détermination de l'humidité du sol à l'échelle du pixel de 1 km se base ensuite sur la minimisation de l'écart entre la température de brillance moyenne simulée en considérant l'humidité du sol pour chaque pixel et la température de brillance mesurée par AMSR-E de la zone d'étude. La méthodologie est appliquée sur la zone de Scotty Creek puisque des mesures *in situ* de l'humidité du sol sont disponibles pour cette zone d'étude. La figure 4.1 présente le diagramme des différentes étapes suivies pour la détermination de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km x 1 km.

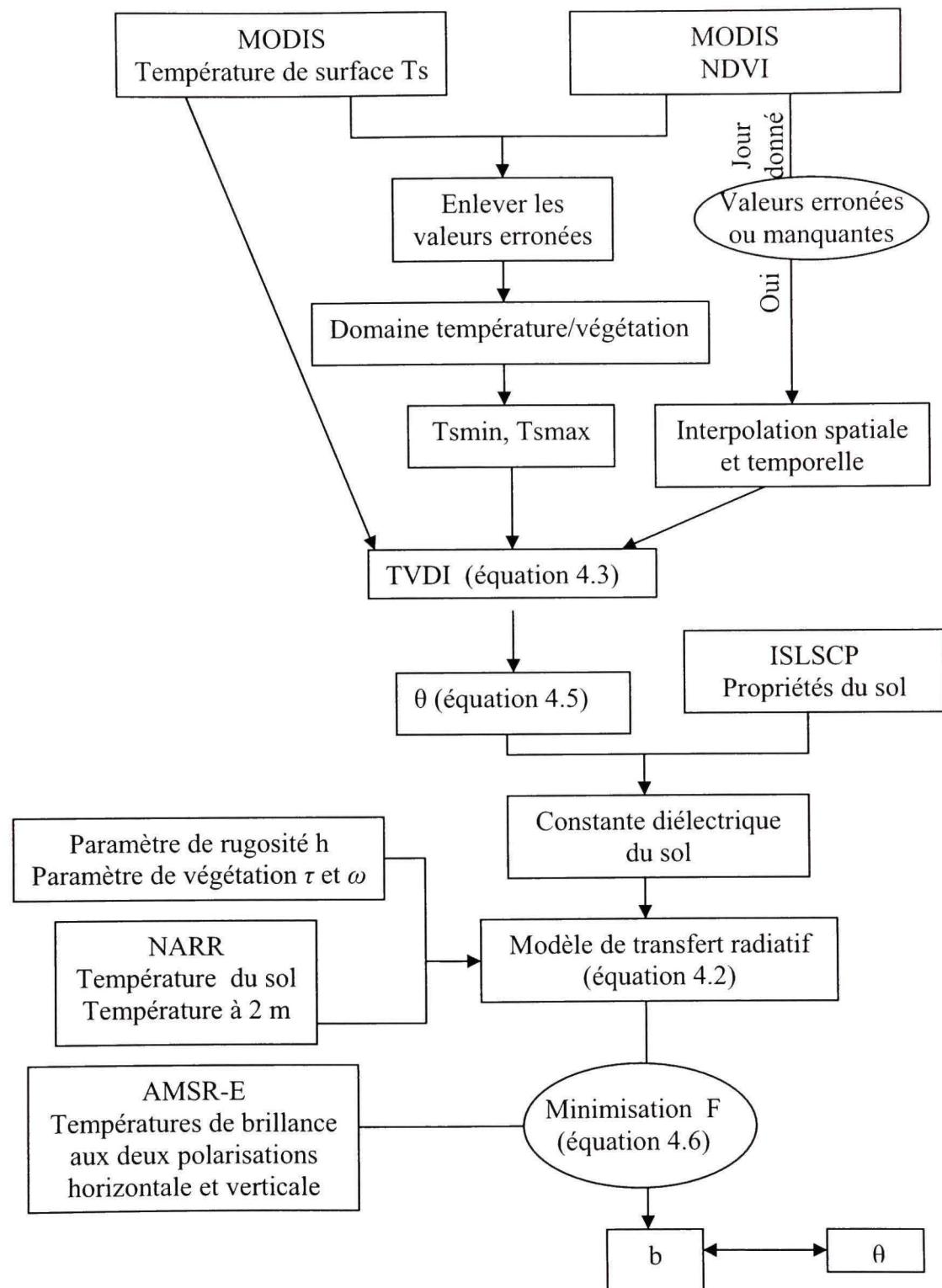


Figure 4.1 Étapes de distribution spatiale de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km.

4.2.1 Hypothèses

L'estimation de l'humidité du sol à l'échelle de MODIS (1 km x 1 km) à partir des données de températures de brillance AMSR-E à 50 km de résolution repose sur la relation entre l'humidité et l'indice température/végétation TVDI. La méthodologie préconisée tient compte de toutes les hypothèses définies dans le chapitre 3.

En plus, nous supposons en premier lieu que l'indice TVDI peut être appliqué dans le cas des zones d'étude nordiques. Les études précédentes se sont intéressées aux zones arides ou semi-arides. En deuxième lieu, la relation entre l'humidité et cet indice est supposée linéaire.

En troisième lieu, nous supposons que les données de température de surface et de NDVI pour les deux étés 2003 et 2004 contiennent suffisamment d'informations qui couvrent les différents états hydriques du sol allant du sec à humide et de surface du sol allant d'un sol nu à un sol couvert de végétation.

4.2.2 Modèle de transfert radiatif

Le modèle de transfert radiatif $\tau\omega$ (équation 4.2), repris ici, est utilisé pour simuler la température de brillance en bande C. Les valeurs de rugosité, d'albédo et de l'opacité du couvert végétal estimées au chapitre 3 précédent pour la zone de Scotty Creek alimentent le modèle. Ce modèle, présenté en détails dans le chapitre 3, est brièvement repris ici:

$$T_{bp} = \varepsilon_p T_e \exp(-\tau) + (1 - w) T_c [1 - \exp(-\tau)] [1 + r_p \exp(-\tau)] \quad (4.2)$$

où:

T_c et T_e sont respectivement la température de la végétation et la température du sol importées de la base des données NARR

L'albédo $\omega = 0,1$

L'opacité du couvert végétal $\tau = -0,5693 \ln(IP * 1000) + 2,5045$ (équation 3.23)

Le paramètre de rugosité $h = 0,9$ (requis pour le calcul de l'émissivité du sol, équation 3.14)

4.2.3 Le domaine température/végétation

La température de surface mesurée par les capteurs satellitaires est la résultante de plusieurs facteurs, tels que le couvert végétal, la radiation nette, l'humidité du sol et l'évapotranspiration. Sandholt et al. (2002) ont observé une relation linéaire entre le NDVI (décrivant la densité de la couverture végétale) et la température de surface qui dépend à son tour de l'humidité du sol. À partir de ce constat, un indice de sécheresse a été défini. Cet indice, communément appelé TVDI (temperature-vegetation dryness index), est extrait de la représentation graphique de T_s vs NDVI, ou encore de l'espace T_s -NDVI (Sandholt, Rasmussen et Andersen, 2002). Une forme triangulaire de l'espace T_s -NDVI a été observée dans plusieurs recherches. Cette forme est obtenue avec un échantillon de données très large contenant suffisamment d'informations qui décrivent l'état hydrique du sol allant de sec à humide ainsi que la surface du sol allant d'un sol nu à un sol couvert de végétation. Un exemple de cette relation est illustré par la figure 4.2.

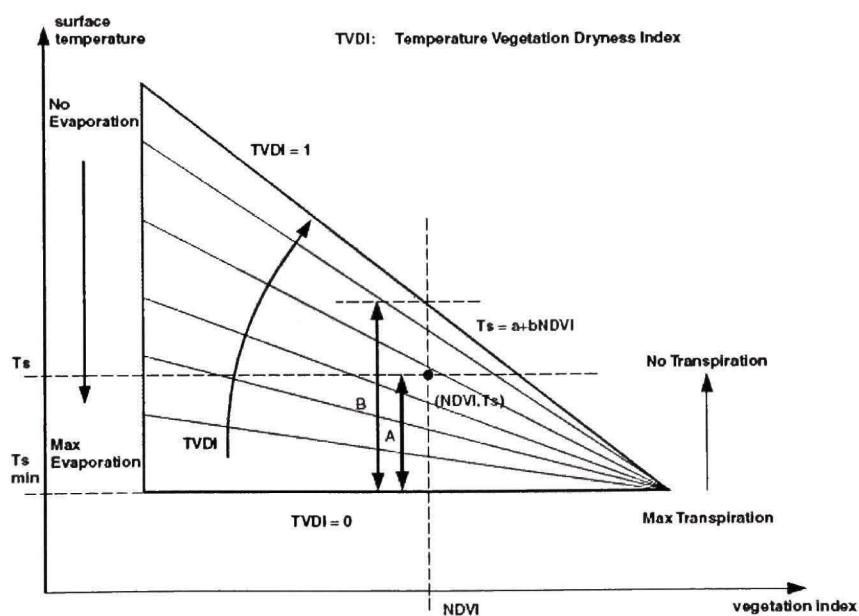


Figure 4.2 L'espace TS/NDVI (Tiré de Sandholt, Rasmussen et Andersen, 2002).

Source : Cette figure est tirée de la publication de Sangholt et al., A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status, parue dans la revue *Remote Sensing of Environment*, vol. 79, n° 2-3, p. 216.

Tel que proposé par Sandholt et al. (2002), l'indice TVDI s'écrit comme suit :

$$\text{TVDI} = (\text{Ts}-\text{Tsmin})/(\text{Tsmax}-\text{Tsmin}) = A/B \quad (4.3)$$

Où : T_s est la température de surface observée au niveau de chaque pixel ; T_{smin} est la température de surface minimale dans l'espace T_s - NDVI pour un NDVI donné et T_{smax} est la température maximale pour le même NDVI. La température maximale dépend de l'indice de végétation NDVI (Sandholt, Rasmussen et Andersen, 2002). Une corrélation linéaire habituellement négative peut être établie entre la température de surface maximale et le NDVI, figure 4.2:

$$\text{T}_{smax} = a_1 + b_1 \text{NDVI} \quad (4.4)$$

Cette relation est établie à partir de données importées de NDVI et de T_s et reportées sur un espace Ts -NDVI permettant d'établir des figures similaires à la figure 4.2. Les paramètres a_1 et b_1 sont mieux déterminées si l'espace est bien défini. L'hypoténuse du triangle correspond à T_{smax} alors que sa base correspond à T_{smin} souvent considérée comme une constante. Certaines études considèrent cependant une corrélation linéaire entre T_{smin} et le NDVI (Wang et al., 2004; Xiao, Zengxiang et Wenbin, 2005). Le calcul de l'indice de sécheresse TVDI demeure cependant le même (équation 4.3).

Le TVDI varie entre 0 et 1. T_{smin} correspond à un TDVI égal à 0, l'état le plus humide. La température de surface maximale T_{smax} correspond plutôt à un TVDI égal à 1, l'état le plus sec. Les isolignes de TVDI, tel que montrés par la figure 4.2, reflètent l'état d'humidité du sol. Selon Xiao et al. (2005), cinq conditions d'humidité peuvent être identifiées selon les valeurs du TVDI, soient: un état très humide si $0 < \text{TVDI} \leq 0,2$; un état humide si $0,2 < \text{TVDI} \leq 0,4$; un état moyen si $0,4 < \text{TVDI} \leq 0,6$; un état sec si $0,6 < \text{TVDI} \leq 0,8$ et un état très sec si $0,8 < \text{TVDI} \leq 1$. Cette description donne une indication qualitative de l'état hydrique du sol.

Pour cette étude, il est important de noter que le produit NDVI fourni par MODIS représente une moyenne de 16 jours. Par contre les cartes de température de surface, également dérivées des mesures du même capteur, soit MODIS sont des composés de 8 jours. Il a fallu donc considérer les jours où les données de NDVI et de températures de surface sont disponibles simultanément. À cette étape, on suppose que le NDVI ne change pas beaucoup dans un intervalle de temps de 16 jours. Rappelons à ce niveau aussi que des pixels ont été éliminés du composé de NDVI s'ils sont couverts par les nuages. Les valeurs de température de surface affectées par la présence des nuages sont aussi éliminées. Le nuage des points de la relation triangulaire est ensuite construit.

Afin de calculer l'indice de sécheresse TVDI pour chaque pixel à un jour donné où la température de surface est disponible, il a fallu ramener les deux mesures de NDVI et de température de surface à la même résolution temporelle. Pour ce faire, deux interpolations ont été réalisées. Il est nécessaire d'effectuer d'abord une interpolation spatiale qui permet d'estimer le NDVI des valeurs manquantes des pixels couverts de nuage et ce, afin d'obtenir un portrait global de NDVI pour un jour donné. La variation dans l'espace du couvert végétal en fonction de l'hétérogénéité du bassin est souvent lisse et ne montre pas de variations brusques comme le montre la figure 4.3 qui présente un exemple d'une image MODIS de NDVI de chaque pixel appartenant à la zone d'étude.

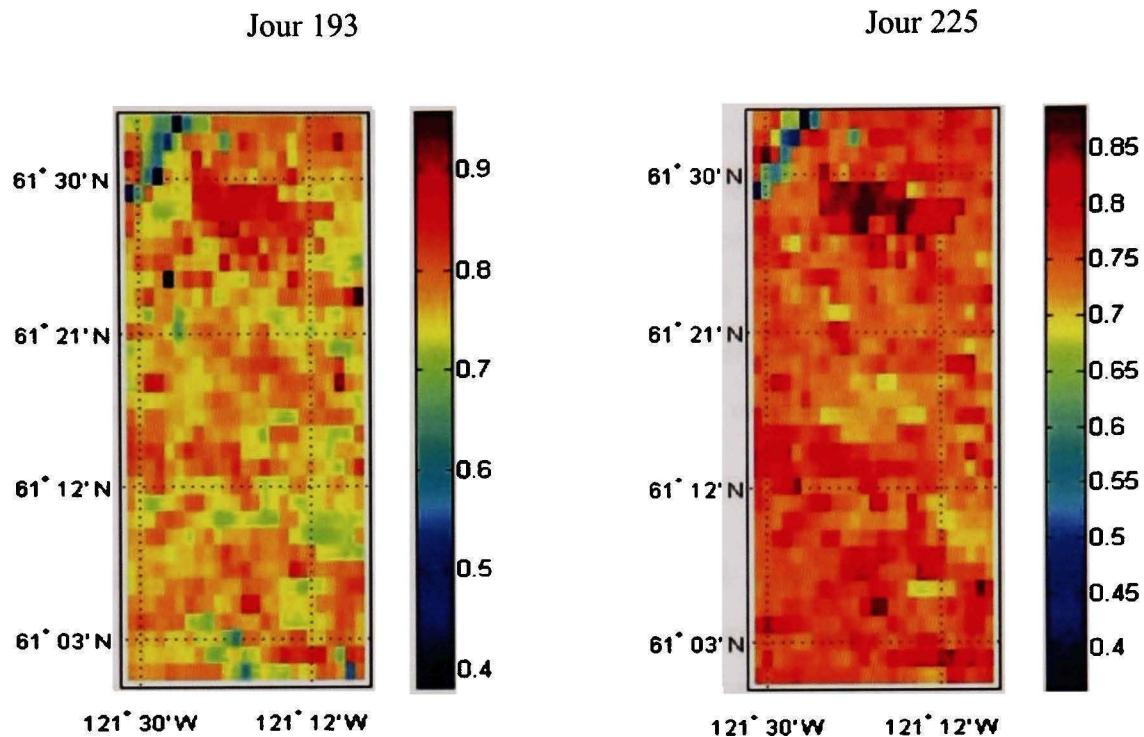


Figure 4.3 Variation spatiale de l'indice de végétation NDVI du site Scotty Creek, pour les jours 193 et 225 de l'année 2003.

Au terme de cette première interpolation, un portrait global de NDVI a été établi pour toute la région d'étude. À chaque pixel, un NDVI est attribué. Il correspond au NDVI issu de l'interpolation spatiale ou à la valeur brute de NDVI importée.

Par la suite, une interpolation temporelle est nécessaire pour ramener les deux données de température de surface et de NDVI à la même résolution dans le temps, c'est à dire 8 jours, soit celle de la température. Pour chaque pixel, une courbe de l'évolution temporelle des différentes valeurs de NDVI observées chaque 16 jours est tracée. Par la suite, pour chaque date où une valeur de température est disponible, la valeur de NDVI a été retenue.

Suite aux précédents prétraitements des données MODIS de température de surface et de NDVI, les valeurs de l'indice TVDI ont été calculées pour chaque pixel de 1 km x 1 km avec un pas de temps de 8 jours selon l'équation 4.3.

4.2.4 Distribution spatiale de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km

L'indice de sécheresse TVDI tel qu'établi précédemment donne une indication qualitative de l'humidité du sol. Des valeurs élevées de TVDI correspondent à un état de sol sec alors que des valeurs faibles de TVDI reflètent un état de sol humide. Sandholt et al. (2002) ont montré que l'indice de sécheresse TVDI est relié à l'humidité du sol à la surface. Ils ont noté une relation linéaire négative avec un coefficient de détermination R^2 de 0,7 entre ces deux paramètres. De même, Wang et al. (2004) ont observé une corrélation linéaire négative entre l'humidité du sol et le TVDI.

Pour obtenir une estimation quantitative de l'humidité du sol à l'échelle du pixel de 1 km, nous avons donc considéré une relation linéaire négative entre les valeurs de l'indice TVDI et l'humidité du sol. Dans cette étape, les jours comportant des valeurs de température de surface contaminées par la présence de nuages ne sont pas considérés. La distribution de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km est obtenue en considérant une relation linéaire négative entre l'humidité du sol du pixel de 1 km, θ , et l'indice TVDI du même pixel:

$$\theta = a - b * \text{VDI} \quad (4.5)$$

avec: a et b sont deux paramètres positifs

Le problème de détermination de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km revient à déterminer le couple de paramètres (a, b). Sachant que l'indice TVDI varie entre 0 et 1, le paramètre a correspond à l'humidité du sol la plus élevée. Elle tend donc vers la valeur de la porosité du sol si le TVDI est égal à 0. Afin de réduire le nombre d'inconnus dans l'équation 4.5, on suppose donc que le paramètre a est égal à la porosité du sol.

Afin de tester la sensibilité de la méthode de la distribution spatiale de l'humidité, trois valeurs de porosité sont utilisées, soient, 0,43; 0,53 et 0,7. La porosité du sol de la zone de Scotty Creek de 0,53 est importée de la base de données ISLSCP. Les deux autres valeurs (0,43 et 0,7) sont des valeurs d'humidité du sol mesurées à une profondeur de 10 cm à Scotty

Creek. La valeur de 0,7 est choisie parce qu'elle correspond à la valeur d'humidité du sol mesurée la plus élevée alors que la valeur de 0,43 est la valeur d'humidité du sol mesurée qui correspond à un indice de TVDI faible du jour julien 217 de l'été 2003 qui tend vers 0.

Le paramètre b , défini à l'échelle de MODIS, est obtenu par une méthode itérative qui minimise le carré de l'écart entre la température de brillance mesurée par le capteur AMSR-E et la température de brillance moyenne simulée par le modèle de transfert radiatif $\tau\omega$ en considérant la moyenne des humidités du sol:

$$F = (T_{bhsimulée}((1/N \sum \theta), X) - T_{bhmesurée})^2 + (T_{bvsimulée}((1/N \sum \theta), X) - T_{bvmesurée})^2 \quad (4.6)$$

où : θ est l'humidité du sol calculée à l'échelle du pixel MODIS (1 km x 1 km) selon l'équation 4.5; N est le nombre de pixels de 1 km x 1 km à l'intérieur de la zone d'étude; X est le vecteur des paramètres de végétation et de rugosité déterminés au chapitre 3 précédent.

4.3 Résultats et discussion

4.3.1 L'espace T_s / végétation

Les données de température de surface et de NDVI obtenus suite à l'étape de prétraitement ont été utilisées pour construire le nuage de points montré sur la figure 4.4. Compte tenu de la localisation nordique de la zone d'étude, les températures ne dépassent pas, tel que montré sur cette figure, le seuil de 288 K (15 °C) et ce quelque soit la valeur du NDVI durant les deux étés 2003 et 2004.

Similairement aux constats des études précédentes (Carlson, Gillies et Perry, 1994; Gillies et al., 1997), l'allure de l'espace de points T_s -NDVI présente une forme triangulaire. Cependant, la corrélation obtenue entre la température de surface et le NDVI est positive alors que dans les études précédentes, la corrélation observée est négative (Carlson, Gillies et

Perry, 1994; Gillies et al., 1997; Sandholt, Dybkjaer et Rasmussen, 1998). Cette différence de signe peut être expliquée par la différence de la localisation des régions étudiées.

Dans notre étude, le bassin étudié est nordique. La majorité des études précédentes qui ont investigué la relation entre le NDVI et la température de surface se sont intéressées à des régions arides et semi-arides. Cependant, le travail de Suzuki et al. (2001) a porté sur une région nordique, la Sibérie, similaire à celle de notre étude. Ils ont constaté que pour une température donnée, le NDVI augmentait avec la précipitation. Pour des températures inférieures à 18 °C, ils ont noté aussi que la corrélation entre le NDVI et la température était positive. Hope et al. (2005) ont obtenu également une tendance linéaire à pente positive dans un écosystème arctique (Tundra) en Alaska. De même, Ichii et al. (2002) ont observé que dans les hautes et les moyennes latitudes, l'augmentation du NDVI est reliée à l'élévation de la température. Ces études citées ont montré que dans les régions nordiques la corrélation est positive entre le NDVI et la température, ce qui corrobore cette présente recherche.

Une pente positive entre le NDVI et T_s semble s'expliquer par le fait qu'aux zones nordiques, le permafrost renferme une faible quantité d'énergie emmagasinée dans le sol. Dans les hautes latitudes, le sol est souvent plus froid que la végétation. En conséquence, si le NDVI augmente, la proportion de la végétation par rapport au sol augmente et la température mesurée augmente (Hope, Engstrom et Stow, 2005).

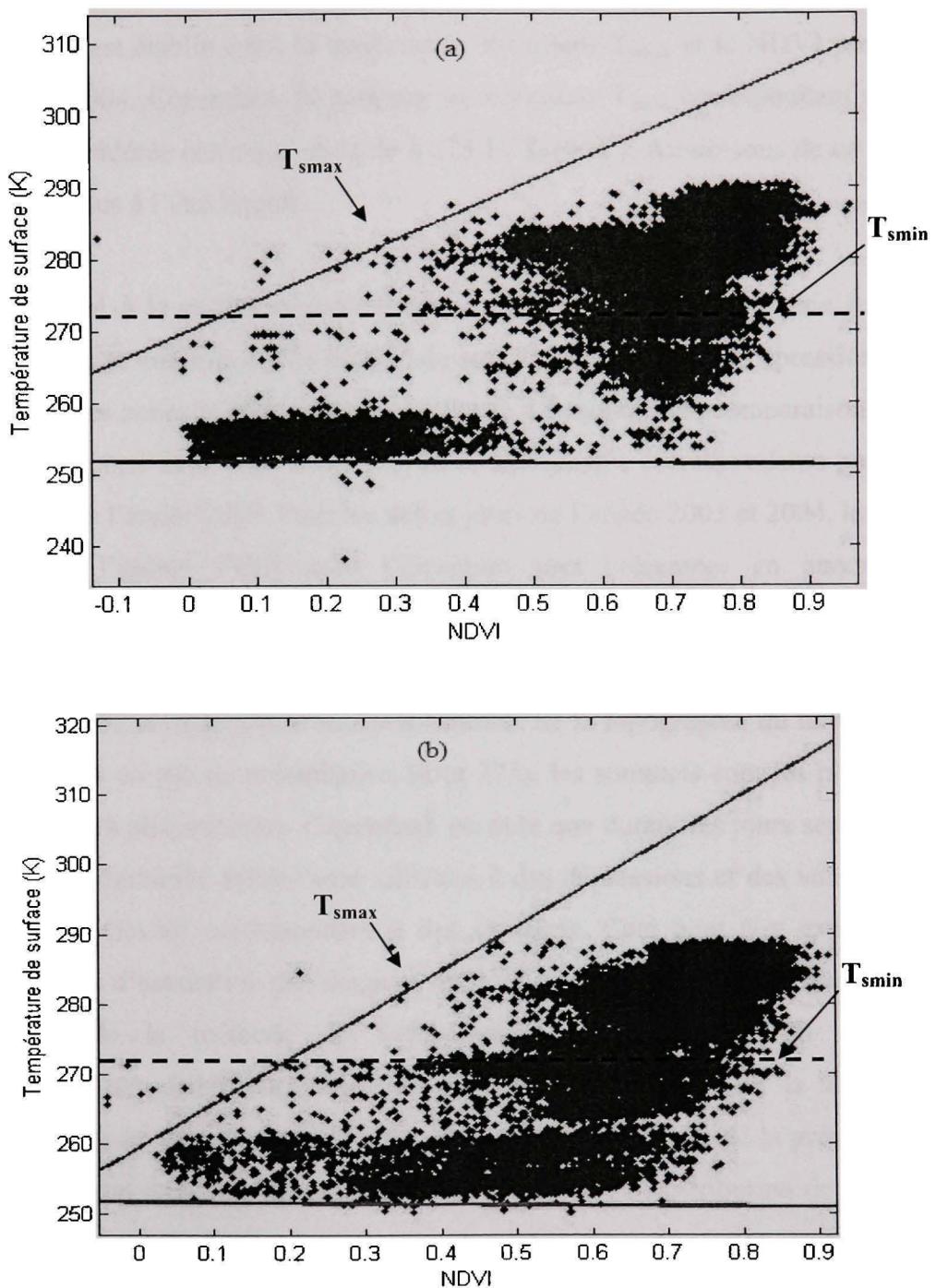


Figure 4.4 L'espace Température de surface/ végétation, (a) 2003, (b) 2004.

Selon le concept de l'indice de sécheresse (équation 4.3) et la figure 4.4, une relation linéaire de pente positive est établie entre la température maximale T_{smax} et le NDVI pour les deux années 2003 et 2004. Cependant, la température minimale T_{smin} correspondant à un TVDI égal à 0 a été considérée constante et égale à 273,14 K (0 °C). Au dessous de ce seuil, l'eau dans le sol n'est plus à l'état liquide.

Il a été mentionné à la première section de ce chapitre que la topographie joue un rôle prépondérant dans le contrôle de l'humidité du sol. Rappelons que les dépressions/sommets correspondent à des zones humides/sèches. La figure 4.5 montre une comparaison de l'indice TVDI de chaque pixel de la zone d'étude avec la topographie correspondante pour les jours 193, 225 et 273 de l'année 2003. Pour les autres jours de l'année 2003 et 2004, les figures de comparaison de l'indice TVDI avec l'élévation sont présentées en annexe 3. Une comparaison qualitative montre que l'indice TVDI peut indiquer sur l'état hydrique du sol. Au cours des jours pluvieux (jours 193, 241), les dépressions et les sommets sont humides et les valeurs de TVDI se rapprochent indépendamment de la topographie du terrain. Au cours des jours avec peu ou pas de précipitation (jour 273), les sommets sont les plus secs et les dépressions sont les plus humides. Cependant, on note que durant les jours secs, des valeurs de TVDI élevées (humidité faible) sont affectées à des dépressions et des valeurs de TVDI faibles (humidité élevée) correspondent à des sommets. Ceci peut être expliqué par les erreurs éventuelles d'estimation des données MODIS de température de surface et de NDVI d'une part et de la méthode de détermination de l'indice TVDI d'autre part. Quantitativement, une faible corrélation est obtenue entre le TVDI et la topographie du terrain. Ceci est du au fait que la végétation, la distribution spatiale de la précipitation et la radiation solaire sont tous des facteurs qui influencent aussi la distribution de l'humidité du sol dans le bassin.

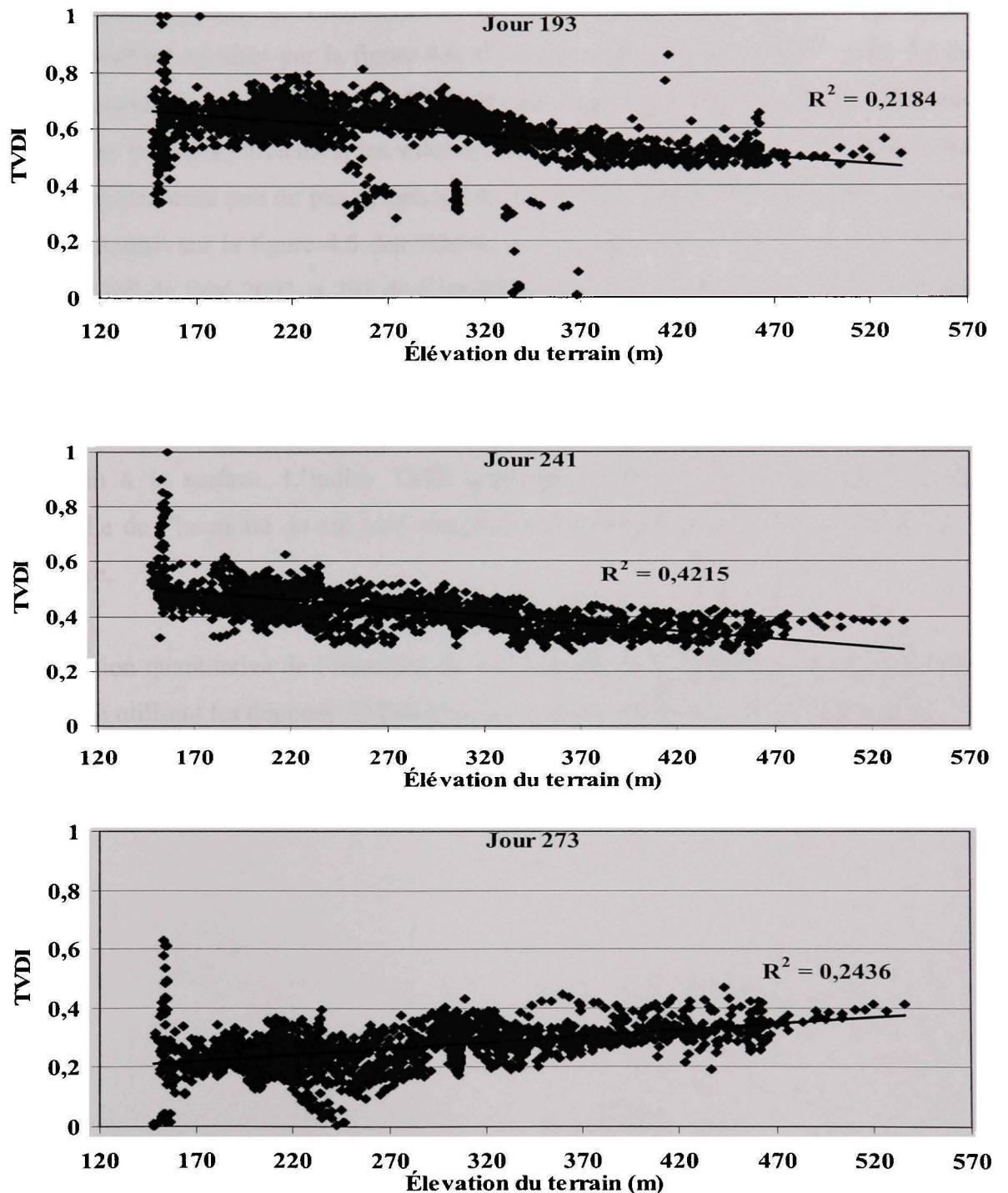


Figure 4.5 Comparaison entre l'indice TVDI et l'élévation du terrain, jours 193, 241, 273 de l'année 2003.

La variation temporelle de l'indice TVDI du pixel de résolution 1 km x 1 km contenant Scotty Creek est montrée par la figure 4.6. C'est une valeur moyenne sur 8 jours. Le cumul de précipitation de la même période de 8 jours est aussi représenté pour fin de comparaison. Pendant les périodes pluvieuses, les valeurs de l'indice TVDI sont plus faibles que celles au cours des jours avec peu ou pas de précipitations où elles atteignent des valeurs élevées. On note néanmoins sur la figure 4.6 des valeurs élevées de l'indice TVDI aux cours des jours pluvieux 209 de l'été 2003 et 201 de l'été 2004. Ces valeurs élevées de TVDI sont du aux valeurs élevées de température de surface MODIS.

En excluant les valeurs erronées de TVDI, on peut conclure qu'il peut décrire l'état hydrique du bassin à la surface. L'indice TVDI peut être utilisé donc pour capter la variation temporelle de l'humidité du sol sans toutefois exprimer quantitativement l'évolution de ce paramètre.

L'estimation quantitative de l'humidité du sol sera effectuée à partir du modèle de transfert radiatif en utilisant les données AMSR-E en micro-ondes passives. Nous rappelons que l'idée de ce travail est de distribuer spatialement l'humidité du sol en utilisant les cartes TVDI à une résolution beaucoup plus fine.

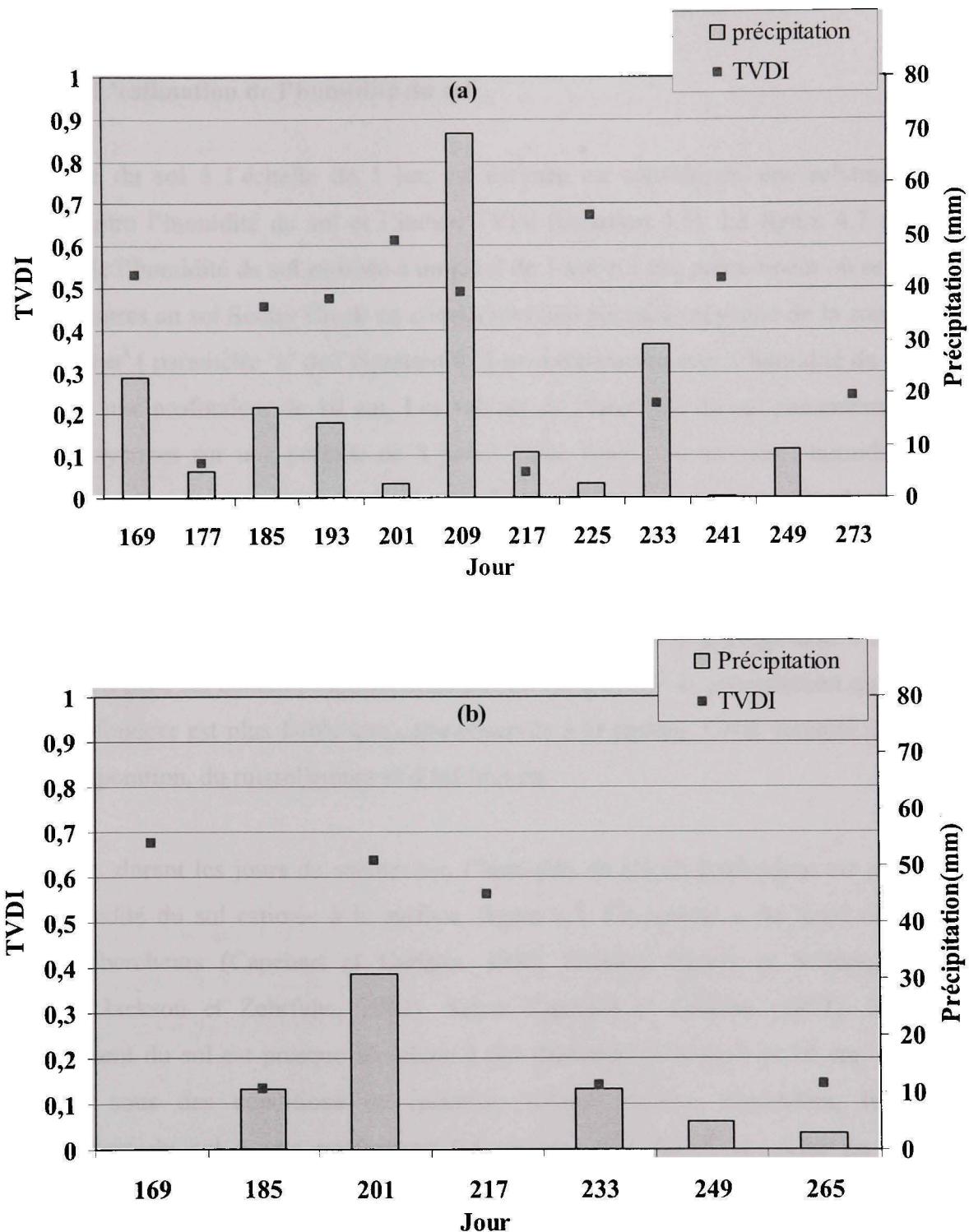


Figure 4.6 Variation temporelle de l'indice TVDI et de la précipitation à Scotty Creek, (a) 2003, (b) 2004.

4.3.2 Distribution spatiale de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km

4.3.2.1 L'estimation de l'humidité du sol

L'humidité du sol à l'échelle de 1 km est estimée en considérant une relation linéaire négative entre l'humidité du sol et l'indice TVDI (équation 4.5). La figure 4.7 montre la variation de l'humidité de sol estimée à un pixel de 1 km x 1 km précisément où se trouve le site de mesures au sol Scotty Creek en considérant une porosité moyenne de la zone d'étude de 0,53 g/cm³ (paramètre 'a' de l'équation 4.5) en comparaison avec l'humidité du sol locale mesurée à une profondeur de 10 cm. Les valeurs de l'humidité du sol présentées sont des valeurs moyennes sur une période de 8 jours. Cette figure montre que l'humidité du sol estimée ne coïncide pas nécessairement avec l'humidité du sol mesurée. Pendant les jours pluvieux, l'humidité du sol estimée est plus élevée que celle mesurée à une profondeur de 10 cm. L'humidité de sol estimée correspond à une profondeur de sol d'au plus 1cm, la profondeur détectée par le satellite à la bande C. L'effet de la précipitation s'observe en premier lieu dans les couches superficielles du sol. La quantité de précipitation qui arrive au sol en profondeur est plus faible que celle observée à la surface. Cette quantité dépend des taux d'évaporation, du ruissellement et d'infiltration.

Cependant, durant les jours de sécheresse, l'humidité du sol en profondeur est plus élevée que l'humidité du sol estimée à la surface, figure 4.7. Ce constat a été aussi observé par d'autres chercheurs (Capehart et Carlson, 1997; Carlson, Ripley et Schmugge, 2004; Lakshmi, Jackson et Zehrfuhs, 2003). Selon Capehart et Carlson (1997), le taux de dessèchement du sol est presque identique à des profondeurs entre 5 et 10 cm. Il diminue lentement sous des conditions de radiation solaire élevées. Cependant, le taux de dessèchement du sol à une profondeur 0,5 cm est plus élevé que celui du sol à des profondeurs supérieures. En plus, il augmente rapidement trois jours après l'événement pluvieux. Carlson et al (2004) ont noté que la couche superficielle du sol, à une profondeur de 2 cm, sèche plus rapidement que les couches de sol de profondeur supérieure à 5 cm. Les variations significatives de l'humidité du sol estimée en surface comparativement aux variations mesurées à 10 cm, figure 4.7, ne sont sans doute pas étrangères au phénomène

d'évaporation qui touche les premiers cm de sol. Le tableau 4.1 présente les coefficients de corrélation entre l'humidité du sol estimée, l'humidité du sol mesurée à une profondeur de 10 cm et le gradient de la température moyenne de l'air sur 8 jours pour l'ensemble des données 2003 et 2004. Comme le montre ce tableau, une meilleure corrélation est obtenue entre l'humidité du sol estimée et la variation relative de la température de l'air. Cependant, la corrélation entre l'humidité du sol mesurée et la variation de la température de l'air est positive

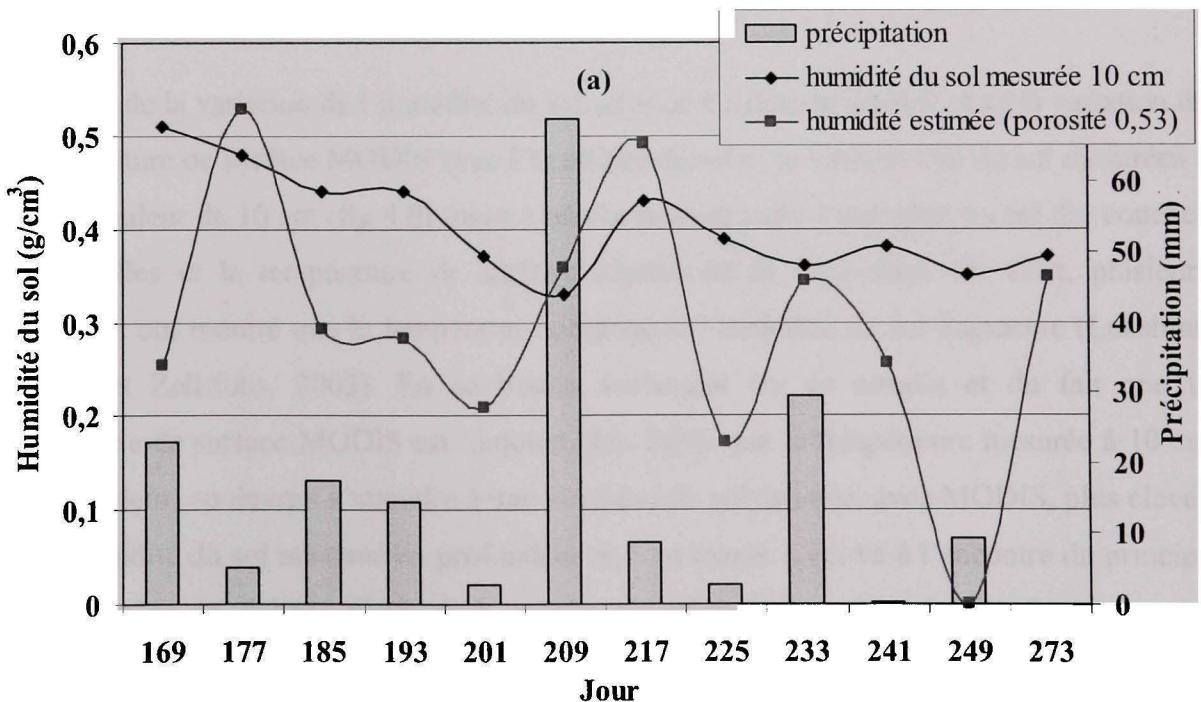
Pour l'ensemble des données de 2003 et 2004, le tableau 4.1 présente aussi les coefficients de corrélation entre la précipitation et l'humidité du sol estimée et l'humidité du sol mesurée à une profondeur de 10 cm. Quantitativement, une faible corrélation de 0.21 est obtenue entre l'humidité du sol estimée et la quantité de précipitation. Selon ce tableau, l'humidité du sol mesurée ne concorde pas avec la précipitation mesurée à la station de Ford Simpson. Une corrélation négative entre ces deux paramètres est obtenue. La corrélation entre l'humidité du sol estimée et la précipitation obtenue est meilleure.

On note néanmoins sur la figure 4.7 des valeurs aberrantes. Notamment, l'humidité du sol estimée au jour 249 des deux étés 2003 et 2004 est égale à zéro. Il est à noter que la température de surface fournie par MODIS est inférieure à zéro pour ces deux jours. Les pixels possédant des températures de sol inférieures au point de congélation sont considérés avoir des valeurs nulles d'humidité du sol en surface. Pour ces pixels, l'indice de sécheresse calculé est inférieur à 0. Cette valeur peut être erronée due à des erreurs de mesure de la température de surface MODIS.

Tableau 4.1

Coefficients de corrélation entre l'humidité du sol estimée, humidité du sol mesurée à Scotty Creek et la précipitation et la température de l'air pour les deux étés 2003 et 2004
Nombre d'observation =17

	Humidité du sol estimée	Humidité du sol mesurée à une profondeur de 10 cm
Précipitation cumulée sur 8 jours	0,21	-0,13
Gradient de la température de l'air moyenne sur 8 jours	- 0,51	0,20



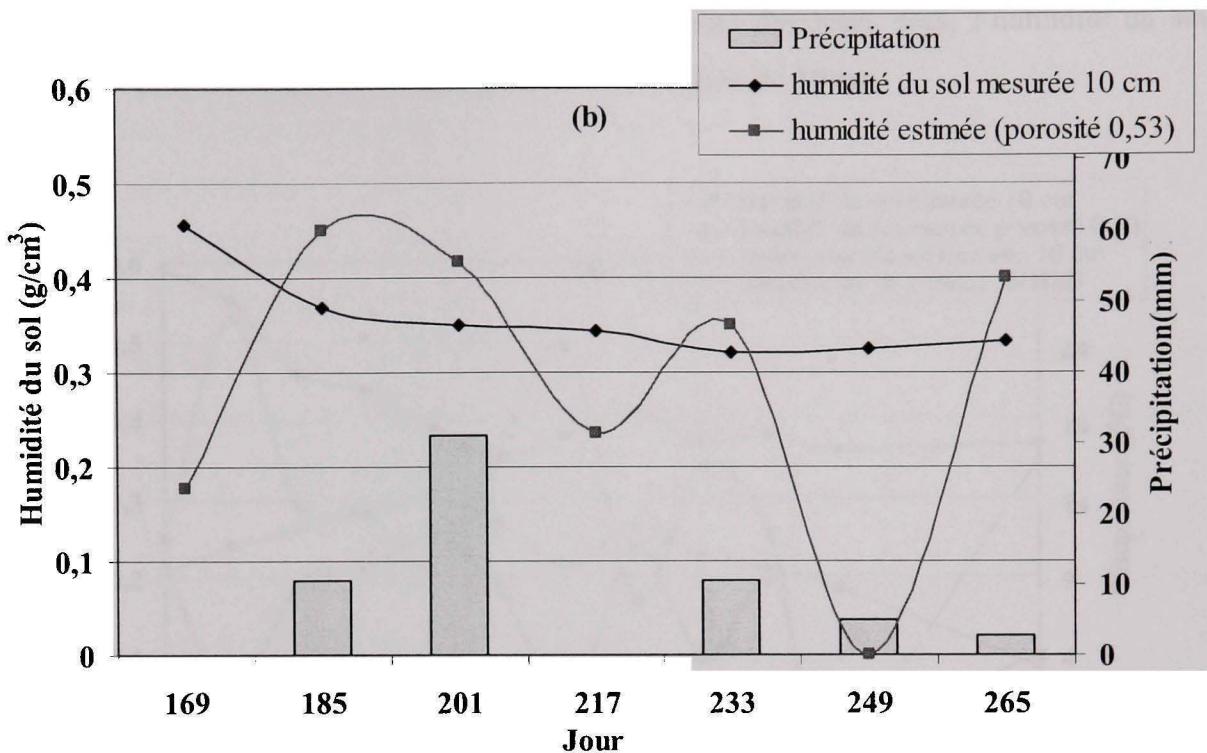


Figure 4.7 Variations de l'humidité de sol estimée, la précipitation et l'humidité de sol mesurée à Scotty Creek à une profondeur de 10 cm, (a) 2003, (b) 2004.

L'analyse de la variation de l'humidité du sol estimée à l'échelle du km² et de la variation de la température de surface MODIS avec l'humidité du sol et la température du sol mesurées à une profondeur de 10 cm (fig 4.8) montre que la relation entre l'humidité du sol des couches superficielles et la température de surface dépend de la végétation. En effet, plusieurs recherches ont montré que la température diminue si l'humidité du sol augmente (Lakshmi, Jackson et Zehrfuhs, 2003). En se basant seulement sur ce constat et du fait que la température de surface MODIS est toujours plus faible que la température mesurée à 10 cm de profondeur, on devrait s'attendre à une humidité du sol estimée, avec MODIS, plus élevée que l'humidité du sol mesurée en profondeur en tout temps. Ceci va à l'encontre du principe du phénomène de séchage rapide de la couche superficielle du sol pendant les jours secs. La considération de l'indice de végétation avec la température de surface pour le calcul de l'indice TVDI utilisé pour l'estimation de l'humidité du sol à une échelle fine permet d'obtenir une variation de l'humidité du sol plus raisonnable au cours des jours avec peu ou

pas de précipitation. La figure 4.7 montre qu'au cours des jours secs, l'humidité du sol estimée est plus faible que celle mesurée à une profondeur de 10 cm.

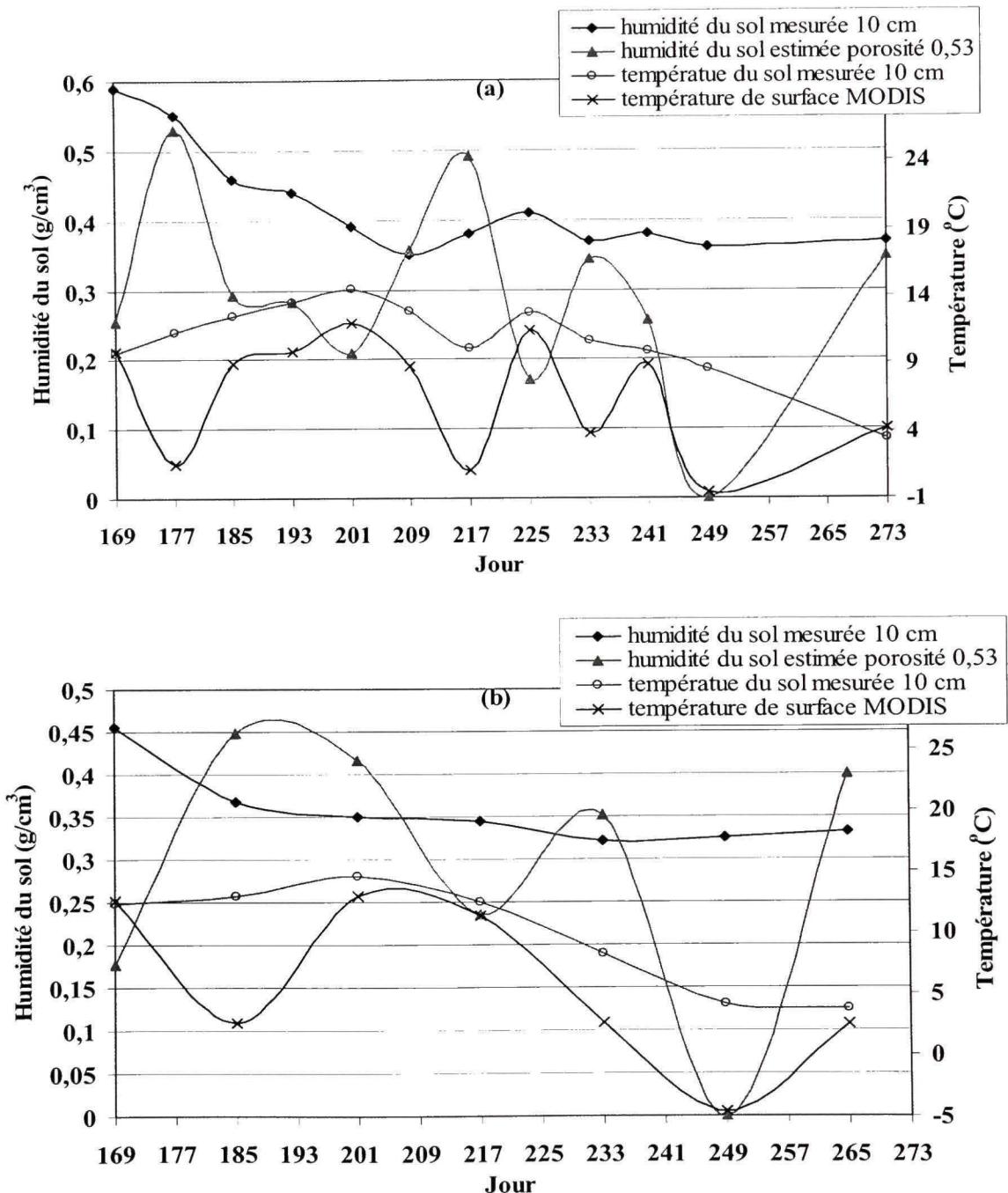


Figure 4.8 Variation de l'humidité du sol estimée, température de surface MODIS humidité du sol et température du sol mesurées à 10 cm, (a) 2003, (b) 2004.

4.3.2.2 Effets de la porosité

L'estimation de l'humidité du sol se base sur la relation linéaire entre l'humidité du sol et l'indice TVDI décrite par l'équation 4.5. Le coefficient 'a' de cette équation est supposé égal à la porosité. Dans l'étape précédente, la valeur de la porosité $0,53 \text{ g/cm}^3$ considérée correspond à celle importée de la base de données ISLSCP. Cette donnée correspond à une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$. Afin d'étudier la sensibilité de la méthodologie préconisée pour la distribution spatiale de l'humidité du sol à l'échelle de MODIS, deux autres valeurs de porosité sont considérées soient $0,43$ et $0,7 \text{ g/cm}^3$.

Le tableau 4.2 présente les coefficients de corrélation entre l'humidité du sol estimée en considérant les différentes valeurs de porosité avec la précipitation et la variation de la température de surface. La précipitation correspond à la quantité cumulée durant les 8 jours de mesures de données MODIS et la température de l'air correspond à la valeur moyenne des températures de l'air mesurées à Fort Simpson, la station la plus proche de la zone d'étude. Selon ce tableau, la meilleure corrélation entre la précipitation et l'humidité du sol estimée est obtenue avec une porosité de $0,43 \text{ g/cm}^3$ pour les deux années d'études 2003 et 2004. Pour les mêmes années, les corrélations entre l'humidité du sol estimée avec les différentes valeurs de porosité et la variation de la température de l'air sont sensiblement égales, et meilleures à celles obtenues entre l'humidité du sol estimée et la précipitation.

La figure 4.9 présente la variation de l'humidité du sol estimée avec les différentes valeurs de porosité en comparaison avec l'humidité du sol mesurée à Scotty Creek pour les deux étés 2003 et 2004. La tendance de la variation de l'humidité du sol est la même indépendamment de la valeur de la porosité considérée. Cette tendance résulte de la variation de l'indice TVDI. L'humidité du sol estimée est en effet reliée à cet indice par une relation linéaire négative (équation 4.5). Les valeurs de l'humidité du sol estimées dépendent cependant de la valeur de la porosité considérée comme le montre la figure 4.9. La comparaison des valeurs de l'humidité du sol estimées et celles mesurées à Scotty Creek montre que les résultats estimés avec une porosité de $0,43$ coïncident mieux avec les mesures *in situ* au cours des

jours pluvieux 217 en 2003 et 185 et 233 en 2004. Elle est cependant plus élevée que la mesure *in situ* pour le jour 209 en 2003 avec une valeur qui s'approche de la porosité. La valeur de porosité de 0,43 correspond en effet à l'indice TVDI le plus faible qui se rapproche de 0. Durant la période sèche ou avec peu de précipitation, l'humidité du sol estimée à la surface est beaucoup plus faible que l'humidité du sol mesurée à 10 cm de profondeur. Ceci peut être dû au phénomène d'assèchement rapide de la surface de sol comme l'ont noté plusieurs chercheurs (Capehart et Carlson, 1997; Carlson, Ripley et Schmugge, 2004). Au cours de cette période, l'écart le plus élevé entre les valeurs d'humidité du sol est obtenu avec celles estimées en considérant une porosité égale à 0,43 g/cm³. L'analyse de la figure 4.9 et des données de précipitation présentées dans la figure 2.15 montre que l'humidité du sol estimée avec une porosité égale à 0,43 g/cm³ traduit bien la variation d'humidité de surface.

Tableau 4.2

Coefficients de corrélation entre l'humidité du sol estimée avec les différentes valeurs de porosité, la précipitation et la température de l'air mesurées à Fort Simpson

	Porosité (paramètre 'a' dans l'équation)		
	0,43 g/cm ³	0,53 g/cm ³	0,7 g/cm ³
Précipitation cumulée sur 8 jours	0,47	0,21	0,17
Gradient de la température de l'air moyenne sur 8 jours	-0,49	-0,51	-0,53

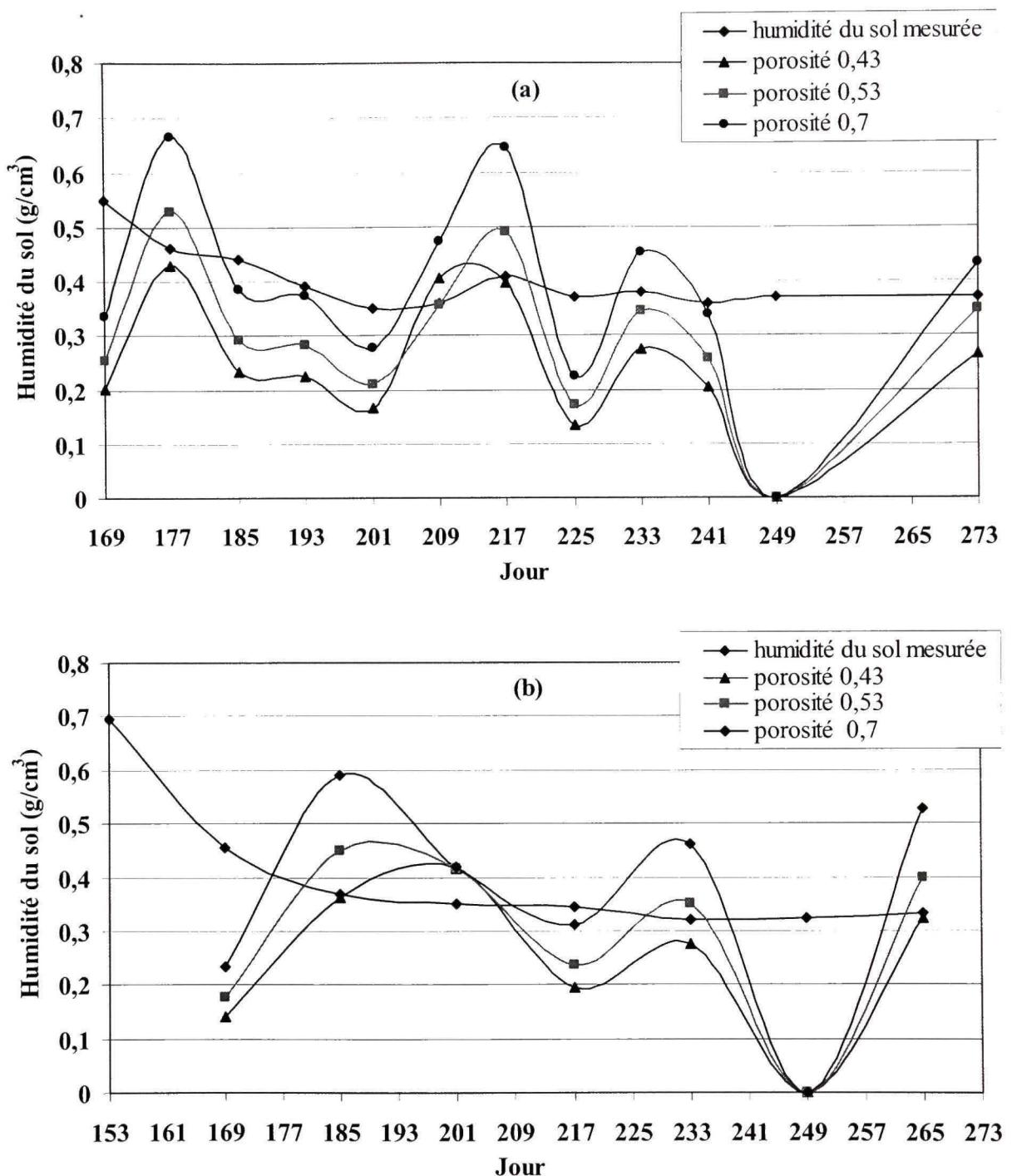


Figure 4.9 Variations de l'humidité du sol estimée avec différentes valeurs de porosité et de l'humidité du sol mesurée à Scotty Creek à une profondeur de 10 cm, (a) 2003, (b) 2004.

4.3.2.3 Apports de la distribution spatiale de l'humidité du sol à une échelle de 1 km

La méthode proposée de distribution spatiale de l'humidité du sol à l'échelle de MODIS permet d'en obtenir N valeurs à une échelle fine de 1 km x 1 km. La figure 4.10 présente un exemple de la variabilité spatiale de l'humidité du sol dans toute la zone de Scotty Creek pour les jours 193 et 225 de l'année 2003. Afin d'apprécier l'apport de détermination de l'humidité du sol à une échelle fine, la variation de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km contenant Scotty Creek est comparée à l'humidité du sol mesurée à Scotty Creek à une profondeur de 10 cm et à celle estimée selon l'approche proposée au chapitre 3 à l'échelle de AMSR-E, figure 4.11. Sur cette figure, l'humidité du sol estimée à l'échelle de 1 km suit mieux la variation de l'humidité du sol mesurée à Scotty Creek. En effet, les valeurs moyennes de l'humidité du sol estimées à partir des données AMSR-E sur toute la zone de Scotty Creek ne sont pas sensibles à la variation de la précipitation. En plus, elles varient peu en fonction du temps. Tel que montré au chapitre 4, il est plus difficile d'estimer l'humidité du sol avec les données de températures de brillance AMSR-E au cours des mois de juillet et d'août. Au cours de cette période, les valeurs d'humidité du sol sont sous-estimées et ne captent pas la variation de la précipitation. Il faut rappeler ici que les paramètres de végétation qui ont été utilisés pour simuler la température de brillance avec le modèle de transfert radiatif sont des valeurs moyennes sur toute la zone d'étude. De plus, l'humidité du sol estimée à l'échelle de AMSR-E correspond à une valeur moyenne sur toute la zone d'étude. Dans le chapitre 3, l'hétérogénéité spatiale à l'échelle du pixel AMSR-E a été négligée. Cependant, l'humidité du sol estimée en considérant l'indice TVDI tient compte de la variabilité spatiale de la végétation dans la zone d'étude. L'hétérogénéité spatiale qui affecte la variabilité spatiale de l'humidité du sol à la surface, est ainsi mieux représentée avec cet indice. En effet, comme le montre la figure 4.11, l'humidité du sol estimée à une fine échelle répond mieux à la variation de la précipitation et de la température de l'air. Ce constat est observé pour les deux années d'étude (2003 et 2004).

La validation des résultats des valeurs de l'humidité du sol issues des données satellitaires avec des mesures *in situ* est d'autant meilleure que la résolution spatiale est fine. La comparaison des valeurs d'humidité du sol issues des données micro-ondes passives AMSR-E avec des mesures *in situ* doit se faire avec précaution. La considération des valeurs moyennes des paramètres géophysiques à l'échelle du pixel AMSR-E pour la simulation de la température de brillance fait perdre de l'information sur l'humidité du sol. À plus fine échelle, la considération de l'hétérogénéité spatiale améliore les estimations de l'humidité du sol. Les valeurs d'humidité du sol estimées à une échelle spatiale fine se comparent mieux avec les mesures *in situ* d'humidité du sol à 10 cm de profondeur. Cependant, beaucoup de travail reste à faire afin de rendre le modèle plus représentatif de la réalité à cette échelle.

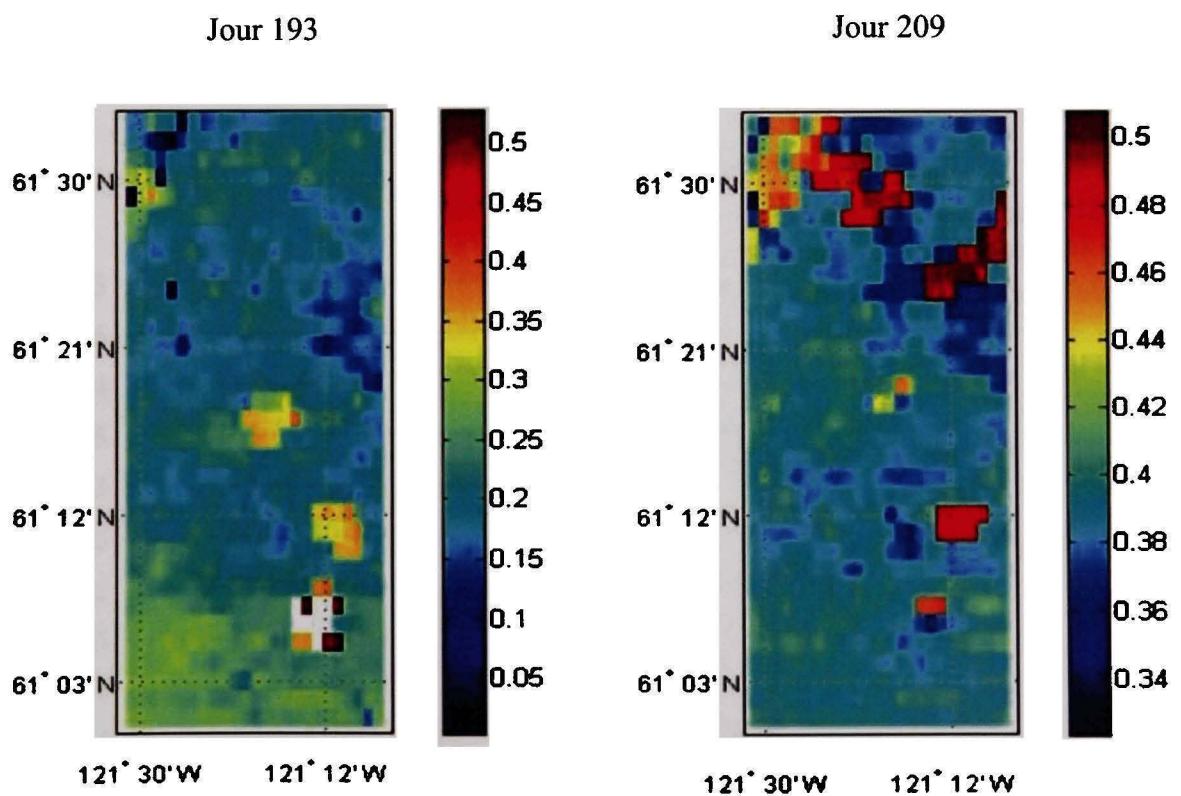


Figure 4.10 Variation spatiale de l'humidité du sol estimée (g/cm^3) avec une porosité de 0.53 au cours des jours 193 et 209 de l'année 2003.

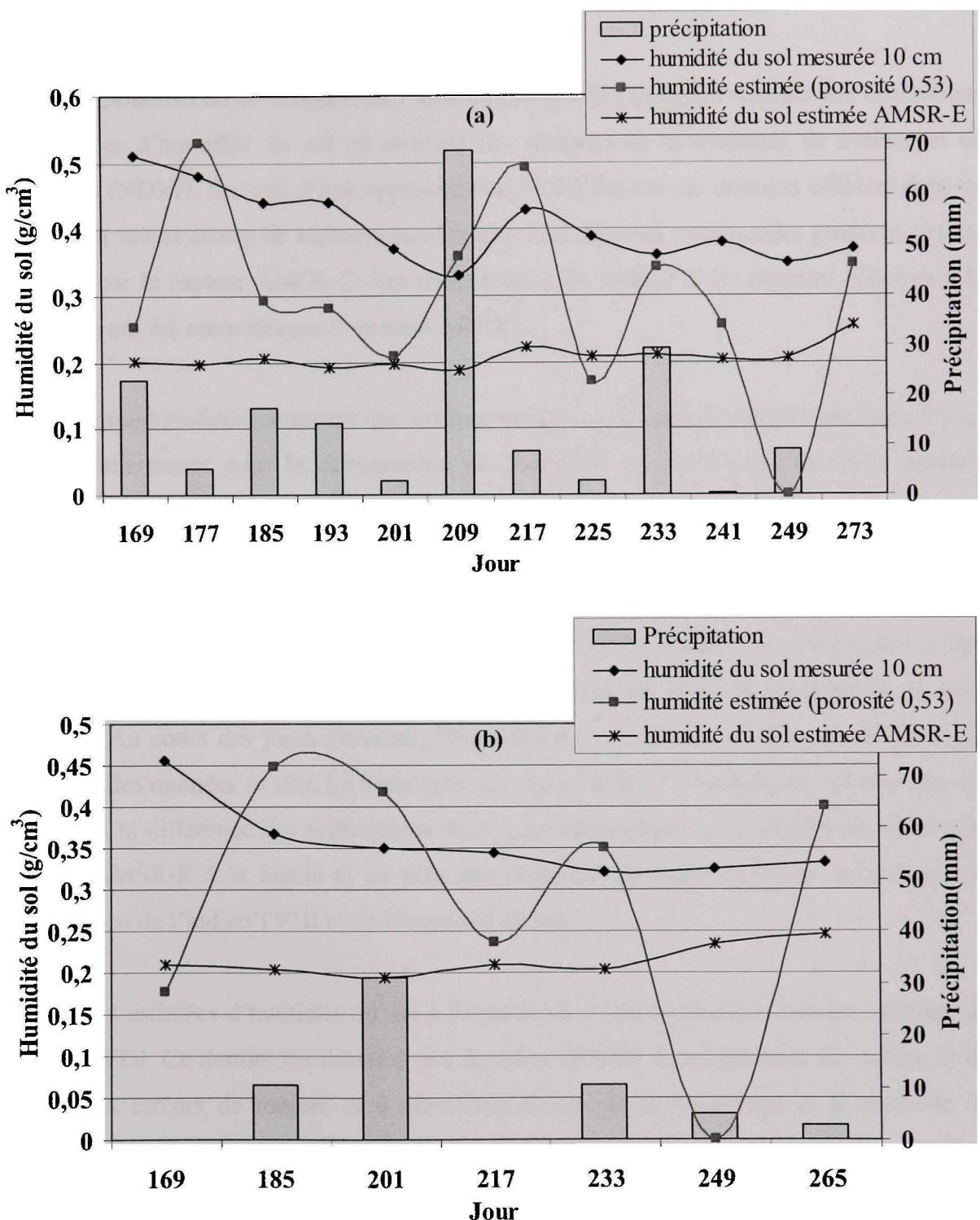


Figure 4.11 Variation de l'humidité du sol à l'échelle de 1 km, humidité du sol mesurée à Scotty Creek à une profondeur de 10 cm et humidité du sol moyenne estimée avec AMSR-E, (a) 2003, (b) 2004.

4.4 Conclusions

L'objectif principal de ce chapitre est l'amélioration de la résolution spatiale des estimations quantitatives d'humidité du sol en utilisant des données de température de surface et de végétation (NDVI). Il s'agit d'une approche multi-satellites car les données utilisées dans ce travail sont toutes issues de capteurs satellitaires. Les données micro-ondes passives ont été mesurées par le capteur AMSR-E. Les températures de surface et les données relatives à la végétation ont été mesurées par le capteur MODIS.

Les simulations réalisées montrent que cette combinaison de données satellitaires présente un potentiel intéressant pour la cartographie de l'humidité du sol à une résolution spatiale relativement élevée.

Les résultats de cette combinaison est une estimation quantitative de l'humidité à une meilleure résolution spatiale. La variation temporelle de l'humidité du sol estimée à fine échelle répond à la variation temporelle de la précipitation et de la température de l'air mesurées. Au cours des jours pluvieux, l'humidité du sol estimée à 1 km de résolution se rapproche des données *in situ*. Le biais entre les deux valeurs d'humidité du sol peut être dû en partie à la différence des profondeurs du sol correspondantes aux données *in situ* et aux données AMSR-E à la bande C en plus des erreurs éventuelles des deux procédures de modélisation de l'indice TVDI et de l'humidité du sol.

Les valeurs estimées d'humidité du sol à l'échelle de 1 km dépend des valeurs estimées de l'indice TVDI. Ce dernier est fonction des données MODIS de température de surface et de NDVI. Les erreurs de mesure et d'estimation de ces deux paramètres et la méthode de détermination de l'espace triangulaire température/végétation affectent les résultats d'estimation de l'humidité du sol. L'échantillon de données de température de surface et de NDVI doit être suffisamment large contenant les informations qui décrivent les différents états hydriques du sol et la surface du sol. En plus, la température de surface doit être supérieure à 0°C.

CHAPITRE 5

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

5.1 Contribution de la thèse

Cette étude est une des premières applications d'une approche multi-satellite pour l'estimation quantitative de l'humidité du sol à un bassin nordique. La réalisation de ce travail a été structurée en deux parties distinctes mais intimement liées puisque la deuxième partie présentée au chapitre 4 est une suite logique de la première partie discutée au chapitre 3. Chacune de ces deux parties propose des nouvelles approches qui n'ont pas été investiguées dans la littérature. Les multiples contributions de chacune de ces parties sont discutées en détails dans les paragraphes qui suivent.

Le bassin étudié dans ce travail de part sa nature nordique est une autre particularité de ce travail. Cette recherche constitue une des premières investigations utilisant un modèle de transfert radiatif pour l'estimation de l'humidité du sol. D'autres études ont été réalisées sur ce bassin dans cette perspective, mais elles se basaient sur une estimation qualitative permettant de dégager les tendances saisonnières de cette variable (Leconte et al., 2008; Temimi, 2007). Pour ce faire, les données du capteur SSM/I ont été utilisées. Ce capteur offre des températures de brillance mesurées à des fréquences élevées (19 GHz et plus). L'approche préconisée se basait sur le concept d'indice d'humidité. Dans ce présent travail, l'humidité de sol est estimée à partir des données de températures de brillance observées par le capteur AMSR-E. Ce capteur offre la possibilité de travailler avec des faibles fréquences qui s'avèrent plus intéressantes pour la détermination de l'humidité du sol.

Compte tenu de la courte durée des saisons estivales au niveau de ces bassins, le développement du couvert végétal est rapide. Cette dynamique affecte significativement le modèle de transfert radiatif et impose une considération de la variabilité dans le temps des paramètres caractérisant la contribution du couvert végétal dans ce modèle. Cela a été pris en

compte dans le chapitre 3 dans lequel il a été proposé de faire varier dans le temps certains paramètres du modèle de transfert radiatif afin d'inclure la dynamique du couvert végétal.

La considération de l'évolution spatio-temporelle des conditions à la surface du bassin dans l'estimation de l'humidité du sol constitue une des contributions majeures de ce travail de recherche. Il s'agit d'une première application qui tient compte de cette variabilité temporelle dans un modèle de transfert radiatif. Plusieurs études ont montré que la considération de paramètres de surface constants introduit des erreurs dans l'estimation de l'humidité du sol. L'ajustement dynamique de ces paramètres d'une image à l'autre et d'un pixel à l'autre dans le bassin permet ainsi de répondre aux recommandations exprimées dans la dernière étude de Njoku et al. (2003) qui ont montré la nécessité de tenir compte de l'évolution spatio-temporelle des paramètres de végétation (b, τ) et de la rugosité (h, Q) dans le modèle de transfert radiatif. Ce travail contribue donc à l'avancement de la recherche dans ce domaine tout en donnant une suite aux travaux précédents.

La deuxième contribution de ce travail qui découle de la localisation du bassin étudié réside dans la nature de l'approche proposée pour l'estimation de l'humidité du sol. La rareté des observations est une difficulté souvent soulevée par les études qui s'intéressent aux bassins nordiques. Ce sont essentiellement des problèmes de coût et d'accès aux sites qui causent cette rareté. Ces observations cependant sont primordiales pour la calibration et la validation des modèles. Pour surmonter cette difficulté, cette thèse propose une approche multi-satellites qui combine plusieurs sources de données, tel que présenté et discuté dans le chapitres 3 et 4. Des données météorologiques, de LAI, des propriétés du sol et des données d'humidité du sol ont été importées des différentes sources issues des observations, de télédétection (MODIS) et des modèles (NARR). Njoku et al. (2003) ont aussi utilisé des sources externes d'information pour réduire le nombre d'inconnus dans l'équation du modèle de transfert radiatif. Ils ont eu recours à des données sur la rugosité du sol, propriété du sol et la végétation (paramètre b). Dans cette étude, les paramètres de végétation et de rugosité sont cependant estimés. La méthodologie proposée réduit le nombre d'information externe

nécessaire pour modéliser la température de brillance et déterminer l'humidité du sol par rapport à la méthode proposée par Njoku et al. (2003).

Une autre contribution majeure de ce travail a été présentée dans le chapitre 4. Suite au développement du modèle de transfert radiatif au chapitre 3, l'humidité du sol est estimée à une échelle de 1 km^2 en considérant l'indice de température/végétation TVDI. Les données de température de surface et de végétation sont issues du capteur MODIS. Encore une fois, il s'agit là d'une approche multi-satellite. Comparativement au travail de Temimi et al. (2007) qui a porté sur la même zone d'étude et qui propose une distribution spatiale d'un indice d'humidité, la présente thèse propose de mettre en échelle une estimation quantitative tangible de l'humidité du sol. Les indices proposés dans la littérature qui ont été utilisés pour la cartographie de ce paramètre se sont basés, tel que discuté au chapitre 4, exclusivement sur la topographie. Temimi (2006) a introduit la végétation dans un indice classique qui prévoit une distribution spatiale du contenu en eau du sol. Merlin et al. (2005) ont considéré la température du sol en combinaison avec les données multi-angulaires, multi- polarisations SMOS en bande L pour désagréger l'humidité du sol. Ils ont toutefois noté que la saturation de la température du sol à des conditions d'humidité élevée constitue la limite de la méthode. Dans cette étude, nous considérons la végétation et la température de surface avec les données multi-polarisations AMSR-E en bande C pour la distribution spatiale de l'humidité du sol. L'indice TVDI a été souvent utilisé pour une description qualitative de l'état hydrique du sol. Cette étude a montré cependant que l'utilisation de cet indice avec les données micro-ondes passives permet de décrire quantitativement la variation spatio-temporelle de l'humidité du sol.

5.2 Recommandations et travaux futurs

Ce travail de recherche est une continuité des plusieurs autres travaux précédents. Bien qu'il ait répondu à plusieurs questions, plusieurs autres développements restent à réaliser. L'estimation quantitative de l'humidité du sol à un bassin nordique et sa détermination à une

échelle de 1 km à l'aide d'un indice température / végétation selon une approche multi-satellite font partie des contributions majeures de ce travail. Cependant, compte tenu de la quantité d'information utilisée pour le développement des algorithmes proposés dans ce travail, il a été suggéré de les tester seulement sur quelques zones du Mackenzie (voir chapitres 3 et 4). Une suite logique de ce travail serait de généraliser l'algorithme développé sur tout le bassin du Mackenzie. Un exercice de classification préliminaire basé sur le LAI serait nécessaire, tel que précisé dans le chapitre 4.

Dans le chapitre 4, l'approche de distribution de l'humidité du sol à une échelle fine a été appliquée en utilisant des indices températures/végétation issus des données de température et de végétation à une résolution temporelle de 8 et 16 jours, respectivement. Les erreurs de mesure et d'estimation de ces données ont affectées les résultats d'estimation de l'humidité du sol. Une amélioration de la qualité des données de température de surface et de NDVI permettrait une meilleure estimation de l'humidité du sol. Un croisement des données Aqua et Terra qui portent chacun un capteur MODIS pourrait améliorer le produit final et offrir des cartes de température de surface et de NDVI plus fidèles à la réalité. L'indice TVDI développé à partir de ces données comporterait moins d'erreurs et pourrait améliorer les résultats de la distribution spatiale de l'humidité. Un développement dans cette direction est fortement souhaité.

Toujours dans la perspective de l'amélioration de la résolution spatiale des cartes d'humidité estimée, seules les données relatives à la végétation et à la température de surface ont été exploitées. Le travail de Temimi (2006), entre autres, a démontré que la topographie joue un rôle prédominant dans le contrôle de la distribution de l'humidité du sol. Il est suggéré de considérer ce paramètre dans tout développement futur simultanément avec la température de surface et la végétation.

L'humidité de sol estimée par les algorithmes développés dans le cadre de cette thèse devrait servir pour la calibration et l'initialisation des modèles hydrologiques. Cette assimilation des données satellitaires aux modèles hydrologiques spatialisés, tel que WATCLASS, devrait

être investigué dans le cadre des travaux futurs. L'apport de la télédétection pour la qualité de résultats de ces modèles pourrait être estimé comparativement aux méthodes classiques de modélisation. L'intérêt de la distribution spatiale de l'humidité du sol à partir des micro-ondes passives réside dans le fait de la ramener à une résolution spatiale compatible, sinon meilleure, comparativement à la taille de la grille de la plupart des modèles hydrologiques spatialisés. Toutefois, la plupart des modèles d'hydrologie considèrent l'humidité du sol sur une épaisseur plus grande que celle fournie par la télédétection. Il faudra donc continuer à investiguer les liens entre l'humidité en surface et celle sur une plus grande profondeur dans le processus d'assimilation.

Par ailleurs, l'utilisation des modèles hydrologiques génère une redondance d'information en développant des cartes d'humidité du sol qui pourraient être comparées pour des fins de validation à celles dérivées à partir des micro-ondes passives. Ces modèles hydrologiques spatialisés, quand ils sont adéquatement calibrés, sont plus avantageux que les observations directes de l'humidité du sol quand il s'agit de valider les résultats des modèles de transfert radiatifs. Ces observations directes sont locales et difficiles à extrapoler. Dans la même optique, comme développement futur possible de ce travail, il est recommandé d'inclure les résultats de l'algorithme développé dans un modèle d'assimilation. Ce modèle d'assimilation permettrait de mettre à jour les paramètres internes d'un schéma de surface en fonction de l'erreur de prévision faite sur une des variables hydrologiques. L'estimation continue de l'humidité de sol, une des variables clés des processus hydrologiques, selon l'approche proposée dans cette recherche, aura l'avantage de permettre la correction des schémas de surface par assimilation. Un intérêt particulier sera réservé à cet axe dans les travaux futurs.

Les données micro-ondes passives utilisées dans cette thèse ont été mesurées par AMSR-E dans la bande C. Des missions futures telles que SMOS dont le lancement est prévu en 2009 offriront des mesures dans la bande L, soit la bande optimale pour l'estimation de l'humidité du sol. La résolution spatiale des missions futures demeurera toutefois faible. Cette limitation des missions futures met en lumière l'avantage de l'approche de la distribution spatiale de l'humidité du sol développée dans le cadre de ce travail et qui pourrait être extrapolée aux

données SMOS dès leur obtention. En raison de la différence de fréquence entre les données utilisées et celles de SMOS, des ajustements de l'algorithme proposé seraient certainement nécessaires.

Il a été précisé dans les chapitres 3 et 4 que des études antérieures ont développé des indices d'humidité nécessitant moins de données mais ils produisent une estimation qualitative de l'humidité du sol. Plus particulièrement, Temimi et al. (2007) ont testé un indice au-dessus de la même zone d'étude. Il serait important de comparer le potentiel de chacune des deux méthodes, soit le modèle de transfert radiatif *vs* l'indice d'humidité. Une synthèse exhaustive des travaux de recherche portant sur les deux méthodes permettrait aussi de définir le domaine d'application de chacune d'elles.

Les résultats obtenus aux chapitres 3 et 4 ont montré que la combinaison des données multi-satellites permet d'estimer quantitativement l'humidité du sol. Bien que les mesures d'humidité n'aient pas été généralement présentes pour la validation des résultats, les observations des paramètres météorologiques, telle que la précipitation, ont indiqué que dans l'ensemble la qualité des résultats était raisonnable. Nous recommandons, à la lumière de ces constats, de continuer le développement de ces approches selon les axes identifiés dans les paragraphes précédents. À long terme, un schéma de surface complet combinant un modèle hydrologique, d'hydraulique souterraine et de transfert radiatif, le tout alimenté et mis à jour par des données multi-satellitaires peut être développé. L'ensemble pourrait être développé et testé au niveau d'un bassin d'étendue limitée et en même temps assez bien documenté, tel que le bassin de la rivière Châteauguay qui a déjà fait l'objet des plusieurs études au laboratoire DRAME de l'École de technologie supérieure.

5.3 Conclusions

Cette thèse se situe dans le cadre de la deuxième phase du projet MAGS (MAckenzie Gewex Study). Elle s'articule autour de deux contributions principales, intimement liées, qui ont fait l'objet des chapitres 3 et 4. Le produit final de cette recherche est un algorithme basé sur une approche multi-satellite pour la cartographie de l'humidité du sol à une résolution spatiale améliorée. Suite à l'application des algorithmes développés sur des zones appartenant au bassin du Mackenzie, les conclusions suivantes peuvent être tirées :

- 1- la sensibilité des micro-ondes passives à la présence de l'eau offre un potentiel intéressant pour la cartographie de l'humidité du sol. Les mesures des capteurs actuels, notamment AMSR-E qui possède présentement la meilleure bande pour l'estimation de l'humidité de sol, peuvent être utilisées pour cette fin. La valeur élevée de l'angle d'incidence d'AMSR-E de 54,8° réduit la sensibilité du capteur à l'humidité du sol. L'avènement des capteurs futurs, tel que SMOS, améliora ce potentiel et motivera encore plus l'exploitation des images satellites pour la dérivation de l'humidité du sol.
- 2- La considération de la variabilité dans le temps des paramètres d'un modèle de transfert radiatif caractérisant la végétation a amélioré la représentativité des conditions à la surface du sol. Des coefficients constants, résultat d'un exercice de calibration, alimentent les modèles de transfert radiatif proposés dans la littérature. Dans le cadre de cette thèse, il a été proposé d'utiliser plutôt des courbes de tendance plutôt que des valeurs constantes. La calibration classique retourne une valeur constante qui répond seulement à des conditions moyennes. Par contre, l'approche de calibration proposée dans cette thèse reproduit plus fidèlement les conditions de surface. La courbe de tendance a permis d'améliorer la sensibilité du modèle aux conditions de surface puisqu'elle capte l'évolution de ces conditions dans le temps.

- 3- L'utilisation d'un modèle de transfert radiatif pour l'estimation de l'humidité du sol est possible pour des bassins nordiques. Des ajustements proposés au chapitre 4 tels que la considération de l'évolution dans le temps des paramètres de la végétation dans le modèle permettent d'améliorer les résultats escomptés. Une bonne concordance est observée entre l'humidité du sol estimée et les données NAAR utilisées aussi bien pour la calibration et la validation du modèle.
- 4- Il a été également démontré, dans le cadre de ce travail qu'il est possible d'améliorer la résolution spatiale des cartes d'humidité du sol dérivées des micro-ondes passives. Des cartes d'humidité du sol à une résolution améliorée pourraient être utilisées pour alimenter des modèles hydrologiques et météorologiques.
- 5- L'indice TVDI a été utilisé pour déterminer l'humidité du sol à une échelle de 1 km x 1 km. L'indice est basé sur la température de surface et la végétation. Les résultats de l'humidité du sol désagrégée concordent mieux avec les températures de l'air mesurées qu'avec la précipitation.
- 6- Il est possible selon une approche multi-satellite similaire à celle proposée dans le cadre de ce travail, de développer des cartes d'humidité de sol à une résolution spatiale plus fine que celle obtenue par la seule utilisation des hyperfréquences passives. L'objectif de cette recherche est atteint. Il reste cependant, tel que mentionné à la section 5.2, des questions en suspens et un potentiel intéressant pour donner suite à cette recherche.

ANNEXE I

VARIATION DES DONNÉES DE TEMPÉRATURE DE BRILLANCE

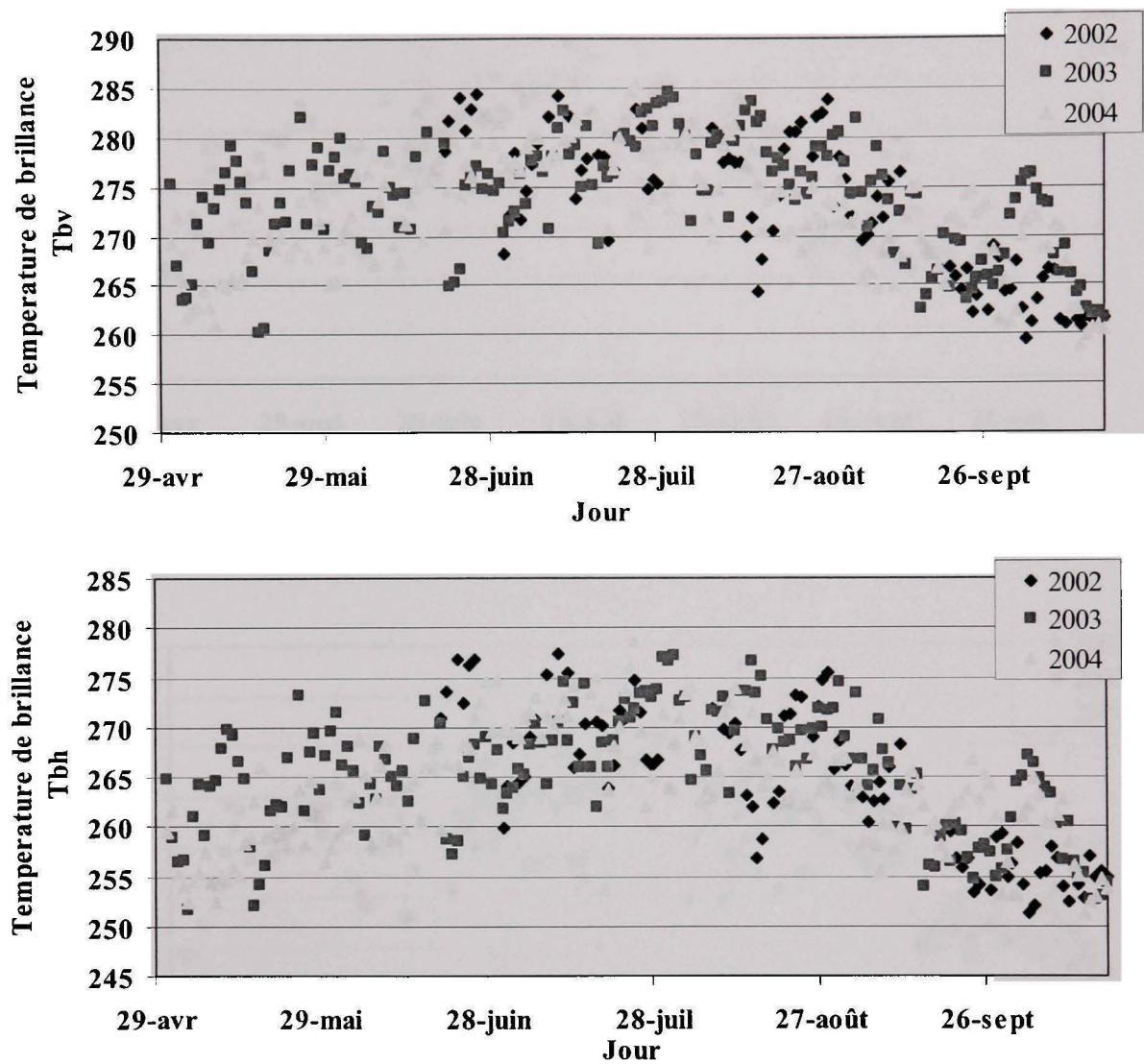


Figure I.1 Variation de la température de brillance à la polarisation horizontale et verticale (en (K)) au cours des étés 2002, 2003 et 2004 pour la zone de La Loche

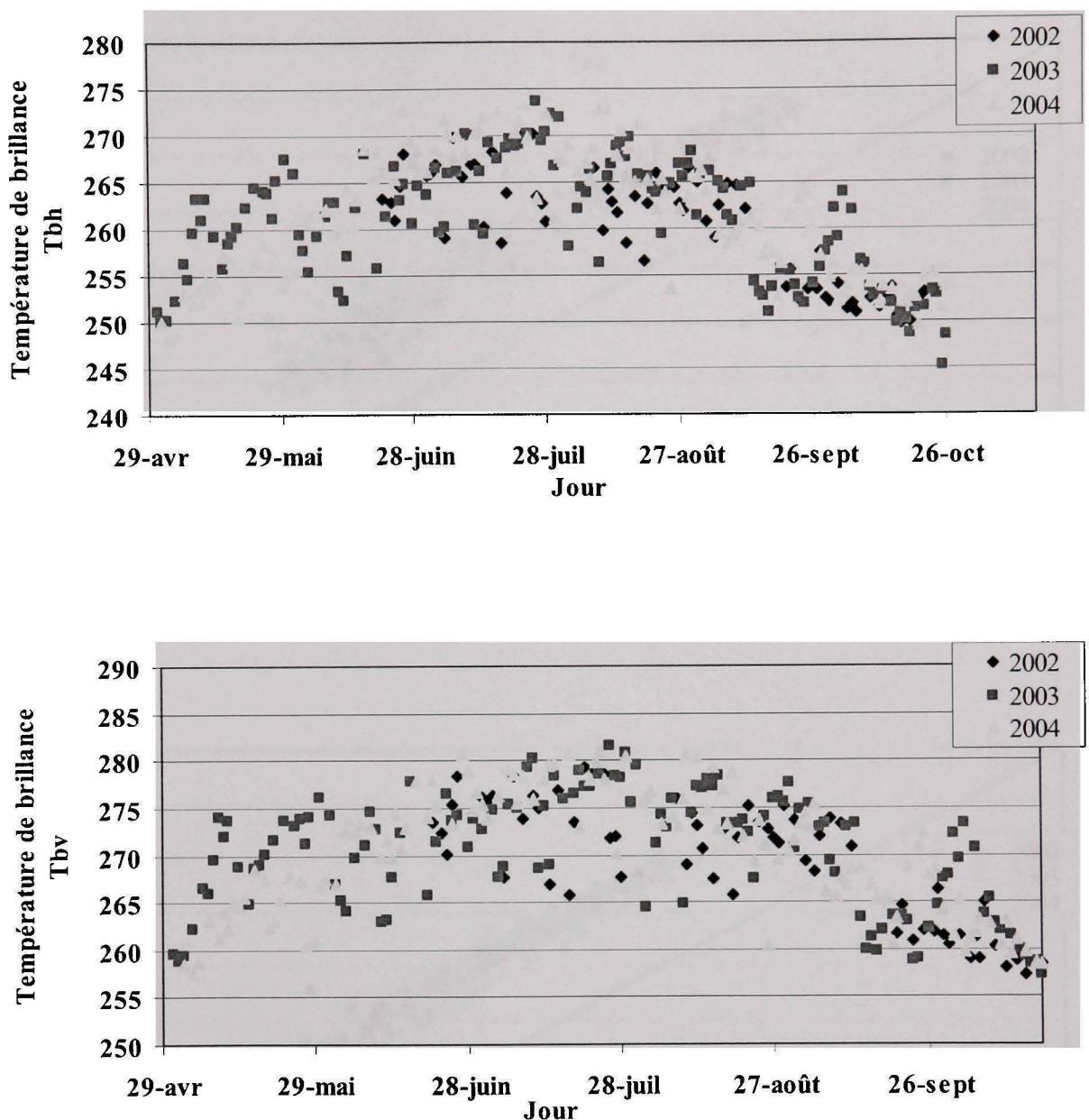


Figure I.2 Variation de la température de brillance à la polarisation horizontale et verticale (en (K)) au cours des étés 2002, 2003 et 2004 pour la zone de Scotty Creek

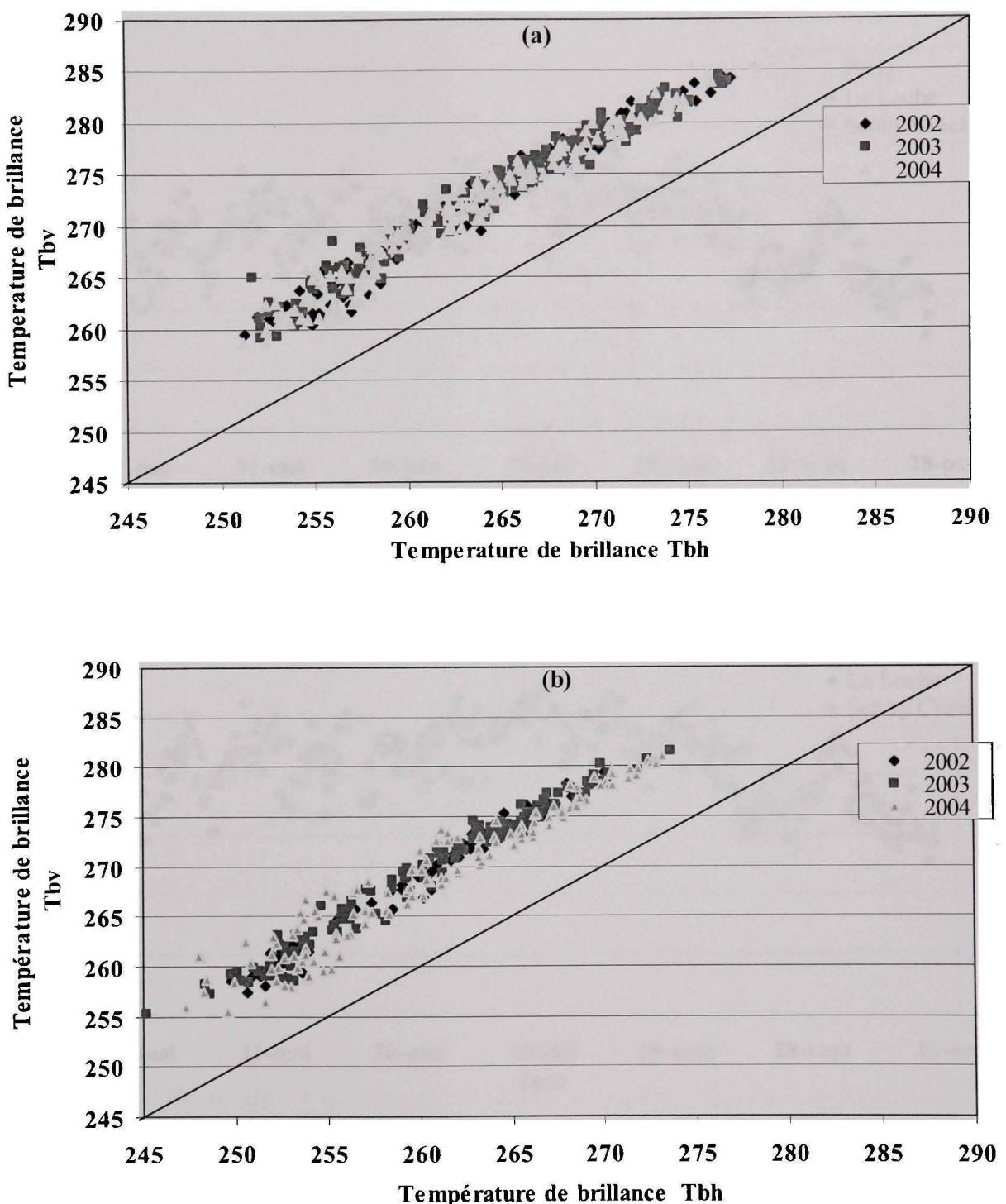


Figure I.3 Comparaison de la température de brillance à la polarisation horizontale et verticale en (K) au cours des étés 2002, 2003 et 2004, (a) la zone de La Loche, (b) la zone de Scotty Creek

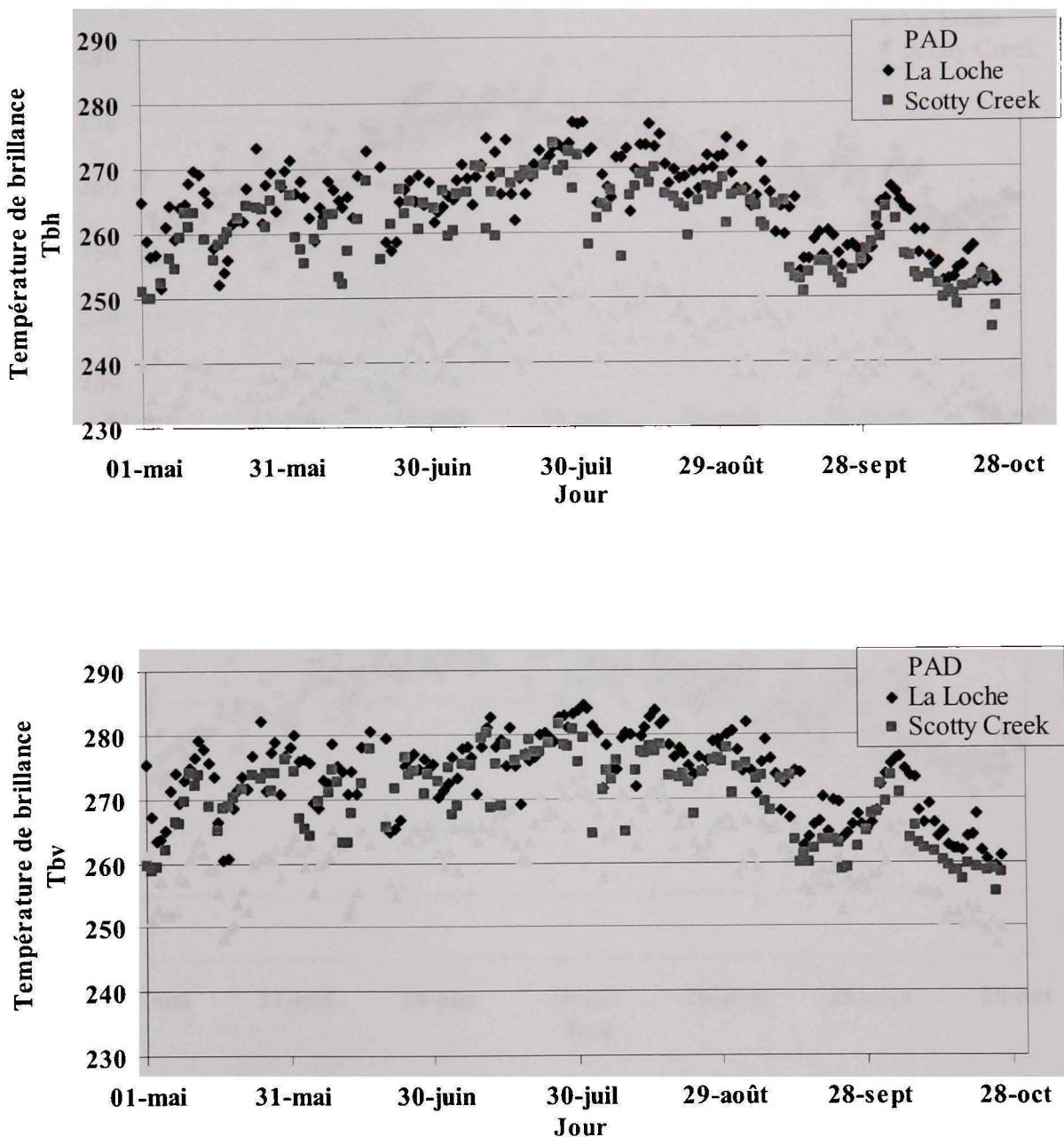


Figure I.4 Variation de la température de brillance à la polarisation horizontale et verticale (K) au cours de l'été 2003 pour le PAD, la zone de La Loche et la zone de Scotty Creek

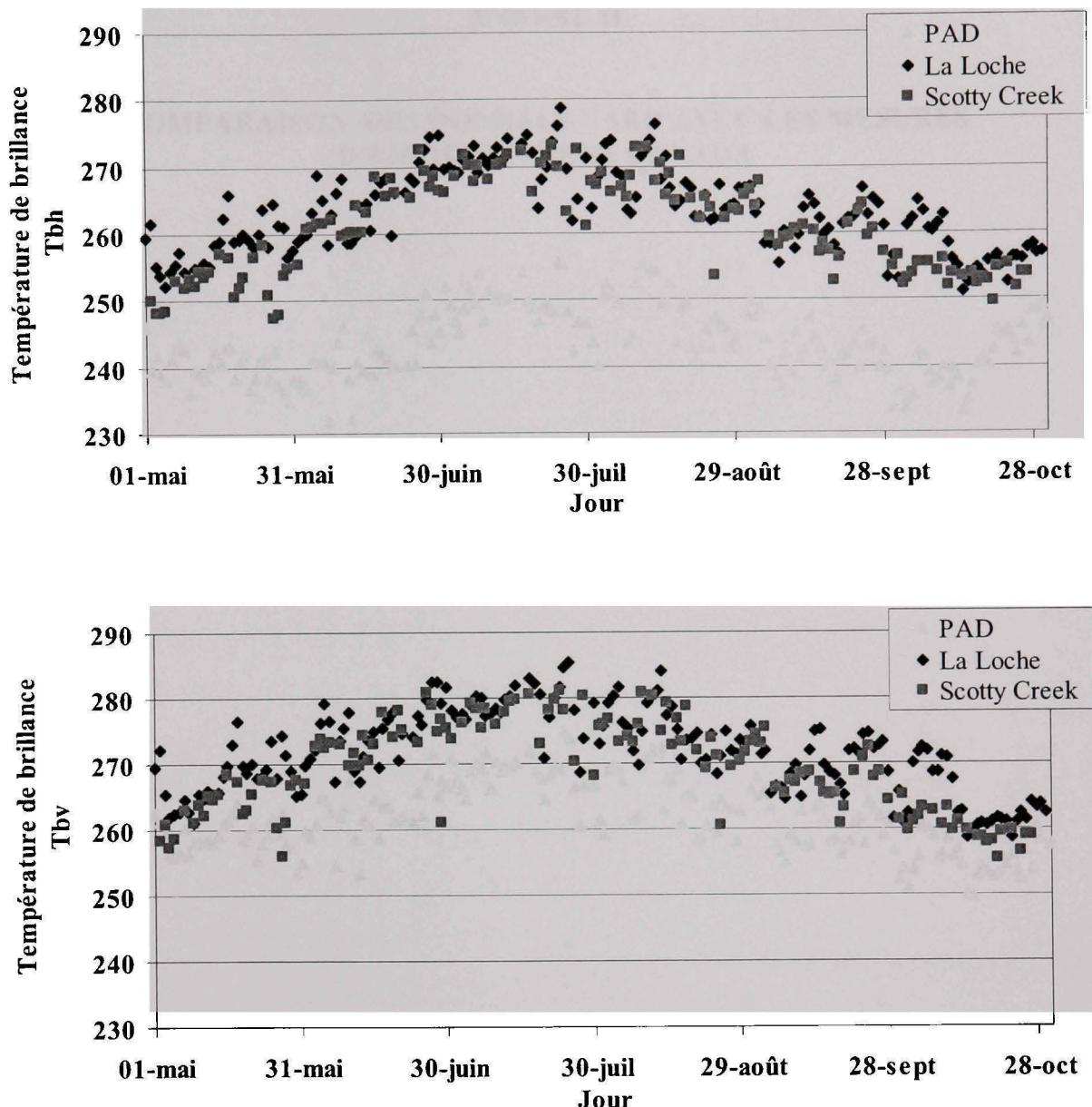


Figure I.5 Variation de la température de brillance à la polarisation horizontale et verticale en (K) au cours de l'été 2004 pour le PAD, la zone de La Loche et la zone de Scotty Creek

ANNEXE II

COMPARAISON DES DONNÉES NARR AVEC LES MESURES D'ENVIRONMENT CANADA

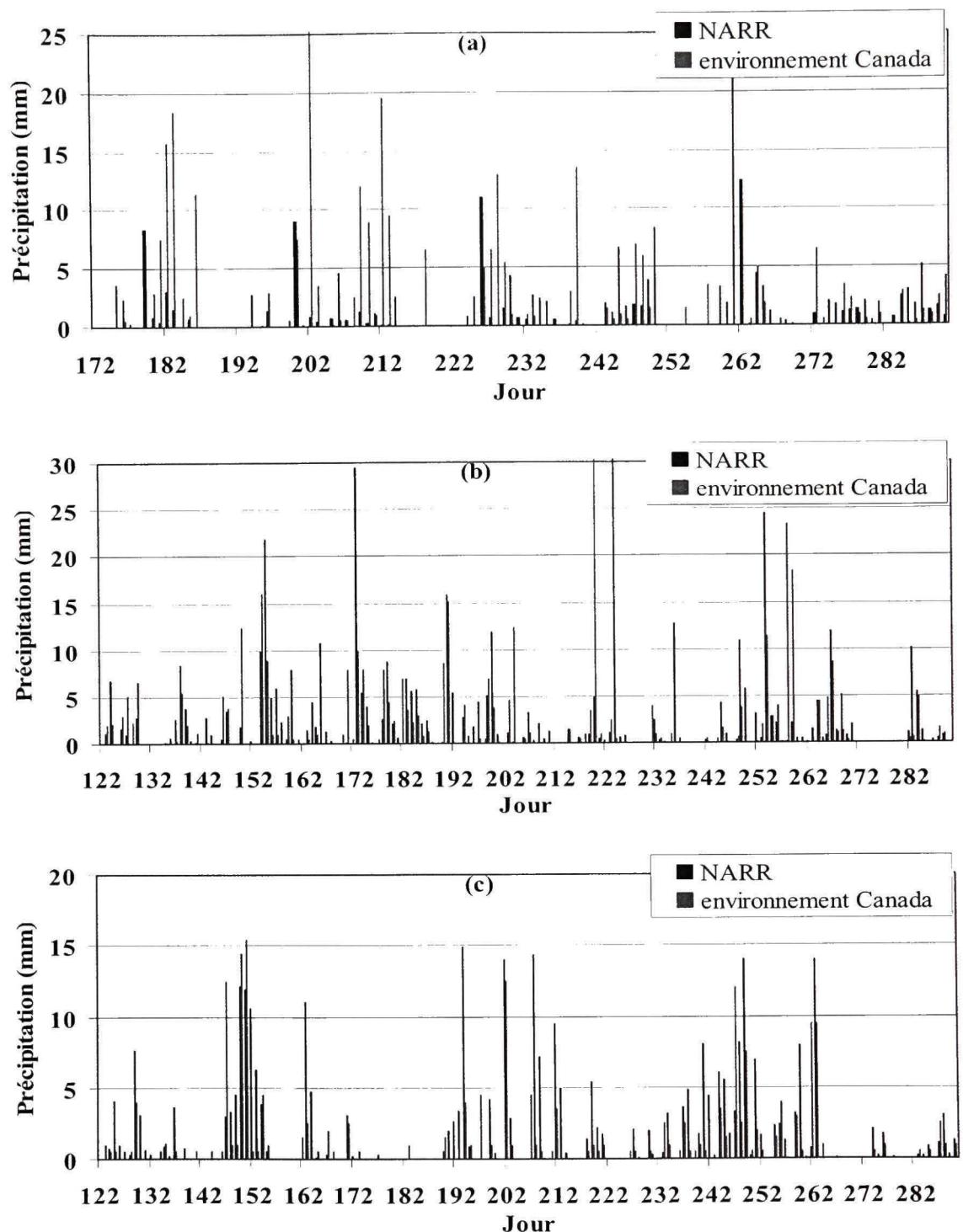


Figure II.1 Comparaison des données NARR de précipitation pour la zone de La Loche et des données mesurées par environnement Canada à la station Fort McMurray, (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004

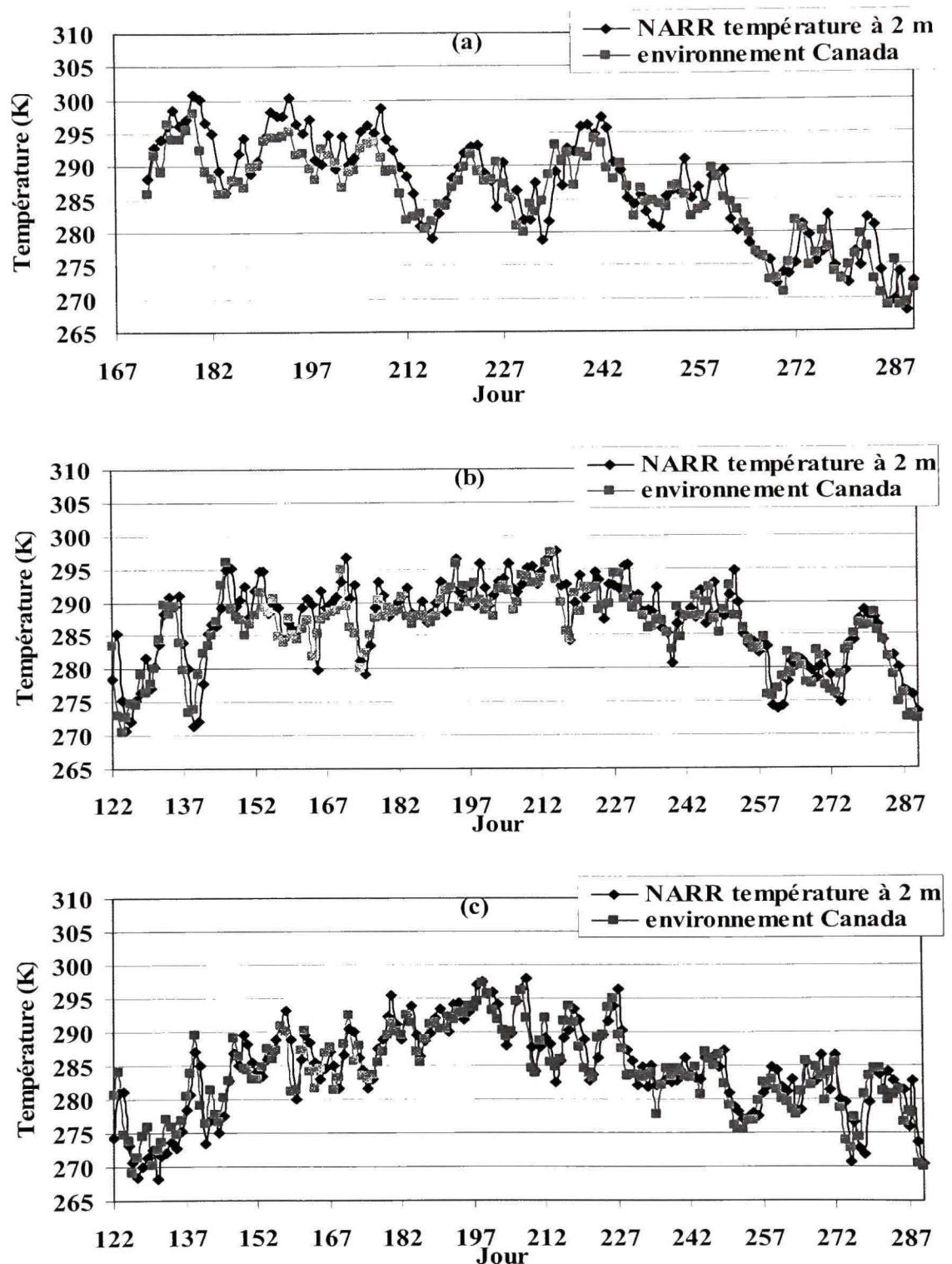


Figure II.2 Comparaison des données NARR de température à 2m pour la zone de La Loche et des données mesurées par environnement Canada à la station Fort McMurray, (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004

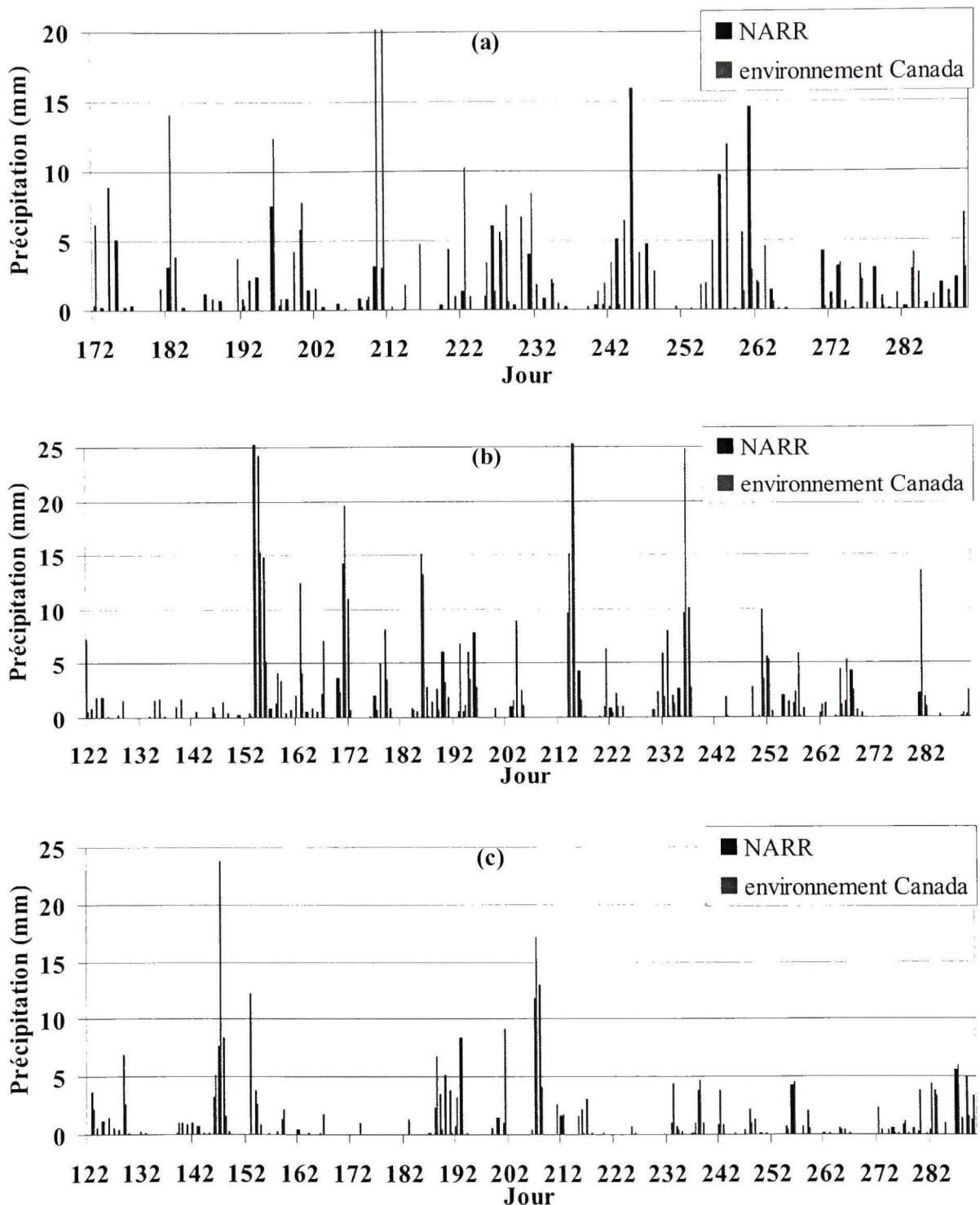


Figure II.3 Comparaison des données NARR de précipitation pour la zone de Scotty Creek et des données mesurées par environnement Canada à la station Fort Simpson, (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004

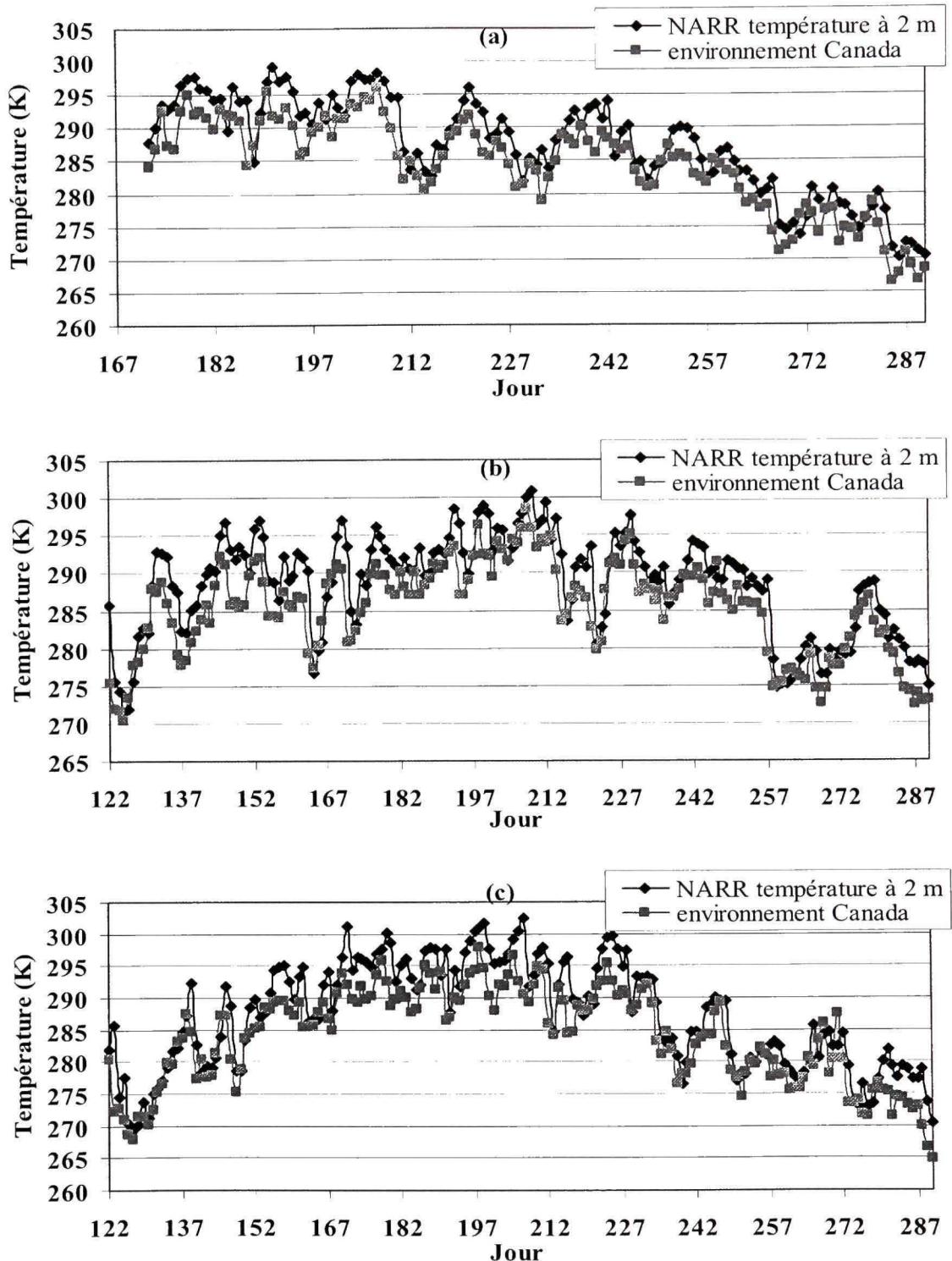
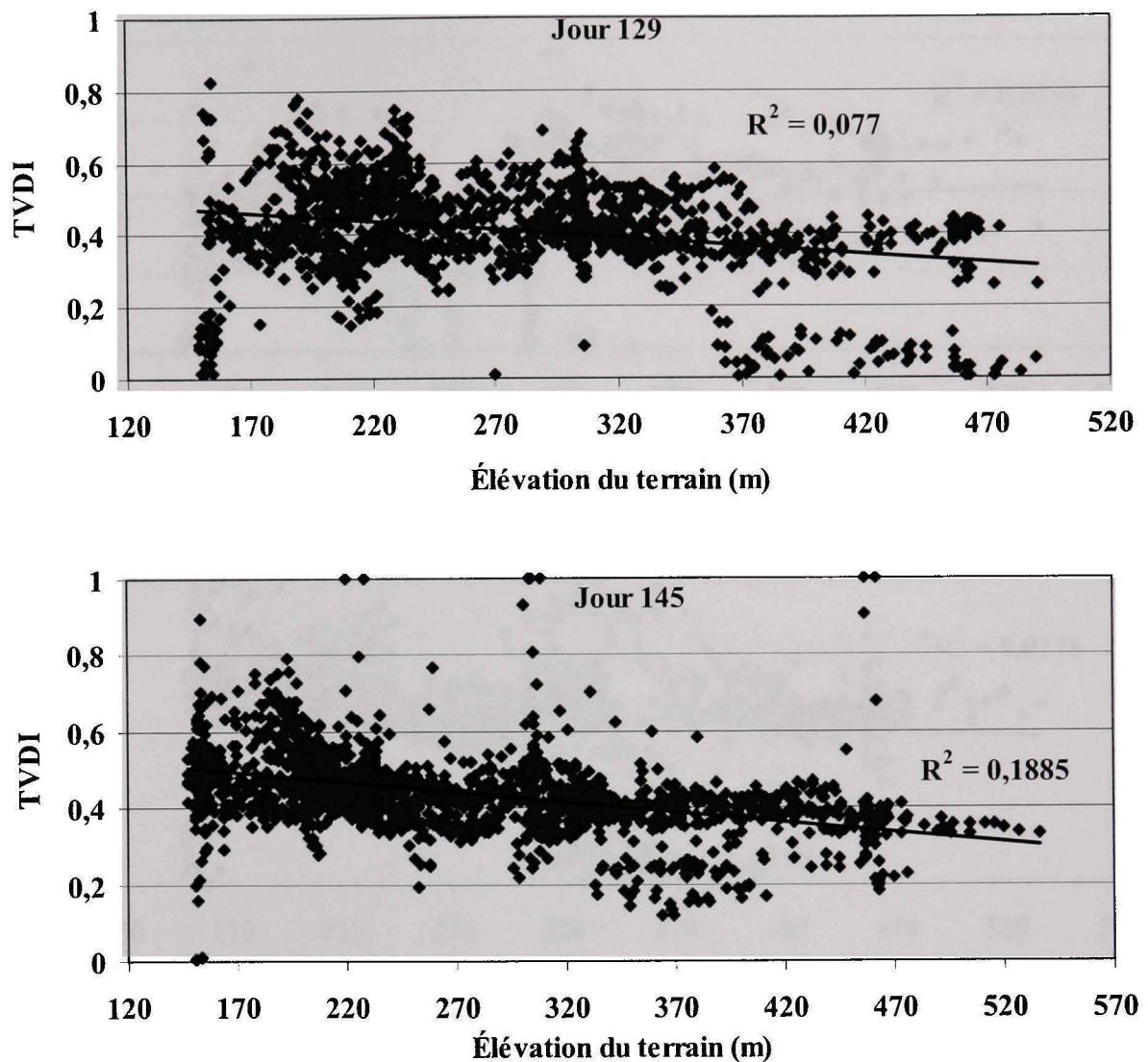
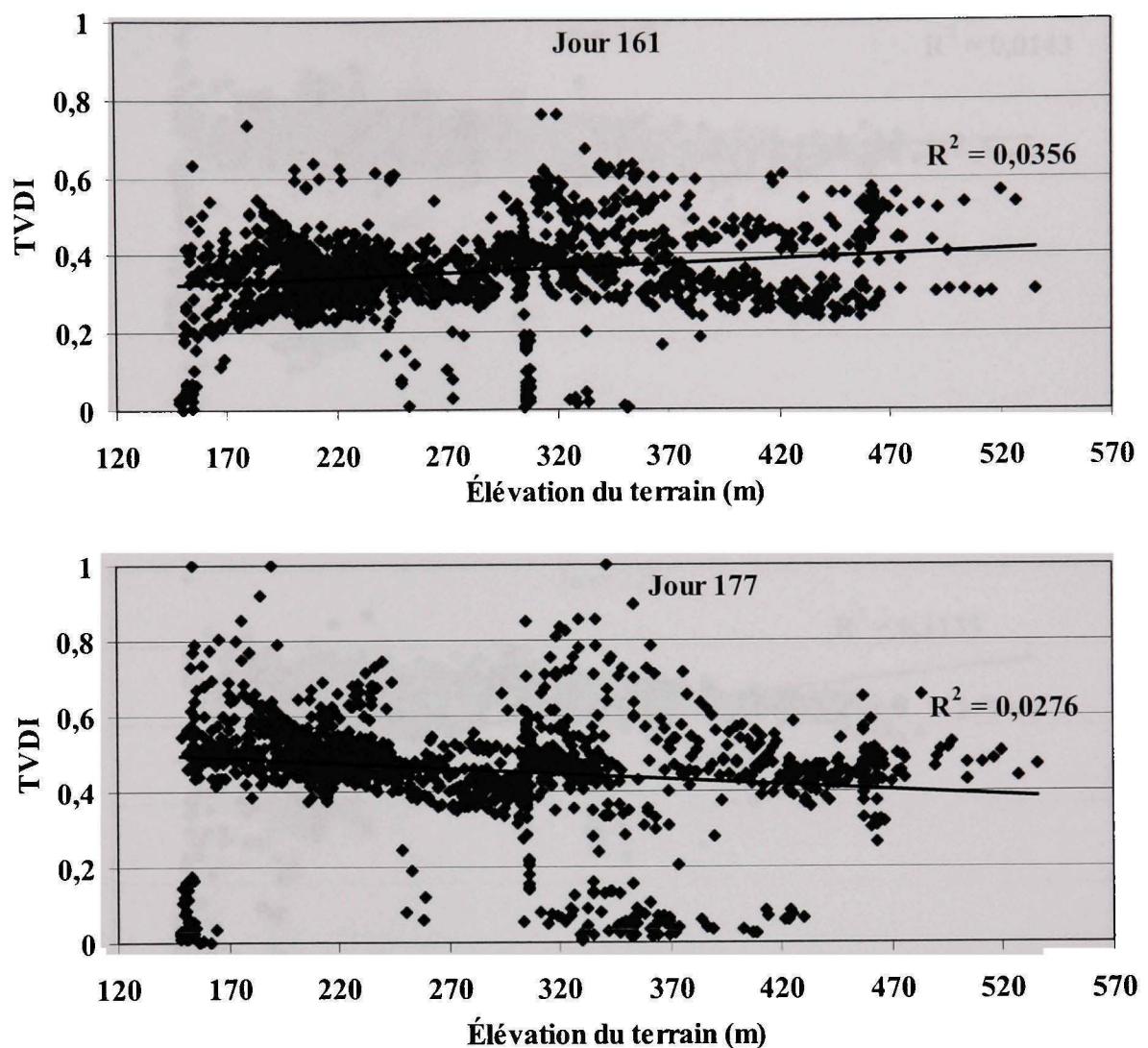


Figure II.4 Comparaison des données NARR de température à 2 m pour la zone de Scotty Creek et des données mesurées par Environnement Canada à la station Fort Simpson,
 (a) 2002, (b) 2003, (c) 2004

ANNEXE III

VARIATION DE L'INDICE TVDI AVEC L'ÉLÉVATION DU TERRAIN





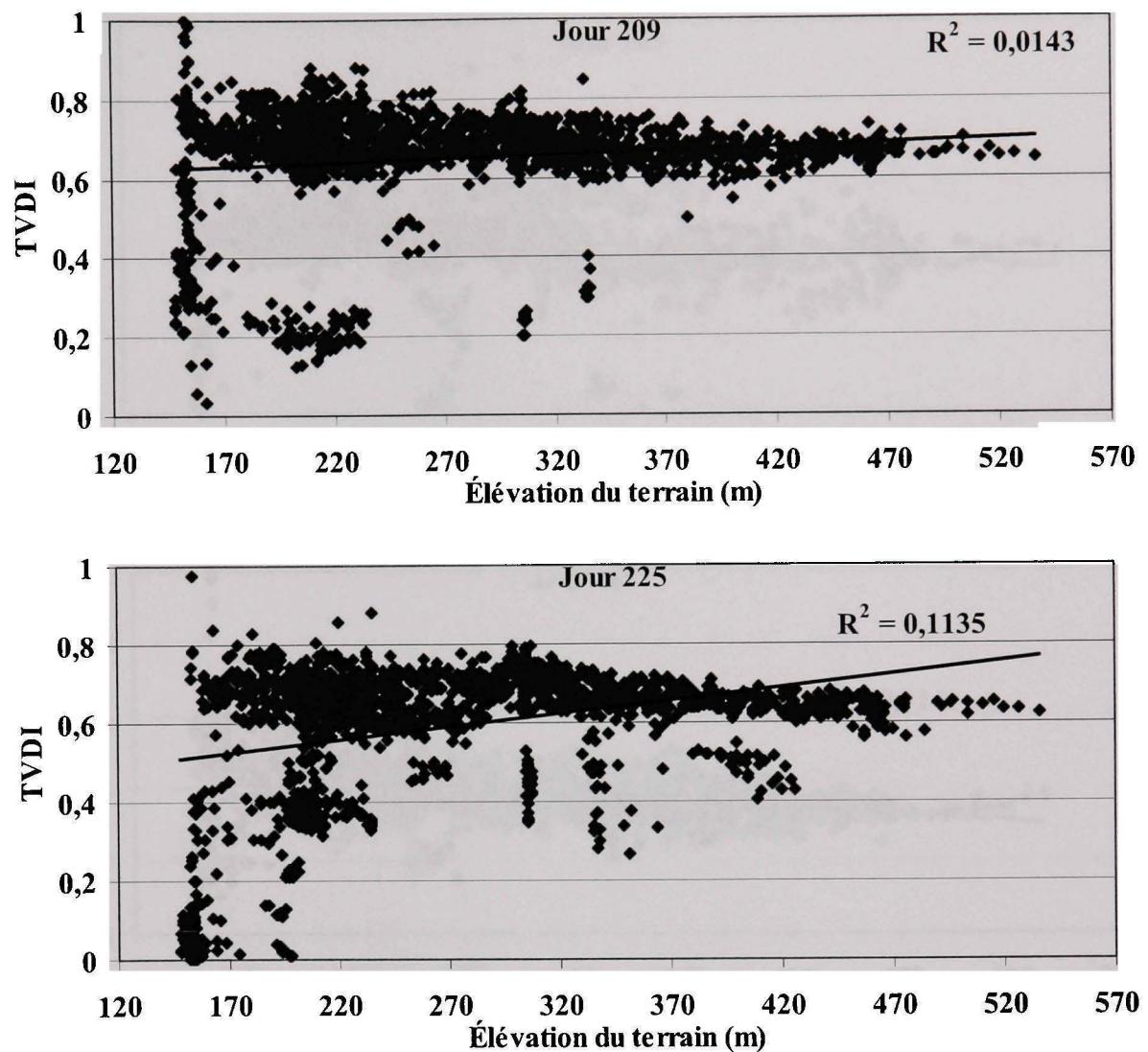
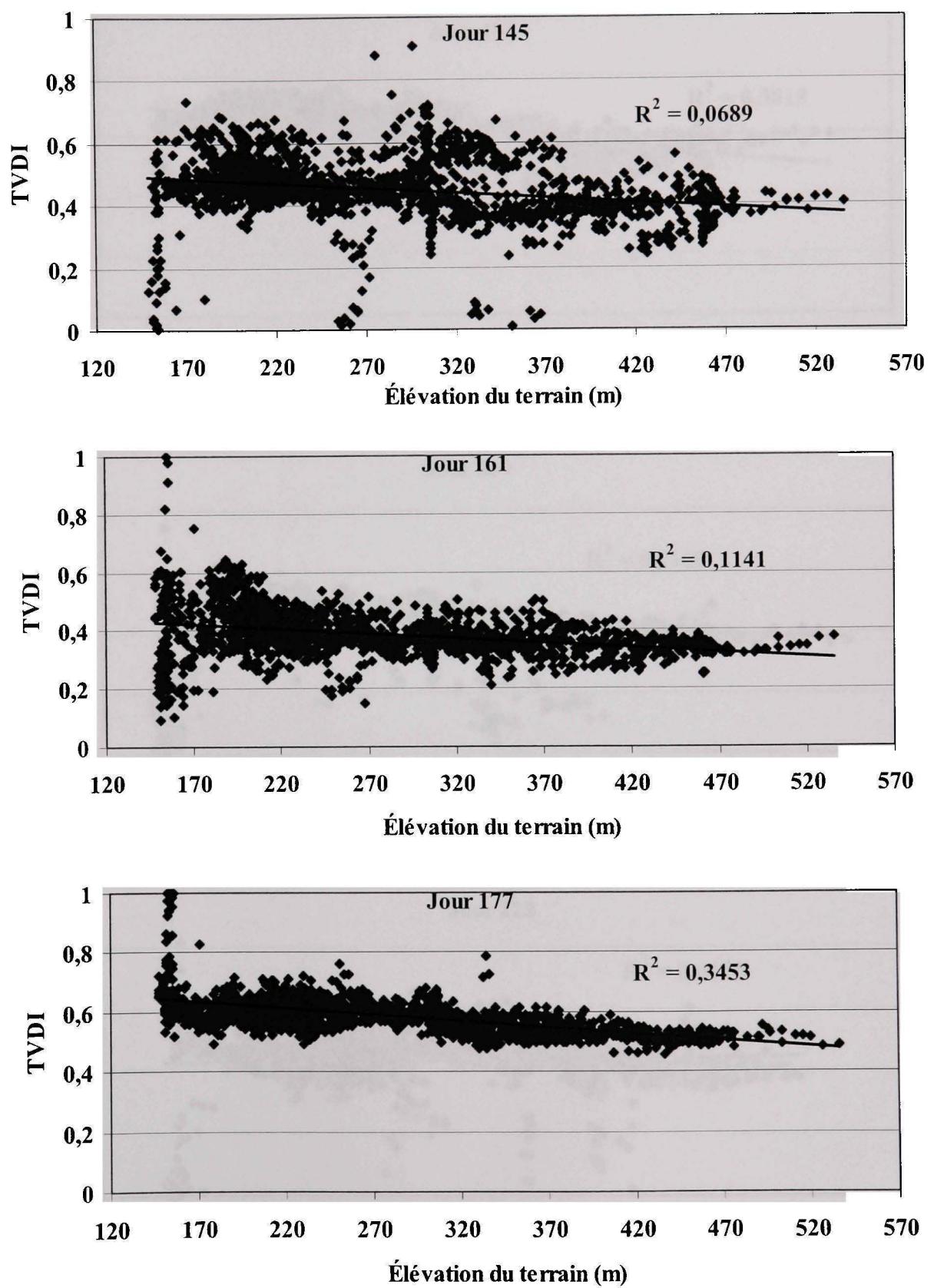
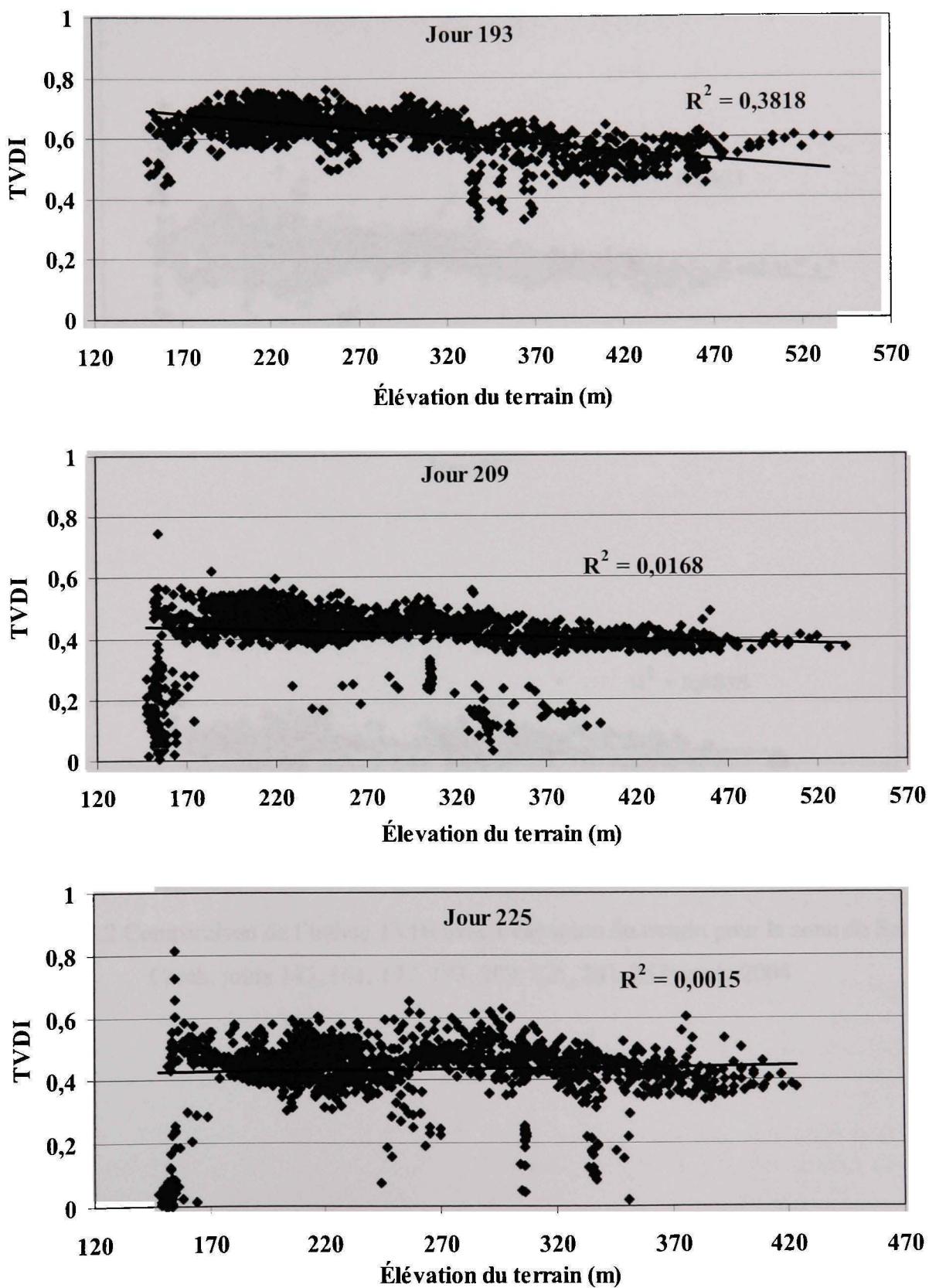


Figure III.1 Comparaison de l'indice TVDI avec l'élévation du terrain pour la zone de Scotty Creek, jours 129, 145, 161, 177, 209, 225 année 2003





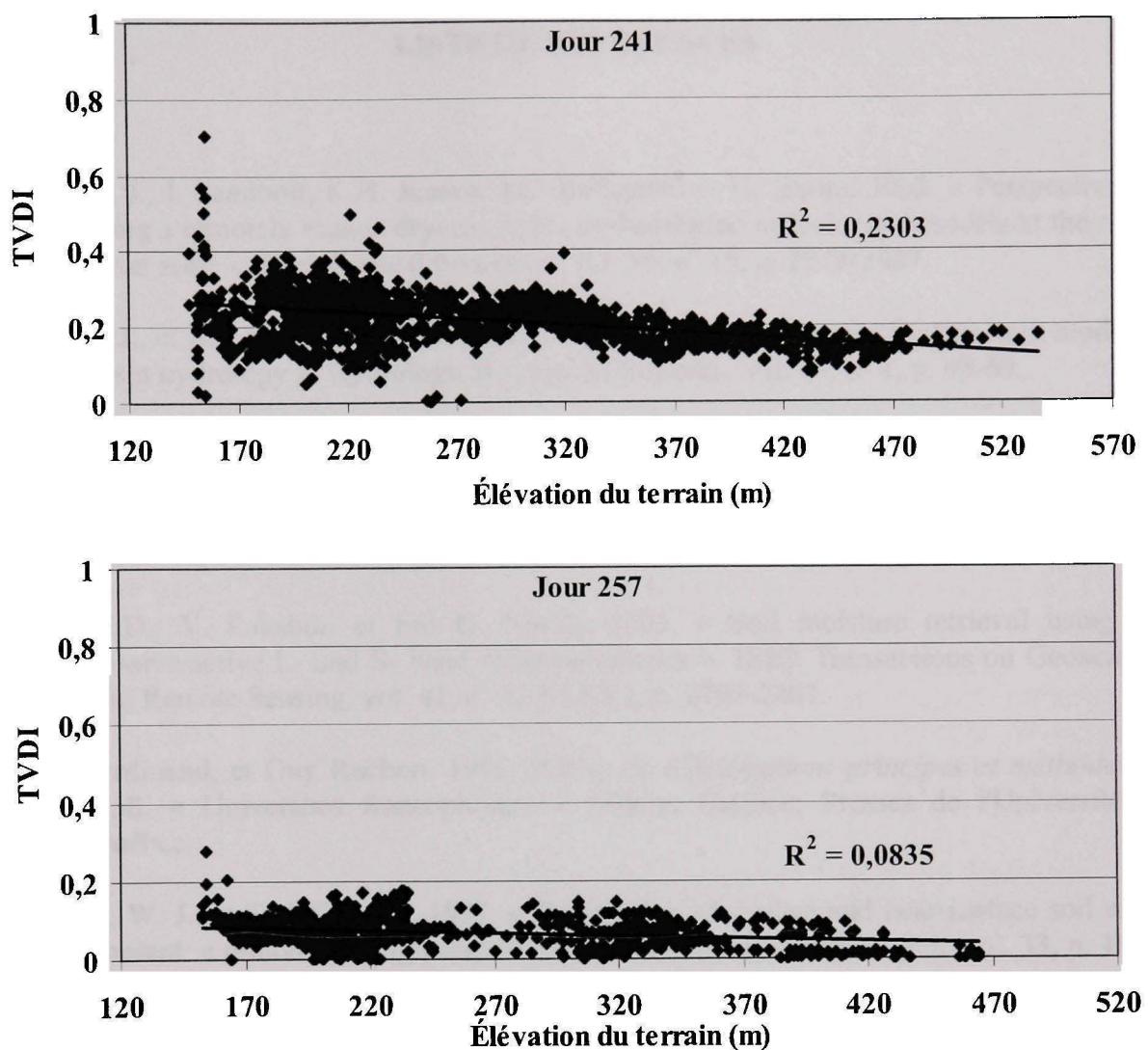


Figure III.2 Comparaison de l'indice TVDI avec l'élévation du terrain pour la zone de Scotty Creek, jours 145, 161, 177, 193, 209, 225, 241, 257 année 2004

LISTE DE RÉFÉRENCES

- Andersen, J., I. Sandholt, K.H. Jensen, J.C. Refsgaard et H. Gupta. 2002. « Perspectives in using a remotely sensed dryness index in distributed hydrological models at the river-basin scale ». *Hydrological Processes*, vol. 16, n° 15, p. 2973-2987.
- Beven, K.J., et M.J Kirkby. 1979. « A physically based, variable contributing area model of basin hydrology ». *Hydrological Sciences Bulletin*, vol. 24, n° 1, p. 43-69.
- Bindlish, Rajat, Thomas J. Jackson, Eric Wood, Huilin Gao, Patrick Starks, David Bosch et Venkat Lakshmi. 2003. « Soil moisture estimates from TRMM Microwave Imager observations over the Southern United States ». *Remote Sensing of Environment*, vol. 85, n° 4, p. 507-515.
- Bolten, J.D., V. Lakshmi et Eni G. Njoku. 2003. « Soil moisture retrieval using the passive/active L- and S- band radar/radiometer ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, n° 12 PART I, p. 2792-2801.
- Bonn, Ferdinand, et Guy Rochon. 1992. *Précis de télédétection: principes et méthodes*, 1. Coll. « Universités francophones ». Sillery, Québec: Presses de l'Université du Québec.
- Capehart, W. J., et T.N. Carlson. 1997. « Decoupling of surface and near-surface soil water content: a remote sensing perspective ». *Water Resources Research*, vol. 33, p. 1383-1395.
- Carlson, Toby N., Robert R. Gillies et Eileen M. Perry. 1994. « Method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover ». *Remote Sensing Reviews*, vol. 9, n° 1-2, p. 161.
- Carlson, Toby N., David A. J. Ripley et Thomas J. Schmugge. 2004. « Rapid soil drying and its implications for remote sensing of soil moisture and the surface energy fluxes ». In *Thermal remote sensing in land surface processes*, sous la dir. de C., Quattrochi Dale A. and Luval Jeffrey. p. 440. Taylor & Francis.
- Chanzy, A., T.J Schmugge, J. C. Calvet, Y. Kerr , P. Van Oevelen, O. Grosjean et J.R. Wang. 1997. « Airborne microwave radiometry on a semi-arid area during Hapex-Sahel ». *J. Hydrol.*, vol. 188-189, p. 285-309.

- Chaplot, V., et C. Walter. 2003. « Subsurface topography to enhance the prediction of the spatial distribution of soil wetness ». *Hydrological Processes*, vol. 17, n° 13, p. 2567-2580.
- Choudhury, B. J., T. J. Schmugge, A. Chang et R. W. Newton. 1979. « Effect of surface roughness on the microwave emission from soils ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, n° C9, p. 5699-5706.
- Choudhury, B. J., T. Schmugge et T. Mo. 1982. « A parameterization of effective soil temperature for microwave emission ». *J. Geophys. Res.*, vol. 87, p. 1301-1304.
- Choudhury, B.J., J.R. Wang, A.Y. Hsu et Y.L. Chien. 1990. « Simulated and observed 37 GHz emission over Africa ». *International Journal of Remote Sensing*, vol. 11, n° 10, p. 1837-1868.
- Crave, A., et C. Gascuel-Odoux. 1997. « Influence of topography on time and space distribution of soil surface water content ». *Hydrological Processes*, vol. 11, n° 2, p. 203-210.
- De Jeu, Richard A.M. et Owe Manfred. 2002. « Derivation of a global soil moisture and vegetation database from passive microwave signals ». *Remote Sensing for Agriculture Ecosystems, and Hydrology IV*, Sep 22-25 2002. Agia Pelagia, Greece. Vol. 4879, p. 184-193.
- Dobson, Myron C., Fawwaz T. Ulaby, Martti T. Hallikainen et Mohamed A. El-Rayes. 1985. « Microwave dielectric behavior of wet soil - Part II: Dielectric mixing models ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-23, n° 1, p. 35-46.
- Engman, Edwin T. 1995. « Microwave remote sensing of soil moisture, progress, potential and problems ». *Proceedings of the 1995 International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Part 1 (of 3), Jul 10-14. Firenze, Italy. Vol.1, p. 489-491.
- Ferrazzoli, P., L. Guerriero et J.-P. Wigneron. 2002. « Simulating L-band emission of forests in view of future satellite applications ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 40, n° 12 (2002/12/), p. 2700-8.
- Gillies, R.R., T.N. Carlson, J. Cui, W.P. Kustas et K.S. Humes. 1997. « Verification of the 'triangle' method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the normalized difference vegetation index (NDVI) and surface radiant temperature ». *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, n° 15, p. 3145-3166.
- Gomez-Plaza, A., J. Alvarez-Rogel, J. Albaladejo et V.M. Castillo. 2000. « Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment ». *Hydrological Processes*, vol. 14, n° 7, p. 1261-1277.

Gomez-Plaza, A., M. Martinez-Mena, J. Albaladejo et V.M. Castillo. 2001. « Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments ». Journal of Hydrology, vol. 253, n° 1-4, p. 211-226.

Gruhier C., de Rosnay P., Richaume P., Kerr Y. H., Rüdiger C., Boulet G., Walker J. P., Mougin E., Ceschia E. et Calvet J.-C. 2007. « Evaluation of AMSR-E soil moisture products based on ground soil moisture network measurements ». EOS, Transactions American Geophysical Union, Joint Assembly Supplement, Abstract H51C-02. Acapoulco, Mexico.

Guha, Aniruddha, et Venkataraman Lakshmi. 2002. « Sensitivity, spatial heterogeneity, and scaling of C-band microwave brightness temperatures for land hydrology studies ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 40, n° 12, p. 2626-2635.

Guha, Aniruddha, et Venkataraman Lakshmi. 2004. « Use of the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) to retrieve soil moisture and surface temperature over the central United States ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 42, n° 7, p. 1482-1494.

Hoekstra, P., et A. Delaney. 1974. « Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies ». J. Geophys. Res., vol. 76, p. 4922-4931.

Hope, A., R. Engstrom et D. Stow. 2005. « Relationship between AVHRR surface temperature and NDVI in Arctic tundra ecosystems ». International Journal of Remote Sensing, vol. 26, n° 8, p. 1771-1776.

Ichii, K., A. Kawabata et Y. Yamaguchi. 2002. « Global correlation analysis for NDVI and climatic variables and NDVI trends: 1982-1990 ». International Journal of Remote Sensing, vol. 23, n° 18, p. 3873-3878.

Jackson, T. J., et T. J Schmugge. 1991. « Vegetation effects on the microwave emission of soils ». Remote Sensing of environment, vol. 36, p. 203-212.

Jackson, Thomas J. 1993. « III. Measuring surface soil moisture using passive microwave remote sensing ». Hydrological Processes, vol. 7, n° 2, p. 139-152.

Jackson, Thomas J., et Peggy E. O'Neill. 1990. « Attenuation of soil microwave emission by corn and soybeans at 1.4 and 5 GHz ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 28, n° 5, p. 978-980.

Jackson, Thomas J., et Thomas J. Schmugge. 1989. « Passive microwave remote sensing system for soil moisture: some supporting research ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, p. 225-235.

Joint AMSR Science Team. 2001. « AMSR-E data management plan ». AMSR-E Team Leader Science Computing Facility (TLSCF), Global Hydrology and Climate Center, Huntsville, AL. Available: http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/AMSR/data_management_plan.html ».

Kawanishi, Toneo, Toshihiro Sezai, Yasuyuki Ito, Keiji Imaoka, Toshiaki Takeshima, Yoshio Ishido, Akira Shibata, Masaharu Miura, Hiroyuki Inahata et Roy W. Spencer. 2003. « The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E), NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 41, n° 2, p. 184-194.

Lang R.H., Utku C. et de Matthaeis P. 2001. « ESTAR and model brightness temperatures over forests: effects of soil moisture ». Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2001). Sydney, NSW, Australia. Vol.3.

Lakshmi, V. 1996. « Use of Special Sensor Microwave Imager Data for Soil Moisture Estimation ». Princeton University, 223 p.

Lakshmi, Venkat, Thomas J. Jackson et Diane Zehrfuhs. 2003. « Soil moisture-temperature relationships: Results from two field experiments ». Hydrological Processes, vol. 17, n° 15, p. 3041-3057.

Lakshmi, Venkataraman, Eric F. Wood et Bhaskar J. Choudhury. 1997. « Evaluation of Special Sensor Microwave/Imager Satellite Data for Regional Soil Moisture Estimation over the Red River Basin ». Journal of Applied Meteorology, vol. 36, p. 1309-1328.

Leconte, Robert, Marouane Temimi, Naira Chaouch, François Brissette et Thibault Toussaint. 2008. « On the use of satellite passive microwave data for estimating surface soil wetness in the Mackenzie River Basin ». In *Cold Region Atmospheric and Hydrologic studies, The Mackenzie Gewex Experience, Volume 2: Hydrologic Processes*, sous la dir. de Woo, Ming-ko. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.

Leese, J., T. Jackson, A. Pitman et P. Dirmeyer. 2001. « GEWEX/BAHC international workshop on soil moisture monitoring, analysis and prediction for hydrometeorological and hydroclimatological applications ». Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 82, n° 7.

MacKay, M. D., R. E. Stewart et G. Bergeron. 1998. « Downscaling the hydrological cycle in the Mackenzie Basin with the Canadian Regional Climate Model ». Atmosphere-Ocean, vol. 36, n° 3 (SEP), p. 179-211.

- Magagi, Ramata D., Yann H. Kerr et Jean-Charles Meunier. 2000. « Results of combining L- and C-band passive microwave airborne data over the Sahelian area ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 38, n° 4 II, p. 1997-2008.
- Maidment, David R. 1993. *Handbook of hydrology*. New York: McGraw-Hill.
- Merlin, O., A. G. Chehbouni, Yann H. Kerr, Eni G. Njoku et Dara Entekhabi. September 2005. « A combined modeling and multispectral/multiresolution remote sensing approach for disaggregation of surface soil moisture: application to SMOS configuration ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 43, n° 9, p. 2036-2050.
- Mesinger, Fedor, Geoff DiMego, Eugenia Kalnay, Kenneth Mitchell, Perry C. Shafran, Wesley Ebisuzaki, Dusan Jovic, Jack Woollen, Eric Rogers, Ernesto H. Berbery, Michael B.Ek, Yun Fan, Robert Grumbine, Wayne Higgins, Hong Li, Ying Lin, Geoff Manikin, David Parrish et Wei Shi. 2006. « North American Regional Reanalysis ». American Meteorological Society, available on <http://fp.arizona.edu/kkh/dendro/Reanalysis/NARR.pdf>.
- Moran, M. S., T. R. Clarke, Y. Inoue et A. Vidal. 1994. « Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index ». Remote Sensing of Environment, vol. 49, n° 3, p. 246-263.
- Narayan, U., V. Lakshmi et Eni G. Njoku. 2004. « Retrieval of soil moisture from passive and active L/S band sensor (PALS) observations during the Soil Moisture Experiment in 2002 (SMEX02) ». Remote Sensing of Environment, vol. 92, n° 4, p. 483-496.
- Njoku, Eni G. 2004. « updated daily. AMSR-E/Aqua L3 surface soil moisture, interpretive parms, & QC EASE-Grids, March to June 2004 ». Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center
- Njoku , E.G., et J.A. Kong. 1977. « Theory for passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture ». Journal of Geophysical Research, vol. 82, p. 3108-3118.
- Njoku, Eni G., et Steven K. Chan. 2006. « Vegetation and surface roughness effects on AMSR-E land observations ». Remote Sensing of Environment, vol. 100, n° 2, p. 190-199.
- Njoku, Eni G., et Dara Entekhabi. 1996. « Passive microwave remote sensing of soil moisture ». Journal of Hydrology, vol. 184, n° 1-2, p. 101-129.
- Njoku, Eni G., Thomas J. Jackson et Venkataraman Lakshmi. 2003. « Soil moisture retrieval from AMSR-E ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 41, n° 2, p. 215-229.

- Njoku, Eni G., et Li 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.
- Owe, M., R. De Jeu et 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.
- Paloscia, S., G. Macelloni, E. Santi et T. Koike. 2001. « A multifrequency algorithm for the retrieval of soil moisture on a large scale using microwave data from SMMR and SSM/I satellites ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 39, n° 8, p. 1655-1661.
- Paloscia, Simonetta, Giovanni Macelloni et Emanuele Santi. 2006. « Soil moisture estimates from AMSR-E brightness temperatures by using a dual-frequency algorithm ». IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 44, n° 11, p. 3135-3144.
- Pellenq, J., J. Kalma, G. Boulet, G.-M. Saulnier, S. Wooldridge, Y. Kerr et A. Chehbouni. 2003. « A disaggregation Scheme for soil moisture based on topography and soil depth ». Journal of Hydrology, vol. 276, p. 112-127.
- Pielke, R.A., Sr.G. Liston, J. Eastman et L. Lu. 1999. « Seasonal weather prediction as an initial value problem ». J. Geophys. Res., vol. 104, n° D16, p. 19463-19479.
- Qiu, Y., B. J. Fu, J. Wang et L. D. Chen. 2001. « Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China ». Journal of Hydrology, vol. 240, n° 3-4 (Jan 10), p. 243-263.
- Radeva, E., et H. Ritchie. 2001. « Impact of the Canadian land surface scheme on monthly ensemble predictions of water and energy budgets over the Mackenzie river basin ». Atmosphere-Ocean, vol. 39, n° 2 (JUN), p. 71-88.
- Romano, Nunzio, et Mario Palladino. 2002. « Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes ». Journal of Hydrology, vol. 265, n° 1-4, p. 56-75.
- Rouse, W. R., E. M. Blyth, R. W. Crawford, J. R. Gyakum, J.R. Janowicz, B. Kochtubajda, H.G. Leighton, P. Marsh, L. Martz, A. Pietroniro, H. Ritchie, W.M. Schertzer, E. D. Soulis, R. E. Stewart, G.S. Strong et M.K. Woo. 2003. « Energy and water cycles in a high-latitude, north-flowing river system: summary of result from the Mackenzie GEWEX Study--Phase I ». Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 84, n° 1, p. 73-87.
- Saleh, K., Wigneron J. P., Ferrazzoli P., Calvet J.C., Lopez-Baeza E., Mongiardo G. et Parde M. 2003. « Monitoring forests from L-band microwave observations ». IGARSS:

Learning From Earth's Shapes and Colours, Jul 21-25 2003. Toulouse, France. Vol.3, p. 1628-1630.

Sandholt, Inge, Kjeld Rasmussen et Jens Andersen. 2002. « A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status ». *Remote Sensing of Environment*, vol. 79, n° 2-3, p. 213-224.

Schmugge, Thomas. 1998. « Applications of passive microwave observations of surface soil moisture ». *Journal of Hydrology*, vol. 212-213, n° 1-4, p. 188-197.

Shibata, Akira, Keiji Imaoka et Toshio Koike. 2003. « AMSR/AMSR-E level 2 and 3 algorithm developments and data validation plans of NASDA ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, n° 2, p. 195-203.

Soulis, E. D., K. R. Snelgrove, N. Kouwen, F. Seglenieks et D. L. Verseghy. 2000. « Towards closing the vertical water balance in Canadian atmospheric models: Coupling of the Land Surface Scheme CLASS with the distributed hydrological model WATFLOOD ». *Atmosphere-Ocean*, vol. 38, n° 1 (Mar), p. 251-269.

Stewart, R. E., H. G. Leighton et P. Marsh. 1998. « The Mackenzie GEWEX Study: the water and energy cycles of a major North American river basin ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 79, n° 12 (Dec. '98), p. 2665-83.

Suzuki, R., T. Nomaki et T. Yasunari. 2001. « Spatial distribution and its seasonality of satellite-derived vegetation index (NDVI) and climate in Siberia ». *International Journal of Climatology*, vol. 21, n° 11, p. 1321-1335.

Tamura Masayuki et Yasuoka Yoshifumi. 1998. « Extraction of wetland areas in West Siberia using NOAA/AVHRR data ». *Proceedings of the 1998 Conference on Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology*. Barcelona, Spain. Vol. 3499, p.105-110.

Temimi, M., R. Leconte, F. Brissette, N. Chaouch. 2007. « Flood and soil wetness monitoring over the Mackenzie River Basin Using AMSR-E 37 GHz brightness temperature ». *Journal of Hydrology*, vol. Vol. 333, n° 2, p. p. 317.

Temimi, Marouane. 2006. « Utilisation de la télédétection pour l'estimation de la réserve hydrique au bassin du Mackenzie au nord ouest canadien ». *École de Technologie Supérieure*.

Teng, W.L., J.R. Wang et P.C. Doraiswamy. 1993. « Relationship between satellite microwave radiometric data, antecedent precipitation index, and regional soil moisture ». *International Journal of Remote Sensing*, vol. 14, p. 2483-2500.

- Ulaby, Fawwaz T., Richard K. Moore et Adrian K. Fung. 1986. *Microwave remote sensing : active and passive Volume III: From theory to applications*. Norwood, USA: ARTECH HOUSE, INC., 2162 p.
- Van de Griend A.A., et M. Owe. 1994. « Microwave vegetation optical depth and inverse modelling of soil emissivity using Nimbus/SMMR satellite observations ». *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 54, p. 225-239.
- Van de Griend A.A., et M. Owe. 1993. « Determination of microwave vegetation optical depth and single scattering albedo from large scale soil moisture and Nimbus/SMMR satellite observations ». *International Journal of remote sensing*, vol. 14, n° 10, p. 1875-1886.
- Van de Griend, Adriaan A, et Mannfred Owe. 1994. « Influence of polarization on canopy transmision properties at 6.6 GHz and implications for large scale soil moisture monitoring in semi-arid environments ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 32, n° 2, p. 409-415.
- Van de Griend, Adriaan A., Jean-Pierre Wigneron et Philippe Waldteufel. 2003. « Consequences of surface heterogeneity for parameter retrieval from 1.4-GHz multiangle SMOS observations ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 41, n° 4 PART I, p. 803-811.
- Verseghy, D. L. 2000. « The Canadian Land Surface Scheme (CLASS): Its history and future ». *Atmosphere-Ocean*, vol. 38, n° 1 (Mar), p. 1-13.
- Wang, Changyao, Shuhua Qi, Zheng Niu et Junbang Wang. 2004. « Evaluating soil moisture status in China using the temperature-vegetation dryness index (TVDI) ». *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 30, n° 5, p. 671-679.
- Wang, J.R., et B.J Choudhury. 1981. « Remote Sensing of soil moisture content over bare field at 1,4 GHz frequency ». *J. Geophys. Res.*, vol. 86, p. 5277-5282.
- Wang, J.R., et Bhaskar J. Choudhury. 1995. « Passive microwave radiation from soil: examples of emission models and observations ». In *Passive Microwave Remote Sensing of Land-Atmosphere Interactions*, sous la dir. de Choudhury, B.J, Y.H. Kerr , E.G. Njoku et P. Pampaloni. Utrecht: VSP Publishing.
- Western, Andrew W., Rodger B. Grayson et Gunter Bloschl. 2002. « Scaling of soil moisture: A hydrologic perspective ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 30, p. 149-180.
- Western, Andrew W., Rodger B. Grayson, Gunter Bloschl, Garry R. Willgoose et Thomas A. McMahon. 1999. « Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices ». *Water Resources Research*, vol. 35, n° 3, p. 797-810.

- Wigneron, J. P., J. C. Calvet, T. Pellarin, A. A. Van de Griend, M. Berger et P. Ferrazzoli. 2003. « Retrieving near-surface soil moisture from microwave radiometric observations: current status and future plans ». *Remote Sensing of Environment*, vol. 85, n° 4, p. 489-506.
- Wigneron, J.P., T. Schmugge, A. Chanzy, J. C. Calvet et Y. Kerr. 1998. « Use of passive microwave remote sensing to monitor soil moisture ». *Agronomie*, vol. 18, p. 27-43.
- Wigneron, J.P., L. Laguerre et Y.H. Kerr 2001. « A simple parameterization of the L-band microwave emission from rough agricultural soils ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, p. 1697-1707.
- Wilheit, T.T. 1978. « Radiative transfert in a plane stratified dielectric ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. GE-16, p. 138-143.
- Wilson, David J., Andrew W. Western et Rodger B. Grayson. 2005. « A terrain and data-based method for generating the spatial distribution of soil moisture ». *Advances in Water Resources*, vol. 28, n° 1, p. 43-54.
- Woo, Ming-ko, Wayne R. Rouse, Ronald E. Stewart et John M.R. Stone. 2008. « The Mackenzie GEWEX Study: a contribution to cold region atmospheric and hydrologic sciences ». In *Cold Region Atmospheric and Hydrologic studies, The Mackenzie Gewex Experience, Volume 1: Atmospheric Dynamics.*, sous la dir. de Woo, Ming-Ko. Vol. 1. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Xiao, Wang, Zengxiang Zhang et Wenbin Tan. 2005. « Using temperature / vegetation index to assess surface soil moisture status ». *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS*. Vol. 6, p. 4493-4496. Seoul, South Korea.
- Zhang Zhongjun, Sun Guoqing et Zhang Lixin. 2003. « A discrete model to evaluate vegetation effect in passive microwave soil moisture retrieval ». *IGARSS: Learning From Earth's Shapes and Colours*. Institute of Electrical and Electronics Engineers Inc. Vol.2, p. 1338-1340. Toulouse, France.