

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

COMME EXIGENCE PARTIELLE
À L'OBTENTION DE LA
MAÎTRISE EN GÉNIE DE LA CONSTRUCTION
M. Ing.

PAR
THIBAULD TOUSSAINT

MODÉLISATION DES VARIATIONS DE L'HUMIDITÉ DU SOL ET DE LA
FRACTION EN EAU LIBRE SUR LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE
MACKENZIE

MONTRÉAL, LE 24 OCTOBRE 2003

CE MÉMOIRE A ÉTÉ ÉVALUÉ

PAR UN JURY COMPOSÉ DE :

M. François Brissette, directeur de mémoire

Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Robert Leconte, co-directeur

Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

Mme Michèle St-Jacques, présidente du jury

Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Jean Sébastien Dubé, professeur

Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

IL A FAIT L'OBJET D'UNE PRÉSENTATION DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 17 OCTOBRE 2003

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

MODÉLISATION DES VARIATIONS DE L'HUMIDITÉ DU SOL ET DE LA FRACTION EN EAU LIBRE SUR LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE MACKENZIE

Thibault Toussaint

RÉSUMÉ

Les relevés de température et de précipitation effectués depuis plusieurs décennies semblent montrer un réchauffement global de la planète. Afin d'étudier ce phénomène, le Canada participe à une étude internationale par l'intermédiaire de l'étude du bassin de la rivière Mackenzie (projet MAGS).

La connaissance des eaux de surface est un paramètre indispensable pour connaître le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. En raison de la grandeur du bassin, la télédétection s'est avéré être l'outil privilégié pour connaître ces données. Un modèle radiatif a alors été développé pour simuler la température de brillance issue du capteur SSM/I. À partir de ce modèle et de cartes SSM/I, l'humidité du sol et la fraction en eau libre ont pu ensuite être extraites pour les années 1998 et 1999.

Malgré les imprécisions du modèle, les résultats obtenus ont donc permis de fournir un indice sur les variations de stockage en eau de surface sur le bassin.

MODÉLISATION DES VARIATIONS DE L'HUMIDITÉ DU SOL ET DE LA FRACTION EN EAU LIBRE SUR LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE MACKENZIE

Thibault Toussaint

SOMMAIRE

Les relevés de température et de précipitation effectués dans le monde depuis plus d'un demi-siècle semblent montrer un réchauffement global de la planète, phénomène qui, s'il se confirme, pourrait devenir préoccupant en raison de la modification des processus climatiques et hydrologiques. Le Canada, très concerné par ces changements climatiques, participe activement au projet international Gewex (Global Energy and Water Experiment Study) qui a pour but de mieux connaître tous les facteurs influençant les phénomènes hydrologiques et climatiques. Cette contribution canadienne vise essentiellement le bassin nordique de la rivière Mackenzie.

La connaissance de l'humidité du sol est un paramètre indispensable pour comprendre le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, et en particulier pour déterminer son stockage en eau de surface. En raison de l'importance et de l'hétérogénéité du bassin Mackenzie, la télédétection s'avère être l'outil privilégié pour connaître cette donnée. Le présent rapport a donc pour but de déterminer l'humidité du sol et les fractions en eau de surface à partir de cartes de télédétection issues du capteur SSM/I, pour ensuite évaluer l'évolution du stockage en eau de surface sur le bassin de la rivière Mackenzie. Afin d'atteindre cet objectif, l'utilisation du modèle hydrologique WATCLASS permet d'obtenir des cartes d'humidité du sol. En utilisant ces cartes d'humidité du sol et les données climatologiques et de terrain au sein du bassin, un modèle simple de transfert radiatif permet de simuler des cartes de température de brillance qui pourront alors être comparées aux cartes issues de la plate-forme SSM/I sur le satellite DMSP. Après calibration, le modèle est inversé et peut alors fournir l'humidité du sol et la fraction en eau libre à partir des cartes de télédétection. Les études ont été faites pour les années 1998 et 1999.

Le modèle obtenu fournit dans l'ensemble des résultats convenables et montre une bonne corrélation entre la température de brillance, l'humidité du sol et l'eau libre. Également, l'approche utilisant un modèle radiatif pour extraire ensuite l'humidité du sol et la fraction en eau libre, à partir de données SSM/I donne des résultats prometteurs. Néanmoins, en raison de l'hétérogénéité du bassin, du manque de données disponibles et d'une assez mauvaise calibration du modèle hydrologique WATCLASS, ces résultats ne donnent qu'une vision partielle de l'évolution du stockage en eau dans le sol.

MODELLING SOIL MOISTURE AND SURFACE WATER STORAGE ON THE MACKENZIE RIVER BASIN

Thibauld Toussaint

ABSTRACT

The threat of climate change is becoming increasingly real as years of climate data is being analyzed over the world. Climate change will impact the hydrology of watersheds and affect the water resource of regions, provinces and countries. With an abundant water reserve, but yet with large areas with water scarcity problems, Canada is concerned with potential impacts of climate change and participates in the International GEWEX project (Global Energy and Water Experiment Study) that aims at a better understanding of climatology and hydrology. The Canadian contribution to GEWEX is a comprehensive study of the Mackenzie Nordic river basin.

Soil moisture in the non-saturated zone is a key component of surface water storage that partly controls the energy exchange with the atmosphere. On a basin the size of the Mackenzie, satellite remote sensing is the only possible option to estimate surface soil moisture at the basin scale. This work aims at the determination of surface soil moisture and fraction water surface maps of the Mackenzie River basin using images from the SSM/I sensor, and to use these maps in the estimation of surface water storage on the basin. To achieve this goal, soil moisture maps generated by the WATCLASS distributed hydrology model are used with a simple radiative transfer model to simulate brightness temperature maps that are compared with SSM/I maps. After calibration, the model is inverted to produce soil moisture and fraction water surface maps from SSM/I data.

Results indicate that the modelled brightness temperature maps correlate well with the SSM/I data and that there is a strong link between soil moisture and SSM/I brightness temperature. Results also show that it is important to consider free surface water which has a strong effect on the brightness temperature. Nevertheless, despite these promising results, the scarcity of ground data, the heterogeneity of the Mackenzie River Basin and calibration problems with WATCLASS impose limitations on the establishment of an accurate profile of surface water storage on the basin over time.

REMERCIEMENTS

J'aimerais d'abord exprimer toute ma reconnaissance envers François Brissette et Robert Leconte, mes deux directeurs de mémoire. Je les remercie pour le climat harmonieux dans lequel la rédaction de ce travail s'est déroulée, pour le support financier qu'ils m'ont accordé et surtout pour le temps qu'ils m'ont consacré tout au long de la maîtrise. Travailler avec eux fut une expérience profondément enrichissante, tant sur le plan scientifique que sur le plan humain. À eux deux, donc, un immense merci!

Également, je tiens à remercier tous les étudiants du groupe de recherche DRAME de l'École de Technologie Supérieure, avec qui j'ai passé de très bons moments. Un merci tout particulier à Marouane, pour son aide précieuse tout au long de ce projet.

Merci aussi à tous ceux de France ou du Québec, qui par leur investissement ou par leur simple présence, ont pris part à l'achèvement de ce mémoire.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE 3 PRÉSENTATION DU MODÈLE WATCLASS	37
3.1 Présentation générale.....	37
3.2 Le modèle hydrologique WATFLOOD	37
3.3 Le module CLASS	41
3.4 Le couplage du schéma de surface CLASS et du modèle hydrologique distribué WATFLOOD : WATCLASS.....	43
3.4.1 Bilan de l'humidité du sol.....	44
3.4.2 Considérations d'ordre hydrologique.....	46
CHAPITRE 4 MÉTHODOLOGIE DE L'ÉTUDE	50
4.1 Utilisation de WATCLASS.....	50
4.2 Résultats de la modélisation de WATCLASS.....	53
4.2.1 Débits des différentes rivières	53
4.2.2 Bilan hydrique sur le bassin Mackenzie.....	62
4.2.3 Résultats de la modélisation de l'humidité du sol en utilisant WATCLASS	63
4.3 Modèle de simulation de la température de brillance	67
4.3.1 Équations générales et conditions aux limites.....	67
4.3.2 La réflectivité et l'émissivité du sol	68
4.3.3 L'effet de la rugosité	70
4.3.4 La végétation	71
4.3.5 Les surfaces d'eau libre.....	72
4.3.6 Modélisation des effets de l'atmosphère	76
4.3.7 Équation générale modélisant la température de brillance.....	80
CHAPITRE 5 PRÉSENTATION ET ANALYSE DES RÉSULTATS.....	83
5.1 Sensibilité de la température de brillance à l'humidité du sol et à la végétation	83
5.2 Modélisation de cartes de températures de brillance	86
5.2.1 Reprojection des cartes issues du capteur SSMI.....	86
5.2.2 Modélisation des cartes de température de brillance	88
5.3 Variation et corrélation de la température de brillance avec les paramètres influents	91
5.4 Modélisation des surfaces d'eau libre	107
CHAPITRE 6 DISCUSSIONS ET RECOMMANDATIONS	113
6.1 Modélisation de WATCLASS	113
6.2 Modélisation de la température de brillance et extraction d'un indice d'eau libre.....	114

CONCLUSION	117
ANNEXES	
1: Carte du réchauffement global de la planète (Higuchi et Shabbar, 1998).....	120
2: Localisation du bassin Mackenzie.....	122
3: Carte détaillée du bassin de la rivière Mackenzie (Cohen, 1997)	124
4: Écosystèmes du bassin de la rivière Mackenzie.....	126
BIBLIOGRAPHIE	128
BIBLIONET	131

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1 Cycle hydrologique avec des volumes de débits donnés en unités relatives aux précipitations annuelles à la surface de la terre (Maidment et David, 1993).	5
Figure 2 Schéma d'un radiomètre visualisant la surface de la Terre avec un angle θ (Njoku et Entekhabi, 1996).....	18
Figure 3 Émission des deux couches : le sol et la végétation	21
Figure 4 Le satellite DMSP équipé du capteur SSM/I (Hollinger et al., 1990)	26
Figure 5 Couverture terrestre de la plate forme SSM/I dans une période de 24h. Seules les aires hachurées ne sont pas observées par le satellite durant cette période (Hollinger et al., 1990)	26
Figure 6 Schéma du cycle de l'eau et de l'énergie au sein du bassin de la rivière Mackenzie (Stewart et al., 1998).....	29
Figure 7 Subdivision du bassin Mackenzie en six sous bassins (site Internet).....	32
Figure 8 Distribution spatiale des précipitations moyennes annuelles dans le bassin du Mackenzie (Stewart et al., 1998).....	34
Figure 9 Moyenne mensuelle mesurée du débit de la rivière Mackenzie entre 1973-1995 (Stewart et al., 1998).....	35
Figure 10 Représentation du cycle hydrologique par le modèle distribué ANSWERS (Bouraoui et al., 1997)	38
Figure 11 GRU et concept d'acheminement du ruissellement (Kouwen, 2001)	40
Figure 12 Diagramme schématique du modèle CLASS (Verseghy, 2000)	42
Figure 13 Représentation des couches de sol dans Class (Soulis et al., 2000)	44
Figure 14 Représentation de la topographie d'un élément du bassin	47
Figure 15 Représentation de l'humidité du sol dans WATCLASS	49
Figure 16 Carte des élévations pour le bassin Mackenzie, visualisée à l'aide de Matlab®	53

Figure 17 Localisation des prises de débits sur le bassin Mackenzie	54
Figure 18 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Mackenzie pour les années 1998 et 1999	55
Figure 19 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Liard pour les années 1998 et 1999	56
Figure 20 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Peace pour les années 1998 et 1999	57
Figure 21 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Athabasca pour les années 1998 et 1999	58
Figure 22 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Peel pour les années 1998 et 1999	59
Figure 23 Évolution de l'humidité du sol sur les bassins Athabasca, Liard et Peace	63
Figure 24 Variation de la température, de l'humidité du sol (sur 35 cm) et des précipitations sur le bassin Athabasca, de mi-mai à début septembre	64
Figure 25 Variation de la température, de l'humidité du sol (sur 35 cm) et des précipitations sur le bassin Liard, de mi-mai à début septembre	65
Figure 26 Variation de la température, de l'humidité du sol (sur 35 cm) et des précipitations sur le bassin Peace, de mi-mai à début septembre	65
Figure 27 Variation spatiale et temporelle de l'humidité du sol (35 premiers cm) sur le bassin Mackenzie	66
Figure 28 Fraction de la surface recouverte par de l'eau libre au Canada. Image produite par le Centre Canadien de la Télédétection, Ressources Naturelles du Canada, Ottawa	74
Figure 29 Fraction en eau de surface au sein du bassin Mackenzie (donnée WATCLASS).....	74
Figure 30 Humidité absolue de l'air en fonction de la température	78
Figure 31 Masse volumique de l'air en fonction de la température	79

Figure 32 Analyse de sensibilité de la température de brillance à l'humidité du sol pour différents pourcentages de couverture végétale (19 GHz, polarisation V).....	84
Figure 33 Analyse de sensibilité de la température de brillance à l'humidité du sol pour différents pourcentages de couverture végétale (19 GHz, polarisation H).....	84
Figure 34 Cartes SSM/I respectivement dans les projections ‘equal area’ et ‘polar stereographic’ (fréquence de 19 GHz, polarisation H, le 08/07/1999)	87
Figure 35 Carte SSM/I le 18 juillet 1999 à 19 GHz, en polarisation verticale	88
Figure 36 Carte de température de brillance modélisée, le 18 juillet 1999.....	89
Figure 37 Carte des différences entre la carte SSM/I et la carte modélisée.....	89
Figure 38 Emplacement des 5 placettes choisies	92
Figure 39 Graphiques de corrélation de l'humidité du sol avec la température de brillance SSM/I et modélisée respectivement (placette 3).....	100
Figure 40 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 1 (eau libre), à 19 GHz et à la polarisation V	101
Figure 41 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 2 (“wet forest”) à 19 GHz et à la polarisation V	102
Figure 42 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 3 (“dry forest”), à 19 GHz et à la polarisation V	103
Figure 43 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 4 (sol nu), à 19 GHz et à la polarisation V	104
Figure 44 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 5 (sol agricole), à 19 GHz et à la polarisation V	105

Figure 45 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour l'ensemble du bassin, à 19 GHz et à la polarisation V	106
Figure 46 Fraction en eau libre, température et précipitations pour la placette 1 en 1998	107
Figure 47 Fraction en eau libre, température et précipitations pour la placette 1 en 1999	108
Figure 48 Fraction en eau libre, température et précipitations pour la placette 3 en 1998	108
Figure 49 Fraction en eau libre, température et précipitations pour la placette 3 en 1999	109
Figure 50 Variation de l'indice FWS pour l'année 1998 sur l'ensemble du bassin	111
Figure 51 Variation de l'indice FWS pour l'année 1999 sur l'ensemble du bassin	111

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau I Pression de vapeur et humidité absolue de l'air en fonction de la température (Llamas 1993)	77
Tableau II Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 1 (eau libre), à 19 GHz et dans la polarisation verticale.....	94
Tableau III Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 2 ('wet forest'), à 19 GHz et dans la polarisation verticale.....	95
Tableau IV Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 3 ('dry forest') à 19 GHz et dans la polarisation verticale.....	96
Tableau V Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 4 ('sol nu'), à 19 GHz et dans la polarisation verticale.....	97
Tableau VI Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 5 ('sols agri'), à 19 GHz et dans la polarisation verticale.....	98

LISTE DES ABRÉVATIONS ET DES SIGLES

ASCE	American Society of Civil Engineers
BOREAS	Boreal Ecosystem Atmosphere Study
BWI	Basin Wetness Index
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DRAME	Développement et Recherche Appliquée en Modélisation Environnementale
FWS	Fraction Water Surface
GCM	General Circulation Model
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
HRU	Hydrologic Response Unit
MAGS	Mackenzie Gewex Study
MRBB	Mackenzie River Basin Board
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave / Imager
Tb	Température de brillance
TDR	Time Domain Reflectometry
WCRP	World Climate Research Program

INTRODUCTION

Les nombreux phénomènes climatiques extrêmes connus récemment dans le monde laissent à penser que le globe terrestre connaît depuis quelques décennies un réchauffement climatique. De plus, des relevés de température et de précipitation semblent confirmer ce phénomène qui pourrait devenir très préoccupant pour certaines régions du globe. En effet, de nombreux scénarios d'évolution du climat prédisent que ce sont les régions nordiques et les zones de pergélisol qui seront le plus touchées par ce réchauffement : les relevés de température dans l'Arctique Ouest canadien montrent un réchauffement de plus de 2°C durant le dernier siècle. Or, un réchauffement du pergélisol pourrait avoir un grand impact sur le cycle du carbone, ceci en permettant la libération de carbone supplémentaire, stocké sous la forme de méthane dans le sol. Ceci accentuerait davantage la production de gaz à effet de serre et ce réchauffement pourrait alors entraîner de nombreuses répercussions au point de vue hydrologique. En particulier, les modifications des périodes de pergélisol et donc du stockage de l'eau sous forme de glace ou de neige, principal réservoir d'eau douce dans les systèmes hydrologiques nordiques, pourraient avoir de nombreuses conséquences sur les échanges d'énergie et d'humidité entre la cryosphère, l'hydroosphère et l'atmosphère.

Le Canada, dont une partie importante du territoire est sous de hautes latitudes, et qui est la plus grande réserve en eau douce du monde, est donc très concerné par ces fluctuations climatiques. Pour cette raison, le Canada participe activement au programme GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment), ayant pour but de mieux comprendre et maîtriser les conséquences du réchauffement climatique. La composante canadienne à ce projet, dénommée MAGS (Mackenzie Gewex Study) concerne l'étude du bassin versant du fleuve Mackenzie, au Nord Ouest du Canada. L'hétérogénéité de ce vaste bassin hydrologique et sa localisation proche du pôle en font son intérêt pour l'étude des variations climatiques.

Dans le cadre des recherches ayant pour but de mieux comprendre les processus hydrologiques au sein du bassin du Mackenzie, il s'avère que la connaissance de l'humidité du sol est d'une grande importance; en effet, l'humidité du sol est une variable hydrologique directement observable, qui joue un rôle important pour l'étude des bilans d'eau et d'énergie et qui régule en partie les échanges entre la surface du sol et l'atmosphère. Également et surtout, la connaissance des variations de l'humidité du sol et des volumes d'eau de surface est un indicateur important des variations de stockage en eau d'un bassin hydrologique.

Le bassin du Mackenzie étant très vaste, il est très difficile de faire des relevés d'humidité sur l'ensemble du bassin et sur des périodes longues. Par conséquent, il s'avère que la technique de la télédétection est la plus appropriée pour obtenir l'humidité du sol à l'échelle du bassin et ce, pour une base journalière. De nombreuses recherches ont montré que la télédétection était un outil potentiellement efficace pour estimer la teneur en eau d'un sol, bien que dépendant de nombreux facteurs tels que la végétation ou les conditions atmosphériques. Compte tenu de la grande hétérogénéité du bassin du Mackenzie, il est nécessaire de bien comprendre l'influence de tous les paramètres influant sur les données fournies par la télédétection, afin d'en extraire l'humidité du sol.

Une autre méthode est l'utilisation d'un modèle hydrologique permettant de calculer la teneur en eau d'un sol. En comparant les cartes d'humidité de sol obtenues et les cartes de télédétection, il est alors possible de développer un algorithme permettant d'extraire l'humidité du sol des cartes de télédétection. Ceci sera l'objectif du présent rapport : en utilisant le modèle hydrologique WATCLASS ainsi que les cartes de télédétection issues du capteur SSM/I, un modèle radiatif, qui permettra de simuler la température de brillance, sera mis en place. Par la suite, ce modèle sera utilisé pour extraire l'humidité du sol ainsi que les fractions de surfaces couvertes par de l'eau libre.

Le présent rapport se subdivisera donc en 6 parties. Dans une première partie, une revue de la bibliographie montrera les raisons de l'importance de l'humidité du sol ainsi que la théorie concernant l'extraction de la teneur en eau d'un sol, à partir de cartes de télédétection. Dans la seconde partie, nous présenterons plus particulièrement le projet MAGS et nous décrirons en détail les aspects géographique, climatique et hydrologique du bassin Mackenzie. L'une des deux modélisations se faisant en utilisant un modèle hydrologique, nous ferons une rapide présentation du modèle utilisé dans la troisième partie. La quatrième partie traitera de la modélisation de l'humidité du sol, d'une part à l'aide de WATCLASS, et d'autre part en utilisant les images de la télédétection. L'extraction de l'humidité du sol par l'outil de la télédétection se fera en créant un modèle permettant de reproduire des cartes de température de brillance à partir de données climatiques et de terrain. Les fractions de surfaces d'eau libre, révélatrices du stockage en eau dans un bassin hydrologique et ayant une grande influence sur la température de brillance, seront également extraites en utilisant ce même modèle. Celui-ci sera donc présenté en détail dans ce chapitre. Enfin, dans une dernière partie, nous présenterons et analyserons les résultats obtenus, avant d'en tirer des conclusions dans la dernière partie.

CHAPITRE 1

REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

1.1 Notions d'hydrologie

1.1.1 Rappel : le cycle hydrologique

Afin de mener une bonne étude hydrologique d'un bassin versant, il est nécessaire de définir la notion de cycle hydrologique qui est l'un des aspects les plus importants dans la science de l'eau. Le cycle hydrologique peut être défini comme étant un processus continu par lequel l'eau est transportée des océans vers l'atmosphère puis sur les terres, pour enfin retourner à la mer. Ce système de transport global de l'eau a pour moteur le soleil qui permet l'évaporation de l'eau des mers et océans vers l'atmosphère (Warren et Lewis, 1996).

Le cycle hydrologique peut être défini également comme étant l'ensemble des processus de transformation de l'eau (Llamas, 1993). Les principales étapes sont les suivantes :

- l'évaporation de l'eau des océans, du sol et des plantes
- la formation des nuages et leur transport par le vent dans l'atmosphère
- la condensation de l'eau et les précipitations sous forme de pluie, de neige ou de grêle
- le ruissellement de surface, l'infiltration et l'écoulement souterrain
- la formation de petits cours d'eau, de rivières et de fleuves se vidant dans l'océan.

Le cycle se répète ensuite (**figure 1**).

Comme on ne peut pas vraiment préciser le point de départ d'un cycle, on peut commencer par les précipitations. Celles-ci prennent la forme de pluie, de neige ou de grêle. Les précipitations tombant sur la surface terrestre peuvent soit se retrouver

directement dans un plan d'eau, soit ruisseler sur la surface du sol pour se retrouver ensuite dans un cours d'eau ou encore s'infiltrer dans le sous-sol. Une partie de l'eau est interceptée puis stockée par la végétation avant de rejoindre l'atmosphère par évaporation. Également, l'eau infiltrée dans le sol peut être pompée par le système racinaire de la végétation et repasser ensuite dans l'atmosphère par le processus de transpiration des plantes. De l'eau est également stockée dans les dépressions du sol. Toute cette eau qui ne se trouve pas immédiatement dans les rivières après un événement pluvieux représente les pertes. L'eau qui ruisselle se retrouve dans les rivières pour ensuite retourner à la mer ou à l'océan (McCuen, 1998).

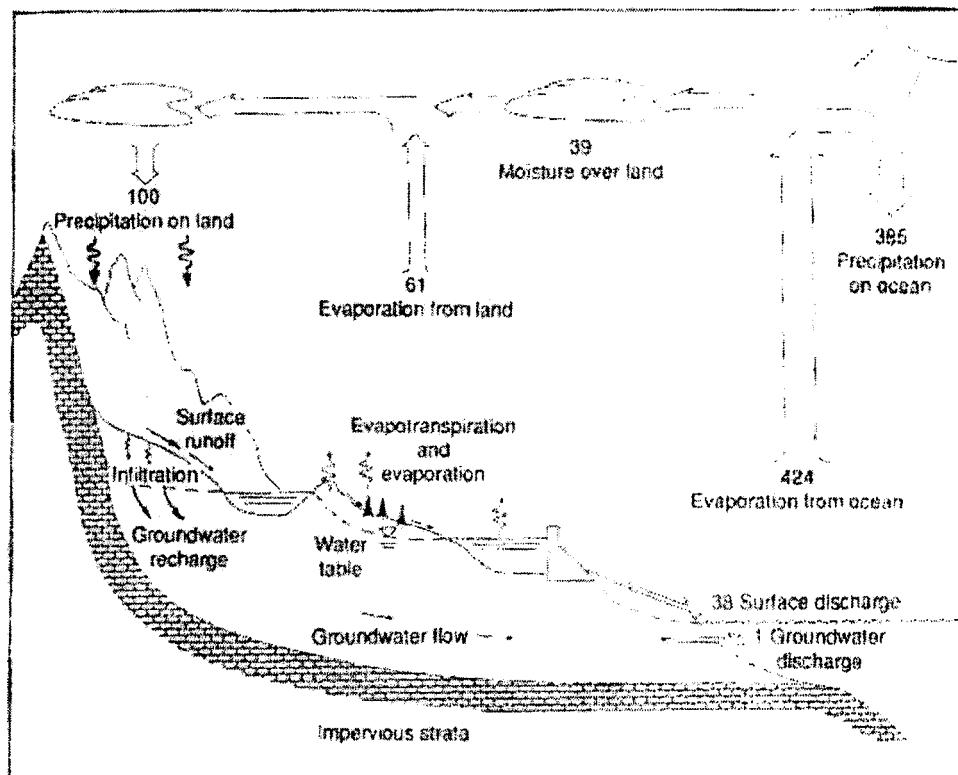


Figure 1 Cycle hydrologique avec des volumes de débits donnés en unités relatives aux précipitations annuelles à la surface de la terre (Maidment et David, 1993).

La circulation naturelle de l'eau peut être modifiée par des actions non relatives à l'utilisation directe de celle-ci. On peut notamment citer le drainage des zones

marécageuses, l'imperméabilisation des surfaces due à l'urbanisation et au pavage ou encore les changements majeurs de couverture végétale (déforestations, mise en culture,...) (ASCE, 1996).

1.1.2 Le bilan hydrique

En raison du caractère limité et stable de l'eau, le système hydrologique global peut être considéré comme fermé. Cependant, l'analyse hydrologique porte souvent sur les sous-systèmes hydrologiques, il est alors possible de développer un bilan hydrologique.

En ce sens, les différents éléments du cycle hydrologique peuvent être considérés comme entrées, sorties et stockage pour le bilan hydrique. Ainsi, les précipitations peuvent être vues comme une entrée, la surface joue le rôle d'élément de stockage et le ruissellement peut être considéré comme une sortie.

Le bilan hydrologique sur un bassin versant peut être représenté en termes mathématiques (McCuen, 1998) :

$$I - O = \frac{dS}{dt} \quad (1.1)$$

Où I, O, S représentent respectivement les entrées, les sorties et le stockage. En décomposant plus précisément les entrées et les sorties, on peut obtenir l'équation suivante :

$$(I_1 + I_2 + I_3) - (O_1 + O_2 + O_3 + O_4) = \frac{dS}{dt} \quad (1.2)$$

Avec : I₁ = précipitations

I₂ = débit d'entrée du cours d'eau

I₃ = débit des eaux souterraines

O₁ = débit de sortie du cours d'eau

O₂ = évaporation

O₃ = transpiration de la végétation

O₄ = débit de sortie des eaux souterraines

1.1.3 L'humidité du sol

Afin de produire des bilans hydriques, plusieurs modèles hydrologiques incorporent aujourd’hui les caractéristiques d’humidité du sol d’une région. Il convient donc de redéfinir clairement ce que l’on appelle l’humidité du sol.

1.1.3.1 Définition de l’humidité du sol

La zone saturée en eau d’un sol représente la nappe phréatique. L’humidité du sol, quant à elle, se réfère à l’eau contenue dans la zone de sol non saturée (McCuen, 1998).

Suite à une averse de pluie, la couche supérieure de sol peut se saturer en eau. L’eau dans le sol est alors soumise à plusieurs types de forces : les forces de gravitation, les forces de tension de surface et les forces moléculaires. Après la fin de l’averse, le sol va donc se drainer jusqu’à ce que les forces de tension de surface égalent les forces de gravitation. L’humidité du sol est alors appelée capacité au champ du sol. Le drainage pouvant se prolonger pendant des mois, la capacité au champ du sol est déterminée après le drainage rapide du sol, à savoir quelques jours après une précipitation.

Après que la capacité au champ ait été atteinte, l’humidité du sol peut continuer à diminuer en raison de l’évaporation et de l’absorption d’eau par les racines des plantes. Lorsque le taux d’humidité du sol devient trop faible pour la survie des plantes, on dit alors que l’on a atteint le point de flétrissement. La teneur en eau comprise entre la capacité au champ et le point de flétrissement représente alors l’eau disponible du sol. La quantité d’eau disponible varie beaucoup en fonction du type de sol étudié et notamment d’après la porosité du sol.

1.1.3.2 Importance de la connaissance de l'humidité du sol

La connaissance de l'humidité du sol dans les 5 premiers centimètres de sol, est déterminante pour la compréhension des échanges d'eau et d'énergie entre la surface du sol et l'atmosphère.

Cette variable est donc d'une importance cruciale à plusieurs égards (Bonn et Rochon, 1992) :

- Le point de vue agronomique :

L'humidité du sol conditionne fortement le peuplement végétal d'un sol, ceci à travers la germination des semences, la croissance de la plante ou encore l'implantation du système racinaire. Elle a un effet également sur les conditions physiologiques auxquelles sont soumises les cultures ainsi que sur la conduite culturelle d'une parcelle.

L'humidité du sol est donc un facteur important pour l'agriculture et donc pour l'économie d'un pays.

- Le point de vue hydrologique

La connaissance du cycle hydrologique est d'une extrême importance pour la détermination des changements climatiques. Comme nous l'avons vu précédemment, l'humidité du sol y joue un rôle prédominant, de par les transferts d'énergie entre le sol et l'atmosphère. Il convient donc de mieux approfondir le rôle de l'humidité du sol dans l'ensemble de ces processus.

Tout d'abord, l'humidité du sol contrôle la répartition des précipitations entre l'infiltration et le ruissellement. En effet, un terrain gorgé d'eau ne permettra pas l'infiltration dans le sol de nouvelles précipitations; c'est d'ailleurs l'une des principales causes des inondations. Selon la teneur en eau du sol, les précipitations pourront

ruisseler, s'infiltrer dans le sol, être temporairement stockées à la surface du sol ou encore se retrouver dans un cours d'eau. Ceci aura donc pour résultat le déplacement de l'humidité d'une région à une autre. Ainsi, en rapport avec la température du sol, l'humidité du sol affecte la couche atmosphérique, le type et la circulation des vents, ainsi que les bilans hydriques et énergétiques régionaux. L'étude du climat global, à travers les GCM (Global Climate Model) a d'ailleurs montré le rôle déterminant de l'humidité du sol dans les processus hydrologiques et climatiques.

Également, l'humidité du sol influe grandement sur le mécanisme d'évapotranspiration. L'évaporation dépend en effet des radiations, de la température mais aussi en grande partie de la quantité d'eau présente dans le sol. De même, le taux de transpiration des plantes est dépendant de la quantité d'eau disponible donc de la teneur en eau du sol sur lequel elles poussent. La transpiration des plantes déplace en fait l'humidité du sol vers l'atmosphère. L'humidité du sol est donc en relation avec les processus qui régissent l'hydrologie et le climat.

De plus, l'humidité du sol peut être une variable de sortie des modèles hydrologiques. Il est alors intéressant de pouvoir comparer les humidités simulées à celle observées sur le terrain. Ceci permettra de valider le modèle ou d'ajuster les paramètres utilisés dans le modèle.

Par ailleurs, suite à la première phase du projet MAGS, il s'avère que le bilan hydrique du bassin ne peut être bouclé sur une période d'un an sans considérer un stockage en eau dans le sol. La détermination de l'humidité du sol permettra donc d'aider à confirmer cette hypothèse.

Pour ces raisons, la connaissance et le suivi des teneurs en eau en surface sont primordiaux à la fois pour l'agriculture mais aussi pour mieux comprendre les processus hydrologiques et climatiques. La teneur en eau d'un sol est cependant très fluctuante

dans l'espace suivant les type de sol, de végétation et de climat rencontrés, ainsi que dans le temps en fonction des événements climatiques. Pour cette dernière raison, la méthode par télédétection comme méthode de détection de l'humidité du sol apparaît très intéressante, car elle permettrait de couvrir et d'étudier rapidement de vastes territoires.

1.1.3.3 Les techniques d'étude de la teneur en eau d'un sol

Il y a principalement trois possibilités pour collecter des données sur l'humidité du sol : le prélèvement d'échantillons, les mesures à l'aide d'appareils intrusifs (ex : TDR) et la télédétection.

La dernière méthode présente de nombreux avantages par rapport aux deux premières. En effet, dans le cas de prélèvement d'échantillons ou de mesures sur le terrain, il s'agit de points localisés et ceci ne donne pas une image forcément précise de la teneur en eau du sol sur une surface importante; il est souvent nécessaire de faire des interpolations, ce qui réduit d'autant plus la précision des résultats. Pour avoir une meilleure précision, il faut prendre plus de points d'échantillonnage. Cependant, dans le cas d'un bassin tel le Mackenzie, qui fait près de deux millions de km², et qui présente une grande hétérogénéité, cela demanderait un grand nombre de points d'échantillonnage et nécessiterait donc beaucoup de temps et d'argent ! De plus, on ne peut, à l'aide de cette méthode voir une évolution de l'humidité du sol en fonction du temps.

La télédétection a pour avantage de supprimer ces inconvénients. Cette méthode permet en effet d'avoir une estimation de l'humidité du sol sur des surfaces importantes, et ceci de manière distribuée dans l'espace et fréquente dans le temps (selon la répétitivité de passage du satellite).

1.2 L'utilisation de la télédétection pour l'estimation de l'humidité du sol

1.2.1 Principe général de la télédétection pour l'estimation de l'humidité du sol

Tout corps émet un rayonnement dont le spectre radiométrique est fonction de sa température et de ses propriétés d'émissivité. Ces deux paramètres sont fortement modifiés lorsque le contenu en eau du matériau change. En effet, les molécules d'eau ont une structure bipolaire, ce qui a une grande influence sur la constante diélectrique d'un matériau. Or la constante diélectrique est la propriété qui détermine en grande partie l'émissivité des micro-ondes. Ainsi, par exemple, pour des fréquences de moins de 5 GHz, la constante diélectrique de l'eau est d'environ de 80, comparée à la valeur de 3 à 5 pour celle d'un sol sec. Ainsi, un sol fortement humide aura une constante diélectrique importante comparée à celle d'un sol ayant une faible teneur en eau. Un changement de l'humidité d'un sol se traduira donc par une modification de sa constante diélectrique, ce qui entraînera des variations des radiations émises par le sol dans le domaine des micro-ondes. Des équations de transfert radiatif sont alors obtenues pour obtenir des expressions analytiques représentant des températures de brillance, dont la définition sera donnée un peu plus loin, pour des polarisations horizontales et verticales.

Cette méthode présente donc de nombreux avantages pour déterminer la teneur en eau d'un sol : elle est rapide, relativement précise et permet d'étudier de grands espaces sans demander d'importants moyens techniques et financiers et ce, fréquemment dans le temps.

Cependant, la température de brillance ne dépend pas uniquement de l'humidité du sol : la végétation ainsi que l'atmosphère ont une influence non négligeable sur la valeur de celle-ci. Il est donc important de connaître ces paramètres pour utiliser cet outil. L'influence et la prise en compte de tous ces facteurs seront étudiées dans la suite de cet exposé.

De plus, il est important de bien distinguer l'humidité du sol de surface , qui peut être estimée en utilisant les méthodes de télédétection, et la teneur en eau du sol en

profondeur (Wigneron et al., 1998). En effet, la télédétection renseigne sur l'humidité du sol en surface, mais ne permet pas présentement d'estimer l'eau totale disponible dans le sol. Cependant, il est possible de dégager des informations sur la teneur en eau du sol en profondeur, en utilisant les modélisations de transfert de chaleur et de masse au sein du sol.

Également, comme nous l'avons mentionné précédemment, l'évapotranspiration ne dépend en grande partie que de la couche superficielle du sol. Une estimation de la teneur en eau des cinq premiers centimètres de sol donnerait donc un premier aperçu du taux d'évapotranspiration.

1.2.2 La télédétection : choix du mode et de la fréquence

Comme il l'a été dit précédemment, l'humidité du sol est d'une grande importance parmi les variables en hydrologie de surface.

Afin d'étudier la teneur en eau du sol, la télédétection s'avère être un outil puissant puisque cette méthode permet d'obtenir une importante couverture spatiale et une bonne répétitivité dans le temps.

Il y a deux modes de télédétection :

- la télédétection active : un signal est envoyé du satellite, celui-ci se propage jusqu'au sol pour être ensuite réfléchi vers le satellite. Le signal réfléchi est alors mesuré puis traité.
- la télédétection passive : dans ce cas, seules les ondes électromagnétiques émises naturellement par le sol sont mesurées.

Ces deux modes de télédétection sont tous les deux sensibles à l'humidité du sol nu. De nombreuses études ont été faites sur ces deux types de capteurs, actif et passif.

Il convient avant tout de préciser que l'estimation de la teneur en eau du sol ne peut se faire sans prendre en considération les effets de différents paramètres indépendants des caractéristiques du sol. Il faut en outre prendre en compte les effets de la rugosité de

surface, de la végétation et des conditions atmosphériques. Du et al. (2000) ont fait des études pour tenter de trouver quel était le meilleur type de capteur (actif ou passif) pour estimer l'humidité du sol. Leurs résultats ont mené à deux conclusions :

- ces deux types de capteurs sont sensibles à l'humidité du sol et sont toutefois grandement influencés par la végétation à la surface du sol.

- la sensibilité des deux capteurs à l'humidité du sol décroît avec une augmentation de la couverture végétale. De plus, les taux de diminution sont approximativement les mêmes pour les deux capteurs.

Ainsi on peut dire que l'on ne peut pas qualifier un capteur de supérieur à l'autre en considérant ses performances.

En revanche, compte tenu des importantes surfaces à étudier, le choix d'utiliser la télédétection passive s'avère plus approprié : en effet, les capteurs passifs ne détectant que les ondes émises naturellement par le sol doivent couvrir des étendues importantes afin de recevoir un signal suffisamment fort; au contraire le système radar, qui envoie des ondes avant de les recevoir ne peut couvrir que de petites distances en raison des limites techniques de l'émetteur. Ainsi, comme le bassin du Mackenzie couvre une surface importante d'environ 1,8 million de km², et qu'une haute résolution n'est pas primordiale dans le cas de notre étude, le choix d'utiliser les ondes passives s'avère être le plus intéressant.

Que ce soit pour les systèmes actifs ou passifs, il est primordial de savoir dans quel domaine de fréquence les études seront faites. L'objectif étant la détection de l'humidité du sol, le choix des hyperfréquences ou micro-ondes s'est imposé de lui-même. En effet, la constante diélectrique du sol, qui a une grande influence sur la température de brillance, dépend fortement de la teneur en eau du matériau pour les hautes fréquences. Ainsi, pour un sol nu, l'humidité du sol est le paramètre dominant sur le signal reçu par le capteur. De plus, les mesures de micro-ondes ont l'avantage d'être très peu perturbées par la couverture nuageuse ou par les variations d'illumination solaire des surfaces (Njoku et Entekhabi, 1996). Il y a également très peu de diffusion dans le sol.

En revanche, la végétation et la rugosité du sol ont des effets importants sur la brillance du sol. Il est donc nécessaire de corriger ces effets perturbateurs avant d'extraire l'humidité du sol des cartes de température de brillance. Pour cela, il convient de bien choisir la longueur d'onde, la polarisation et l'angle de visée du capteur afin d'atténuer les effets de la végétation et de la rugosité.

Tous ces facteurs expliquent pourquoi le choix des micro-ondes a été retenu pour l'étude de l'humidité du sol au sein du bassin Mackenzie. Le capteur utilisé pour l'obtention des cartes de température de brillance est le capteur SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager). Ses caractéristiques seront vues par la suite.

1.2.3 Théorie

Tous les corps noirs émettent des radiations dont la puissance totale est donnée par la relation de *Stefan-Boltzmann* :

$$M = \sigma T^4 \quad (1.3)$$

où M est la quantité d'énergie émise par unité de temps

 T est la température absolue du corps en Kelvin

 σ est la constante de Stefan Boltzmann qui vaut $5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$

Cette énergie correspond au rayonnement dégagé par le corps noir dans toutes les directions et toutes les longueurs d'onde, ce qui rend difficile sa mesure.

Le rayonnement émis par un corps noir varie dans le spectre électromagnétique selon la température du corps et d'autres paramètres exprimés dans la loi de *Planck*.

Cette loi exprime les variations de l'émittance spectrale M_λ et est donnée par la formule suivante :

$$M_\lambda = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1} \quad (1.4)$$

où c est la vitesse de la lumière ($3 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1}$)
 k est la constante de Boltzmann ($1.38 \times 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$)
 h est la constante de Planck ($6.62 \times 10^{-34} \text{ J.s}$)
 T est la température absolue du corps (K)
 λ est la longueur d'onde (m)

L'eau est la surface qui se rapproche le plus de ce que l'on peut appeler un corps noir; en effet, elle absorbe la majorité du rayonnement dans le visible et le proche infrarouge et émet un rayonnement thermique ressemblant beaucoup à celui d'un corps noir. Cependant, la plupart des surfaces naturelles que l'on détecte ne sont pas des corps noirs mais plutôt des corps gris qui ne suivent que partiellement les lois des corps noirs (Bonn et Rochon, 1992). Ces corps gris, contrairement aux corps noirs, ont un pouvoir réflecteur et peuvent transmettre une partie plus ou moins grande de l'énergie reçue. La loi de Stefan-boltzmann s'écrit alors :

$$M = \varepsilon\sigma T^4 \quad (1.5)$$

où ε est l'émissivité du corps considéré compris entre 0 et 1 et représente le rapport entre l'énergie émise par un corps gris et celle émise par un corps noir.

La majorité des détecteurs radio-métriques opérant dans le domaine thermique indiquent la température qu'aurait l'objet s'il était un corps noir. Cette température est appelée température apparente ou température de brillance. Celle-ci est donnée par la relation :

$$T_{CN}=T_b=\varepsilon^{1/4} T_{vraie} \quad (1.6)$$

où $T_{CN}=T_b$ est la température équivalente de corps noir du corps considéré ou température de brillance

T_{vraie} est la température réelle du corps considéré

Dans le domaine des hyperfréquences ou des micro-ondes, les énergies émises par les surfaces naturelles sont très faibles, comparées à celles observées dans le domaine thermique. On peut alors simplifier la formule de Planck lorsque la température est inférieure à 300 K et la fréquence inférieure à 300 GHz. Cette simplification est appelée loi de Rayleigh-Jeans et peut être écrite :

$$L_\lambda = \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (1.7)$$

Où L_λ est la luminescence du corps noir ($\text{W.m}^{-2}.\text{Hz}^{-1}.\text{sr}^{-1}$)

k est la constante de Boltzmann ($1.38 \times 10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$)

T est la température du corps noir considéré (K)

λ est la longueur d'onde d'émission (m)

La température de brillance d'un corps est donc proportionnelle à l'énergie émise, donc à son émissivité, et peut être exprimée sous la forme suivante :

$$T_b = \tau(\varepsilon T_o + \rho T_r) + (1-\tau)T_s \quad (1.8)$$

Où τ est la transmittance de l'atmosphère entre l'objet et le capteur ($0 < \tau < 1$)

ε est l'émissivité de l'objet

T_o est la température absolue de l'objet (K)

ρ est la réflectance de l'objet

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

T_s est la température absolue de la couche d'atmosphère entre l'objet et le radiomètre (K)

Il est à noter que la température de brillance est reliée à la température de surface par la racine quatrième de l'émissivité dans le domaine thermique alors que dans le domaine des hyperfréquences, la température de brillance est proportionnelle à l'émissivité. Ceci montre donc que la température de brillance est fortement influencée par l'émissivité.

Sachant que l'émissivité est considérablement modifiée par la teneur en eau, ceci montre l'importance de la radiométrie des hyperfréquences pour l'étude de l'humidité des sols. En effet, l'émissivité est un facteur qui dépend de nombreux paramètres, et en particulier de la constante diélectrique du corps, de la polarisation du rayonnement, de la rugosité de la surface, de la longueur d'onde du rayonnement et de l'angle d'incidence du rayonnement.

En inversant l'équation (1.7), on peut définir la température de brillance comme suit :

$$T_b = \frac{\lambda^2 L_\lambda}{2k} \quad (1.9)$$

Étant donné que la température de brillance est proportionnelle à la luminance, on peut écrire (Njoku et Entekhabi, 1996) :

$$T_b = \epsilon T \quad (1.10)$$

Toutefois, cette relation n'est valable que dans le cas où le profil de température et la constante diélectrique sont constants sur la profondeur.

L'émissivité est reliée directement à la réflectivité de la surface r par la relation :

$$\epsilon = 1 - r \quad (1.11)$$

La réflectivité de la surface dépend en grande partie de la constante diélectrique, de l'angle d'incidence et de la polarisation. Ainsi, pour une surface lisse et une constante diélectrique constante, les réflectivités verticales et horizontales peuvent être déduites à partir des équations électromagnétiques de Fresnel :

$$r_v = \left| \frac{\epsilon_r \cos \theta - \sqrt{\epsilon_r - \sin^2 \theta}}{\epsilon_r \cos \theta + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (1.12)$$

$$r_h = \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{\epsilon_r - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2 \theta}} \right|^2 \quad (1.13)$$

Où r_v et r_h sont les réflectivités verticales et horizontales

θ est l'angle d'incidence (voir **figure 2**)

ϵ_r est la constante diélectrique complexe

Après avoir revu rapidement les développements théoriques de la température de brillance, il convient de s'intéresser aux différents facteurs qui vont influer sur l'émission des radiations de surface. Comme montré sur la figure 2, la rugosité de surface, la composition du sol, la couverture végétale, et l'atmosphère sont des paramètres importants à considérer. La partie suivante de ce rapport présentera donc l'influence de tous ces facteurs qui interviennent dans l'obtention de la température de brillance captée par le récepteur SSM/I et qui affectent l'estimation de l'humidité du sol.

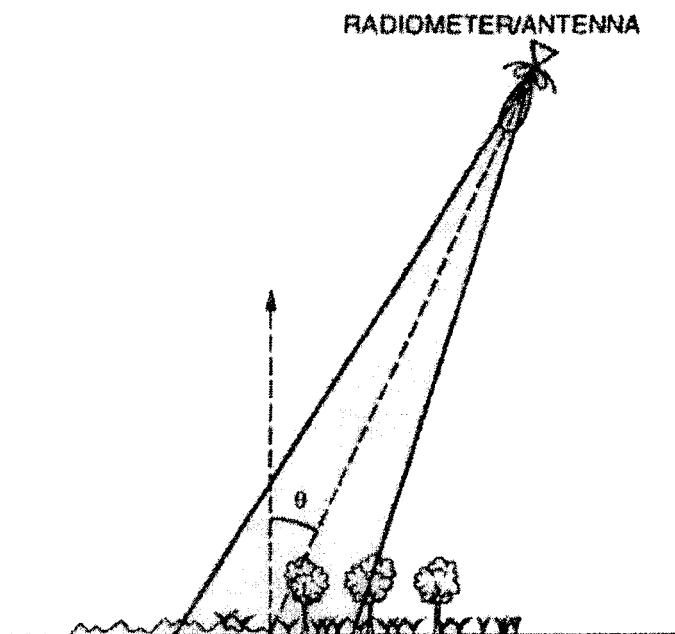


Figure 2 Schéma d'un radiomètre visualisant la surface de la Terre avec un angle θ
(Njoku et Entekhabi, 1996)

1.2.4 Étude des facteurs affectant l'estimation de l'humidité du sol

1.2.4.1 La température de brillance du sol et l'influence de la rugosité

D'après ce qui a été vu précédemment, la température de brillance d'un sol nu respecte la formule (1.8). Cependant, la réflectivité, directement reliée à l'émissivité, dépend de la rugosité du sol. Une expression obtenue empiriquement a été donnée par Choudhury et al. (1979) pour obtenir les réflectivités verticale et horizontale r_v et r_h d'un sol nu:

$$r_v = [Qr_{sh} + (1 - Q)r_{sv}] \exp(-h \cos^n \theta) \quad (1.14)$$

$$r_h = [Qr_{sv} + (1 - Q)r_{sh}] \exp(-h \cos^n \theta) \quad (1.15)$$

Où r_{sv} et r_{sh} sont les réflectivités du sol respectivement horizontales et verticales données par les équations de Fresnel vues précédemment. Celles-ci correspondent aux réflectivités du sol s'il avait été lisse

θ est l'angle d'incidence des radiations

Q et h sont des paramètres empiriques. Ils dépendent du type de sol et de la fréquence et sont obtenus de manière expérimentale.

n est également un paramètre empirique. Dans le cas de fréquences importantes, les effets de la rugosité paraissent être indépendants de la rugosité et n est pris égal à 0 (Calvet et al., 1995).

Une formule plus simple et toujours empirique a également été proposée par Choudhury et al. (1979)

$$r_p = r_{sp}(\theta) \exp(-h) \quad (1.16)$$

où r_p est la réflectivité de la surface rugueuse à la polarisation p

r_{sp} est la réflectivité de la surface si elle était lisse (donnée par les équations de Fresnel)

θ est l'angle d'incidence

h est le paramètre de rugosité obtenu empiriquement

À des fréquences élevées, le paramètre h varie de 0 pour une surface lisse à 0.5 pour une surface rugueuse.

D'après cette dernière formulation de la réflectivité de surface, on voit que la rugosité d'un sol va diminuer la réflectivité et donc par conséquent augmenter l'émissivité du sol. La température de brillance d'un sol accidenté sera donc plus élevée que celle d'un sol lisse. Bien que ce paramètre ne soit pas prépondérant dans l'obtention de la température de brillance, il est important de le prendre en compte pour une meilleure évaluation de l'humidité du sol.

1.2.4.2 Effets de la végétation

La végétation absorbe, émet et diffuse les radiations de micro-ondes. À de basses fréquences ($f \sim 0.3\text{-}2 \text{ GHz}$), les émissions de la couverture végétale peuvent être approximées en utilisant un simple modèle radiatif. En ce sens, la modélisation des radiations est faite en utilisant un modèle avec deux couches : celle du sol et celle de la végétation. L'émission globale de ces deux couches est alors la somme de trois termes : l'émission directe de la végétation Tb^* , l'émission de la végétation réfléchie par le sol, atténuee ensuite par la couche de végétation Tb_2 , et l'émission du sol atténuee par la végétation Tb_3 (Wigneron et al., 1998) (figure 3).

$$Tb^* = (1-\omega)(1-\gamma)Tv \quad (1.17)$$

$$\gamma = \exp(-\tau/\cos\theta) \quad (1.18)$$

$$Tb_2 = \gamma \Gamma_s Tb^* \quad (1.19)$$

$$Tb_3 = \gamma(1-\Gamma_s)Ts \quad (1.20)$$

Où ω est un facteur de paramétrisation de l'albédo de simple diffusion

τ est l'opacité de la végétation ou la profondeur optique de la végétation

T_v est la température de la végétation

Γ_s est la réflectivité du sol dépendante de l'humidité du sol

T_s est la température du sol

e_s est l'émissivité du sol

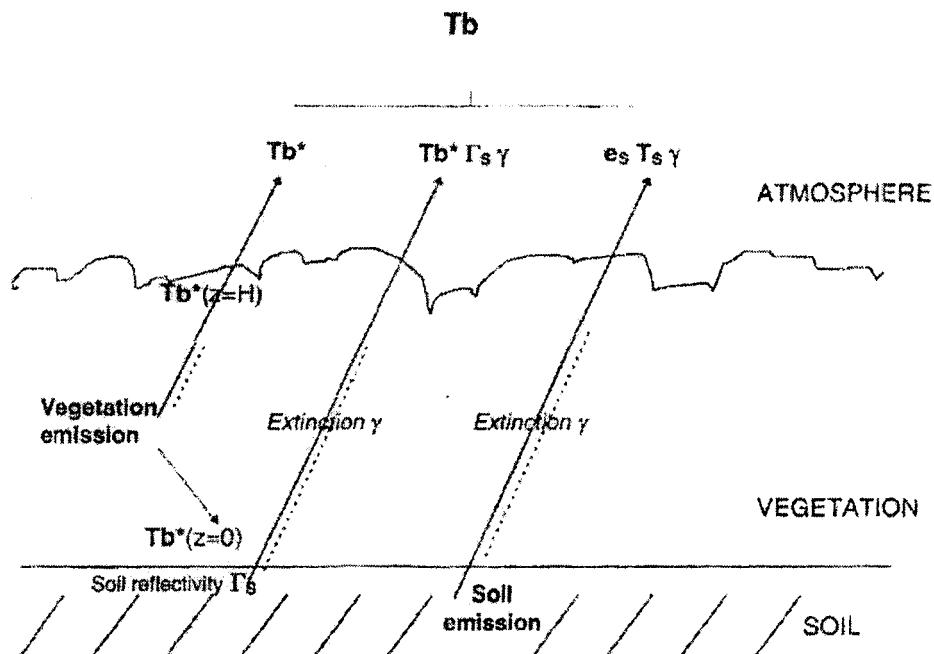


Figure 3 Émission des deux couches : le sol et la végétation

En combinant ces trois équations et en les simplifiant ($\omega=0$, $\cos\theta=1$), on peut déduire la température de brillance T_b selon la formule suivante (Njoku et Entekhabi, 1996) :

$$T_b = (1 - \Gamma_s) T_s \exp(-\tau) + T_v [1 - \exp(-\tau)] [1 + \Gamma_s \exp(-\tau)] \quad (1.20)$$

Plusieurs analyses ont montré que le paramètre τ était proportionnel à la teneur en eau totale de la végétation W_c (en kg/m^2) suivant la relation :

$$\tau = b \cdot W_c \quad \text{où } b \text{ est un paramètre calibré pour chaque type de végétation.}$$

En revanche, pour des fréquences plus élevées ($f > 5-10$ GHz), les effets de la diffusion due à la végétation augmentent et un modèle de transfert radiatif plus complexe est requis (Wigneron et al., 1998). La modélisation des effets de la couverture végétale dans le domaine des hautes fréquences a été étudiée plus en particulier par Choudhury et al. (1990) et Calvet et al. (1995). Cependant, tous ces modèles utilisent des équations de transferts radiatifs, où interviennent un grand nombre d'équations et paramètres. Par conséquent, ces modèles trop compliqués ne seront pas utilisés dans cette étude ; une modélisation plus simple des effets de la végétation sera développée dans une partie suivante pour les fréquences de 19, 37 et 85 GHz utilisées par la suite.

1.2.4.3 Les effets de l'atmosphère :

La température de brillance due au système sol-couverture végétale est atténuee par l'atmosphère avant d'atteindre la plate forme du capteur. Ceci provient de la présence d'oxygène et de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Un modèle d'atténuation atmosphérique a été développé par Choudhury (1993). La température de brillance mesurée par le satellite peut être reliée à la température de brillance au sol (due aux radiations du sol et de la végétation) par la relation suivante incluant la transmissivité de l'atmosphère et les radiations émises par le ciel :

$$Tb_s = \tau_a Tb_c + T_{sky} \quad (1.21)$$

où Tb_c est la température de brillance au sol

Tb_s est la température de brillance au satellite

T_{sky} est la température due aux radiations émises par l'atmosphère

τ_a est la transmissibilité atmosphérique

$$\tau_a = \exp(-\tau/\mu) \quad (1.22)$$

Où τ est l'épaisseur optique et μ est le cosinus de l'angle d'incidence du radiomètre.

Dans le cas du capteur SSM/I, μ est égal à 0.6.

τ dépend de l'oxygène et de la présence de vapeur d'eau et est défini comme suit :

- à 19 GHz : $\tau = 0.011 + 0.0026V$

$$\text{- à 37 GHz : } \tau = 0.037 + 0.0021V$$

Le terme constant à gauche des deux précédentes équations dépend de l'absorption de l'oxygène alors que les termes à droite représentent l'influence de la vapeur d'eau. Ces termes dépendent tous deux de la variation de la température de l'air jusqu'à une altitude de 3 km. V est la hauteur totale d'eau en mm dans l'atmosphère.

Il est à noter que des changements de la pression de l'air à la surface affecte plus l'épaisseur optique τ pour une fréquence de 37 GHz que pour 19 GHz. Également, les effets des nuages ne sont pas inclus dans les équations précédentes ; en effet, il est difficile de rendre compte des effets de la couverture nuageuse en raison du manque de données sur les caractéristiques des nuages à la résolution des observations faites par le capteur SSM/I. Cependant, ces effets sont minimes et peuvent être considérés négligeables.

T_{sky} est obtenue à partir de la température de radiation effective de l'atmosphère T_e suivant la formule :

$$T_{sky} = T_e(1 - \tau_a) \quad (1.23)$$

Avec T_e la température effective de radiation définie comme suit :

<ul style="list-style-type: none"> - à 19 GHz : - à 37 GHz : 	$T_e = T_a - (8 + 0.06V)$ $T_e = T_a - (18 - 0.12V)$
--	---

T_a est la température de l'air à la surface.

Finalement, on peut dire que la température de brillance mesurée au satellite T_{bs} est égale à :

$$T_{bs} = \tau_a [\Gamma \cdot T_{sky} + (1 - \Gamma) T_a] + T_{sky} \quad (1.24)$$

Où T_{bs} est la température de brillance au satellite

T_{sky} est la température due aux radiations de l'atmosphère

T_a est la température de l'air au sol

Γ est la réflectivité du système sol-végétation

τ_a est la transmissibilité de l'atmosphère

1.3 Le choix du capteur SSM/I : justifications et présentation

Dans cette étude, ce sont les micro-ondes passives qui ont été utilisées en raison de l'intérêt de ce domaine de fréquence pour l'étude de l'humidité du sol. En effet, les mesures de micro-ondes passives sont indépendantes de l'illumination solaire et contrairement aux capteurs optiques, les informations sur la surface du sol peuvent être acquises même en cas de couverture nuageuse dense (Fily et al., 2002). De plus, les radiomètres micro-ondes fournissent des données journalières alors qu'avec les capteurs optiques, les séries de mesures ne sont souvent disponibles que de façon hebdomadaire, voire bimensuelle.

Selon Njoku et Entekhabi (1996), les deux plates formes les plus appropriées pour l'étude de l'humidité du sol sont les capteurs SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) et SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager). Bien que ces deux capteurs opèrent à des fréquences plus élevées (6.6-37 GHz pour le SMMR et 19.3-85.5 GHz pour le SSM/I) que celles recommandées pour la détection de l'humidité du sol, ils présentent tous deux des avantages opérationnels significatifs. Le nombre important de canaux disponibles, chacun avec des sensibilités différentes envers les paramètres de surface géophysiques, amène une redondance d'informations permettant de comparer et donc de valider les informations obtenues. En ce sens, la multiplicité des canaux ainsi que la multi-polarisation peuvent être utilisées pour faire les corrections des effets de la végétation et de la rugosité de surface. Il faut par ailleurs prendre en compte les effets de l'atmosphère, qui ne peuvent être considérés comme négligeables à ces hautes fréquences.

Le deuxième avantage de ces systèmes est qu'en raison de leur configuration de vue conique, la surface est observée toujours avec le même angle. Ainsi, il n'y a pas besoin de faire des corrections angulaires.

Pour l'étude du Mackenzie, le choix s'est arrêté sur le capteur SSM/I, celui-ci ayant une grande répétitivité de passage et une bonne couverture spatiale.

Le capteur SSM/I a été créé par le ‘Defense Meteorological Satellite Program’ (DMSP) et décrit une orbite circulaire quasi polaire à une altitude d’environ 833 km avec une inclinaison de 98.8° et une période de 102.0 min (**figure 4**). Le satellite voyage à une vitesse de 6.6 km/s et couvre une largeur de 1400 km à chaque passage, ce qui permet une couverture quasi-totale de la surface de la terre sur une période de 24h (**figure 5**). L’angle de vue est de 102° et l’angle zénithal est de 53.1° (Hollinger et al., 1990). Le capteur SSM/I prend des mesures dans quatre fréquences, soit 19.3, 37.0, 85.5, et 22.2 GHz. Il reçoit la polarisation horizontale et verticale dans chaque fréquence, à l’exception de 22 GHz, où seule la polarisation verticale est disponible. Il y a donc 7 canaux disponibles.

Des études effectuées par Hollinger et al. (1990) ont montré que ce capteur est stable, sensible et capable de donner des températures de brillance tout à fait correctes. Seule la fréquence de 85.5 Ghz présente une stabilité un peu moins bonne. Plus en particulier, les trois premières longueurs d’onde donnent des différences de moins de 3°K entre les températures de brillance mesurées par le capteur et celles simulées pour l’observation de l’océan et de la forêt Amazonienne.

Disposant de 7 canaux (22 en polarisation verticale, 19, 37 et 85 GHz, dans les deux polarisations), il ne sera utilisé dans cette étude que les fréquences de 19 et 37 GHz, la fréquence de 85 GHz étant un peu moins stable et nettement plus sensible à la végétation.

La profondeur de pénétration du capteur SSM/I est de l’ordre d’1/10^e de la longueur d’onde utilisée (Ulaby et al., 1986). Ceci permet donc d’avoir une profondeur de pénétration de l’ordre de 0.1 à 1.5 cm pour une fréquence de 19 GHz et de 0.08 à 0.8 cm pour une fréquence de 37 GHz.

Enfin, des études faites par Jackson (1993) ont montré que la polarisation horizontale était plus sensible à l’humidité du sol pour les surfaces nues et végétales.



Figure 4 Le satellite DMSP équipé du capteur SSM/I (Hollinger et al., 1990).

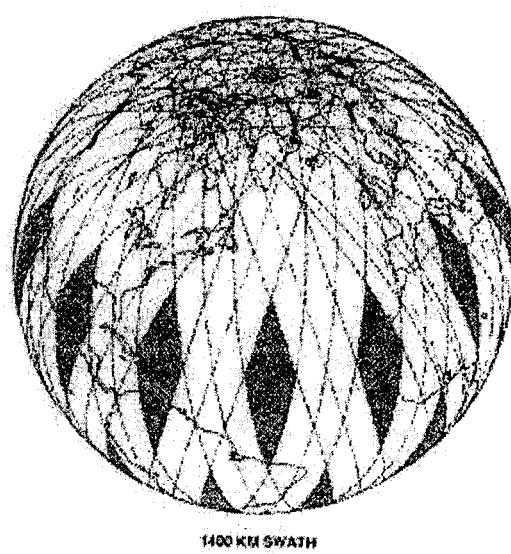


Figure 5 Couverture terrestre de la plate forme SSM/I dans une période de 24h. Seules les aires hachurées ne sont pas observées par le satellite durant cette période (Hollinger et al., 1990)

CHAPITRE 2

PRÉSENTATION DU PROJET MAGS

Ce rapport a pour but d'étudier les variations de stockage en eau au sein du bassin Mackenzie. Plus globalement, il s'inscrit dans un projet canadien auquel participent de nombreuses universités et qui a pour but de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique de ce grand bassin nordique. Il convient donc de présenter rapidement ce projet ainsi que le bassin de la rivière Mackenzie.

2.1 Présentation du projet MAGS

Le projet MAGS (Mackenzie Gewex Study) s'inscrit dans le cadre d'un projet international dénommé Gewex, que nous allons ici présenter sommairement.

2.1.1 Le projet GEWEX

Le projet Gewex (Global Energy and Water Cycle Experiment) a été initié par le programme mondial de recherche sur le climat (World Climate Research Program : WCRP) et réunit un groupe d'activités ayant pour but d'améliorer notre compréhension et notre prédition du rôle joué par le cycle de l'eau dans notre système climatique. Gewex s'intéresse donc à tous les processus climatiques tels que les nuages, les précipitations, les radiations, l'évapotranspiration et le stockage en eau. Tous ces processus de l'atmosphère et des couches supérieures des terres et de l'océan interagissent entre eux et sont responsables de la distribution régionale des changements climatiques (Stewart et al., 1998).

Jusqu'à maintenant, les modèles climatiques ont simplifié les paramètres de ces processus. Le premier but du projet GEWEX est donc d'améliorer la connaissance de

ces processus afin de permettre le développement de paramétrisations physiques qui pourront être incorporés dans les modèles climatiques. Ceci permettra aux modèles de mieux déterminer la sensibilité du climat à des facteurs extérieurs tels que la concentration des gaz à effet de serre et donc de réduire les incertitudes des prédictions des changements climatiques. En effet, la disponibilité de l'eau douce est cruciale à la survie de nombreux écosystèmes et représente l'un des aspects les plus importants de nos activités socio-économiques. L'autre objectif de Gewex est d'estimer la sensibilité du cycle hydrologique et des ressources en eau aux changements climatiques. Pour cela, il est nécessaire d'améliorer notre capacité à modéliser la distribution globale des précipitations, de l'évapotranspiration et du ruissellement au sein d'un bassin versant.

Les importantes réserves d'eau douce du Canada, combinées à la supposée grande sensibilité des régions voisines du pôle de l'hémisphère Nord à d'éventuels changements climatiques, suggèrent qu'une modification du cycle de l'eau pourrait avoir de profonds impacts dans l'écosystème et les activités socio-économiques du Canada. Afin de mieux connaître les interactions eau-énergie dans ces hautes latitudes, il a été décidé que la contribution canadienne au projet GEWEX serait une étude combinée des processus hydrologiques, de la télédétection et de la modélisation au sein du bassin de la rivière Mackenzie. Ce projet a été dénommé Mackenzie Gewex Study ou MAGS.

Le projet MAGS est donc un des projets du programme international qui a pour but d'étudier les cycles de l'eau et d'énergie à l'échelle des 5 continents.

2.1.2 Le projet MAGS

Le projet MAGS a donc pour objectif :

- de comprendre, de quantifier et de modéliser les composantes critiques des cycles de l'eau et de l'énergie.

- d'améliorer notre capacité à prédire les variations en ressource d'eau du bassin Mackenzie en fonction des changements climatiques.

Un des principaux objectifs de l'étude du Mackenzie sera de valider des modèles numériques, qui couplés avec des modèles hydrologiques de surface, permettront de reproduire à une échelle de temps importante (de l'ordre du mois voire de l'année) les transferts d'humidité et d'énergie observés au sein du bassin de la rivière Mackenzie et qui reflètent le transport de l'humidité au sein du bassin Mackenzie et de l'océan Arctique (Stewart et al., 1998). Comme montré à la **figure 6**, ces processus sont largement liés à la saison froide.

Il est intéressant de constater que l'humidité et l'énergie sont transportées de l'océan Pacifique vers le bassin mais que de nombreux phénomènes atmosphériques, de surface et de sous surface ont lieu à l'intérieur même du bassin.

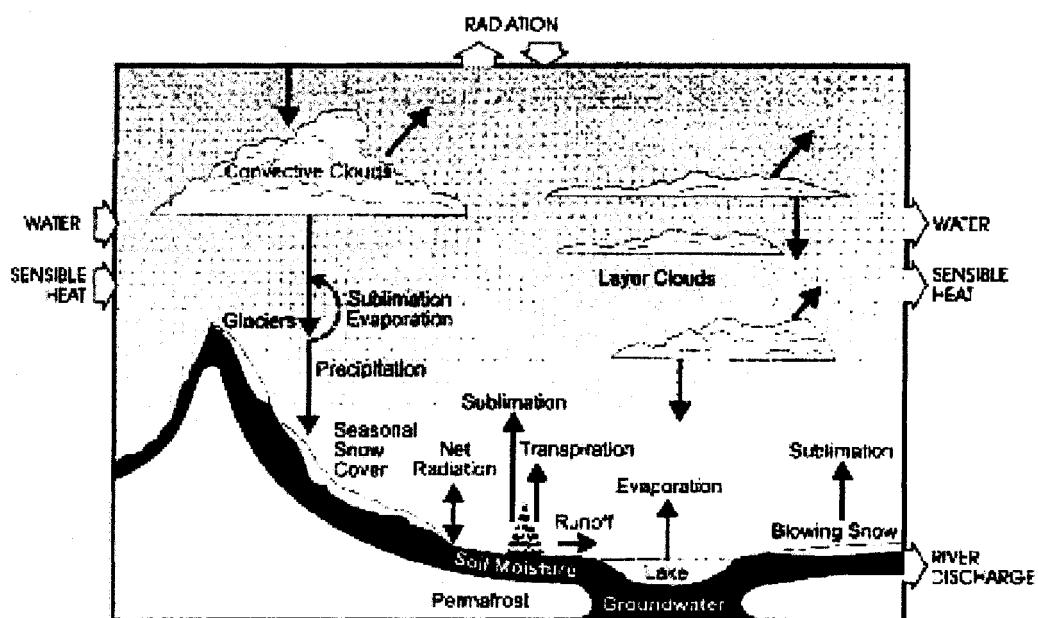


Figure 6 Schéma du cycle de l'eau et de l'énergie au sein du bassin de la rivière Mackenzie (Stewart et al., 1998)

Par ailleurs, il est intéressant d'étudier le bassin Mackenzie, car c'est l'un des endroits où l'on a observé un important réchauffement du climat (**Annexe 1**). Ainsi, cette recherche permettra de mieux comprendre les raisons de cette tendance et de connaître comment la région sera influencée par le réchauffement.

Bien que l'étude MAGS repose sur la compréhension des processus hydrologiques et énergétiques du bassin Mackenzie, il est important que les connaissances acquises et le modèle développé puissent se transposer à d'autres régions nordiques qui n'ont pas fait l'objet d'études aussi approfondies.

2.2 Présentation du bassin de la rivière Mackenzie

Le bassin de la rivière Mackenzie est l'un des plus grands bassins hydrologiques au monde. Couvrant une surface de près de 20% du territoire canadien soit environ 1.8×10^6 km², le bassin Mackenzie est le 10^{ème} plus grand bassin au monde. Il se place en 15^{ème} position d'après le débit moyen annuel. Il s'agit également du plus grand bassin d'Amérique du Nord à se vider dans l'océan Arctique (**cf Annexe 2 et 3 : carte du bassin Mackenzie**).

Le bassin de la rivière Mackenzie se subdivise en 6 sous bassins tel que montré à la **figure 7**. Il comprend trois lacs majeurs (lac Athabasca, lac Great Slave et lac Great Bear) et 3 principaux deltas.

2.2.1 Carte du bassin Mackenzie et carte des différents sous bassins

Allant des montagnes rocheuses de l'Ouest aux grandes plaines canadiennes de l'Est, le bassin Mackenzie s'étend de la latitude 52°N à la latitude 70°N. On y trouve donc une grande variété de conditions climatiques. Le Nord est caractérisé par un permafrost

permanent alors que l'agriculture et la forêt représentent la principale activité économique du Sud du bassin.

L'importante diversité des milieux et des conditions climatiques permet donc de diviser le bassin Mackenzie en 8 principaux écosystèmes que l'on peut regrouper en quatre principales familles : zone boréale, zone arctique, taïga et zone montagneuse (**Annexe 4**).

Les effets de variations des conditions climatiques se reflètent principalement sur la température, les précipitations et le débit à l'exutoire de la rivière Mackenzie.

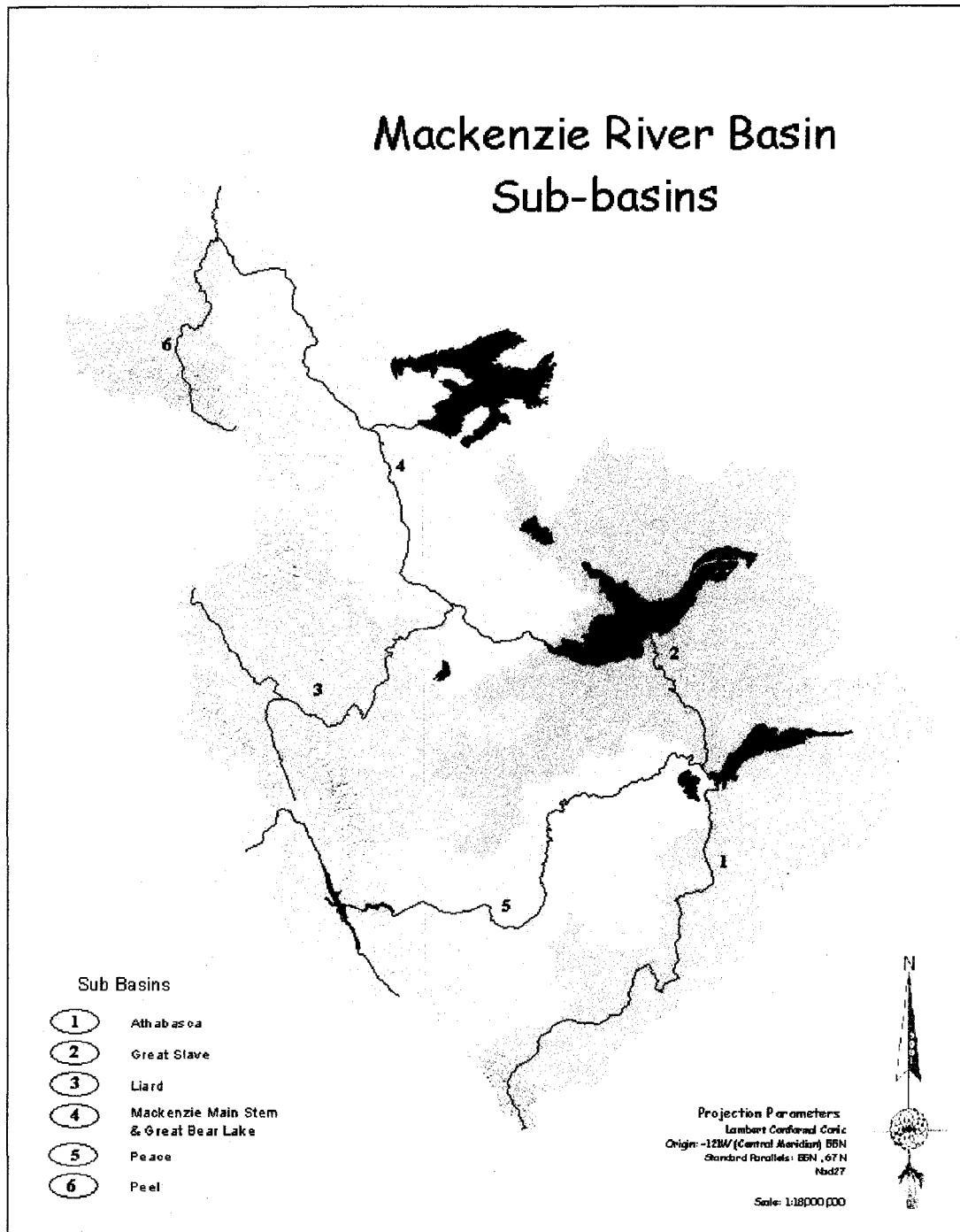


Figure 7 Subdivision du bassin Mackenzie en six sous bassins (site Internet)

2.2.2 Principales caractéristiques du climat et des cycles hydrologiques du bassin Mackenzie

Dans les régions du Nord, de grandes fluctuations de températures sont observées: la température va de -30° en hiver à $+15^{\circ}$ en été. Certains jours, la température peut même descendre jusqu'à -50° en hiver et atteindre $+30^{\circ}$ en été, ce qui donne un gradient thermique important pouvant aller jusqu'à 80°C . Par ailleurs, le bassin Mackenzie présente au cours de ces deux dernières décennies le plus fort taux de réchauffement au monde avec une augmentation de la température de près de 2°C par décennie. Il est à noter que ce taux n'est cependant pas linéaire. Comme montré dans l'**annexe 1**, ce taux est important comparativement aux autres régions du monde, dont l'augmentation de température est en moyenne de $0,6^{\circ}$ par décennie.

La précipitation annuelle moyenne sur le bassin est estimée à 410 mm, mais cette valeur est incertaine en raison des grandes imprécisions des mesures durant les conditions hivernales. Le maximum des précipitations se produit en été, période où a lieu près de la moitié des précipitations annuelles. Cependant, les précipitations ont lieu sous forme de neige pendant six à huit mois de l'année.

La carte suivante (**figure 8**), représentant la distribution spatiale des précipitations sur le bassin, montre que le maximum des précipitations se situe dans la partie sud ouest du bassin. En revanche, l'intérieur des terres est moins arrosé en raison du relief montagneux de la côte ouest, qui est une barrière aux nuages en provenance de l'océan Pacifique. D'ailleurs, Lackmann et al. (1998) ont prouvé que les précipitations dans le bassin Mackenzie ne sont pas générées localement mais sont plutôt le résultat d'un transfert de l'humidité de l'océan et de la mer de Beaufort vers le bassin.

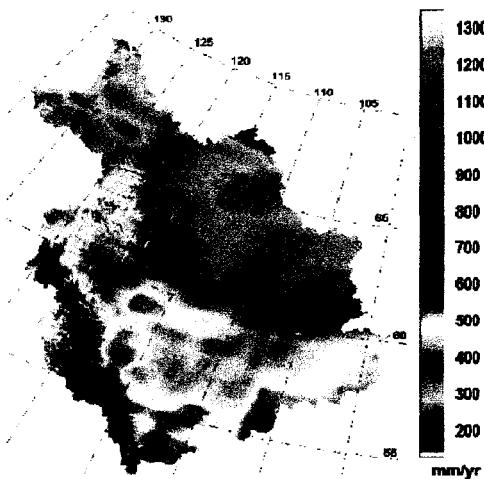


Figure 8 Distribution spatiale des précipitations moyennes annuelles dans le bassin du Mackenzie (Stewart et al., 1998)

Le débit annuel moyen de la rivière Mackenzie est d'environ $9100 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui est équivalent à 180 mm/an de ruissellement. Cette valeur est toutefois incertaine en raison des difficultés à effectuer des mesures précises pendant la période hivernale, lorsque la rivière est recouverte de glace. Le maximum du débit a lieu lors de la fonte des neiges, qui a lieu entre avril et juin. En hiver, ce débit se réduit considérablement. Bien que ces cycles se répètent chaque année, le suivi du débit du Mackenzie montre d'importantes variations sur les 20 dernières années. On peut voir ce phénomène sur la figure suivante (**figure 9**).

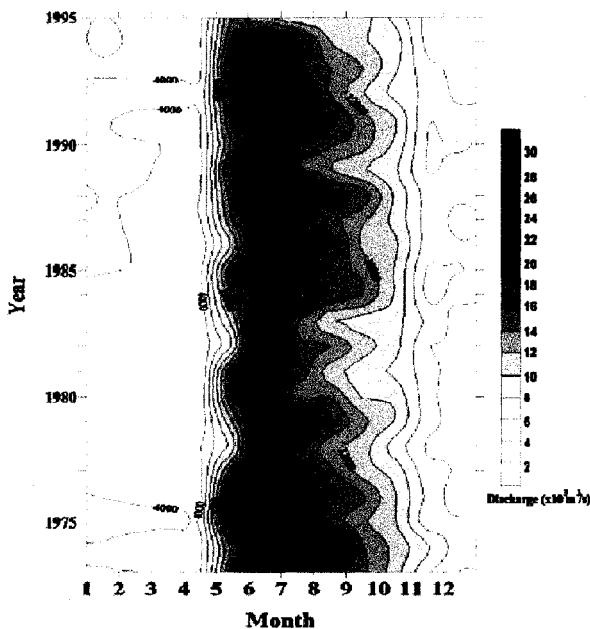


Figure 9 Moyenne mensuelle mesurée du débit de la rivière Mackenzie entre 1973-1995 (Stewart et al., 1998)

L'évapotranspiration moyenne du bassin est d'environ 230 mm/an et se produit principalement entre mai et octobre. Les estimations de l'évapotranspiration utilisant les méthodes de bilan hydrique s'avèrent difficiles en raison des variations de stockage en eau qui peuvent atteindre près de 100 mm/an.

Du point de vue hydrologique, on peut diviser l'année en trois saisons distinctes :

- l'été qui s'étend de mai à octobre : on y a l'essentiel des précipitations du bassin.
- l'hiver, de novembre à mars : Les rivières et les lacs sont couverts de glace.
- Le printemps caractérisé par la fonte des neiges et les embâcles.

Ces quelques constats sur le bassin Mackenzie permettent maintenant de mieux comprendre les objectifs de l'étude MAGS. Il est donc important de bien connaître les

phénomènes et les mécanismes de transferts en eau et en énergie, puis de comprendre l'évolution des processus climatiques et hydrologiques au sein de ce bassin versant.

La compréhension de tous ces processus passe forcément par l'utilisation de modèles climatiques et hydrologiques. C'est ce qui sera présenté dans la prochaine partie.

CHAPITRE 3

PRÉSENTATION DU MODÈLE WATCLASS

3.1 Présentation générale

Afin de pouvoir générer des cartes d'humidité du sol au sein du bassin Mackenzie, le modèle hydrologique choisi a été le modèle WATCLASS, combinaison de deux modèles : le modèle hydrologique distribué WATFLOOD et le schéma CLASS. Il convient donc de présenter rapidement ces deux modèles.

3.2 Le modèle hydrologique WATFLOOD

WATFLOOD est un modèle hydrologique développé à l'université de Waterloo. Ce modèle est basé sur la simulation physique du bilan hydrologique d'un bassin versant. Comme la plupart des modèles hydrologiques, WATFLOOD ne représente qu'une petite partie de tous les processus hydriques se déroulant au sein d'un bassin versant. Le principal but de ce modèle est une simulation à long terme de l'hydrologie du bassin et en particulier de prévoir les débits des cours d'eau au sein du bassin étudié. Ceci se fait en utilisant principalement les données de précipitation obtenues à l'aide de modèles climatiques ou de données de télédétection.

Les processus modélisés comprennent principalement les phénomènes physiques suivants : l'interception, l'infiltration, l'évaporation, l'accumulation de neige, l'écoulement de surface, l'écoulement hypodermique, la recharge de la nappe, l'écoulement de base et l'écoulement de l'eau dans les rivières (Kouwen et al., 1993).

Le modèle WATFLOOD est un modèle hydrologique distribué. En effet, dans le cas de la modélisation d'un bassin hydrologique important, il n'est pas possible de caractériser des paramètres hydrologiques uniques pour l'ensemble du bassin en raison de l'hétérogénéité fortement probable de celui-ci. Afin de remédier à ce problème, des

modèles dits ‘distribués’, qui ne nécessitent pas de faire la moyenne des paramètres au sein des bassins, ont été développés depuis une trentaine d’années. Ce type de modèle subdivise le bassin en plusieurs cellules selon une grille choisie en fonction de différents paramètres. Cette approche distribuée permet alors de modéliser de vastes bassins hydrologiques qui présentent de grandes disparités spatiales et temporelles concernant le sol, le type d’occupation, ... La **figure 10** montre un exemple de représentation de modèle distribué. Les flèches représentent la direction principale de l’écoulement dans une cellule.

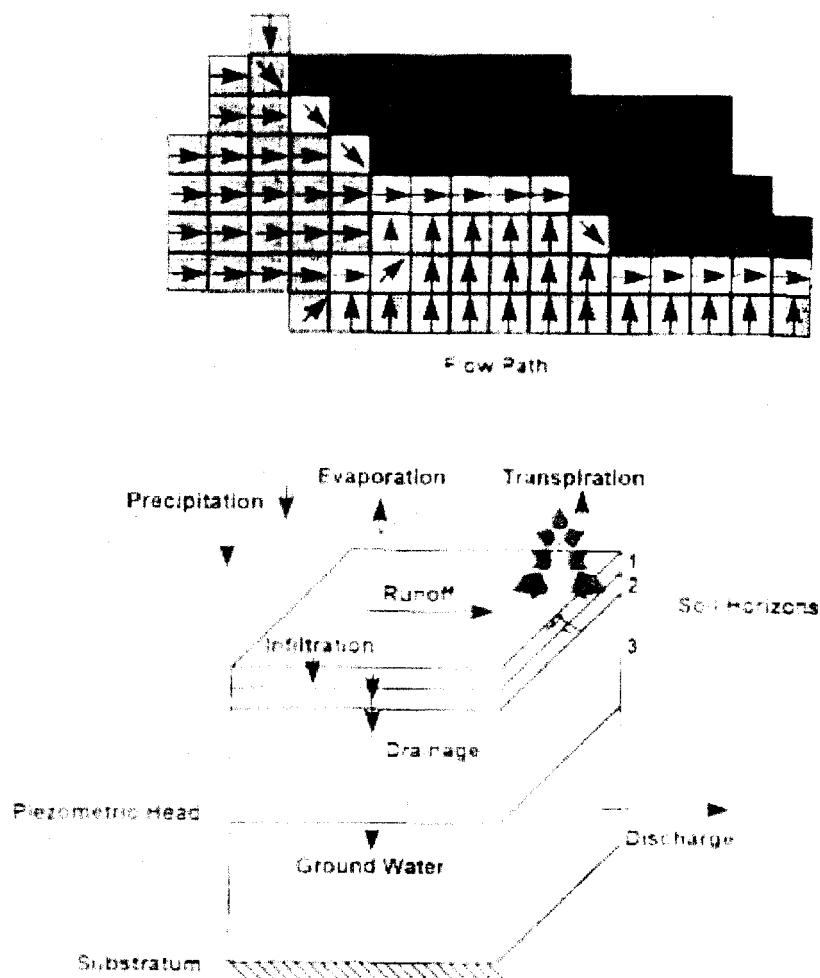


Figure 10 Représentation du cycle hydrologique par le modèle distribué ANSWERS
(Bouraoui et al., 1997)

La tendance générale des dernières années a été de créer des modèles avec des aires donnant des réponses hydrologiques uniformes telles que la méthode HRU (Hydrologic Response Unit), utilisée par WATFLOOD.

Dans un modèle distribué, et en particulier dans le modèle WATFLOOD, une grille, qui va diviser le bassin en plusieurs cellules, est choisie en fonction de deux paramètres :

- la résolution des données météorologiques disponibles
- le niveau de détail désiré.

Ainsi, dans le cas de grands sous bassins tels que celui du Mackenzie (couvrant près de 1 800 000 km²), une grille de 25 km x 25 km sera utilisée. Dans le cas d'un plus petit bassin de 100 km² par exemple, une grille de 1 km x 1 km serait plus appropriée.

L'image de la couverture végétale va néanmoins montrer des différences entre des pixels (ou cellules) voisins. A moins que le modèle de grille choisi soit égal à la taille des pixels de même couverture végétale, soit il faudra faire des moyennes sur les paramètres hydrologiques, soit des unités semblables du point de vue hydrologique devront être regroupées. WATFLOOD utilise cette dernière possibilité : en utilisant les données de couverture et de sol, chaque pixel est classifié selon un nombre de classe puis le ratio de chacune des couverture dans chaque classe est établi. La réponse de ruissellement pour chacun des sous-groupes est calculée pour chaque grille. Le choix de la grille n'est donc pas du tout influencé par la carte de couverture de sol et peut donc refléter convenablement la résolution des données météorologiques ou la résolution des données de sortie désirée.

L'exemple suivant permet de mieux comprendre ce concept (**figure 11**). Ici, une carte de couverture végétale est classifiée en 4 groupes hydrologiques significatifs A, B, C et D. Il y a 25 pixels se répartissant comme suit : 8 dans le groupe A, 11 dans le groupe B, 2 dans le C et 4 dans le D. WATFLOOD combine tous les pixels de chaque groupe pour les calculs informatiques, les pixels de chaque groupe n'ayant pas l'obligation d'être

côte à côte. Le ruissellement d'un groupe de cellules (ou pixels) est acheminé suivant deux niveaux : l'écoulement de surface dans le système hydraulique de la cellule et l'écoulement vers la cellule suivante. Dans le cas de notre exemple, il y aura 4 calculs de ruissellement et 4 types d'acheminements des écoulements de surface. Ces écoulements sont ensuite combinés pour chacune des grilles, ceci en accord avec le pourcentage de chacune des couvertures.

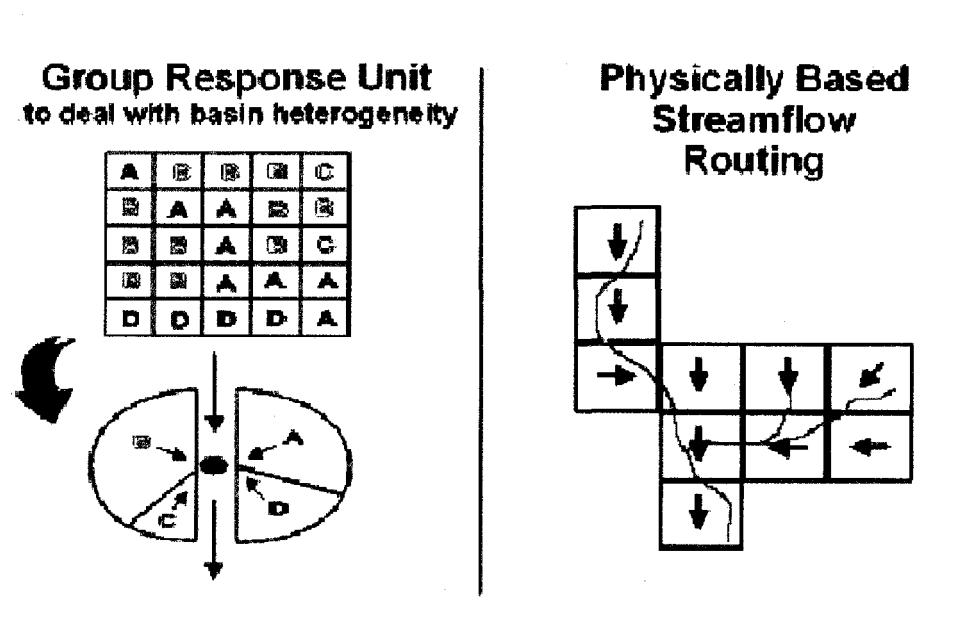


Figure 11 GRU et concept d'acheminement du ruissellement (Kouwen, 2001)

La propriété essentielle de ce système est que les paramètres hydrologiques sont associés aux classes de couverture spatiale des sols A, B, C et D. Toutes les grilles ont donc les mêmes paramètres hydrologiques, et ce même si le type d'occupation du sol n'est pas le même. Ce schéma présente deux avantages :

- les paramètres peuvent être réutilisés dans d'autres sous bassins similaires physiographiquement, sans les recalibrer.

- Il n'est pas nécessaire de recalibrer les paramètres si l'utilisation du sol sur le bassin hydrologique a changé à travers le temps: seule la carte des occupations de sol et les fractions de ceux-ci pour chacune de grilles doivent être redéfinies.

3.3 Le module CLASS

Le schéma CLASS ('Canadian Land Surface Scheme') a été développé à la fin des années 1980 pour le GCM (General Circulation Model) canadien, en réponse à un besoin de schéma de surface de seconde génération. Ce logiciel permet d'inclure adéquatement les effets de la végétation, de la neige et de l'humidité du sol sur les échanges d'énergie avec l'atmosphère (Verseghy, 2000), ceci ayant pour but d'améliorer la représentation du bilan hydrique du sol.

Pour ce faire, CLASS combine de nombreuses données, autant sur l'atmosphère, sur le type de végétation que sur les sols en présence. Le schéma d'organisation de ce modèle est représenté à la **figure 12**.

Chaque cellule est représentée par un des quatre types de couverture : le sol nu, la couverture neigeuse, la couverture végétale ou encore une couverture neigeuse et végétale. En effet, il est à noter que le type de couverture, et en particulier si il y a de la neige ou non est très important pour le calcul des flux d'énergie en surface. Le bilan de surface énergétique est résolu pour chaque type de couverture en exprimant les différents flux comme des fonctions d'une seule inconnue et des températures de surfaces, puis en les résolvant par itération.

La colonne de sol est divisée en trois couches d'épaisseurs respectives 0.10 m, 0.25 m et 3.75 m. Les températures et les teneurs en eau liquide ou gelée sont des variables pronostiquées qui sont ensuite ajustées dans le temps sur la base des flux énergétiques entre les couches. Les flux d'humidité sont calculés en utilisant l'équation de Darcy dans

le cas du drainage gravitationnel et la méthode de Green-Ampt dans le cas de l'infiltration. En cas de saturation du sol, l'eau peut stagner en surface jusqu'à ce qu'elle puisse s'infiltrer ou jusqu'à ce qu'elle s'évapore. L'albédo (réflectance d'une surface dans le domaine du rayonnement solaire) du sol, ses propriétés hydriques et thermiques varient en fonction de la texture et de la teneur en eau du sol.

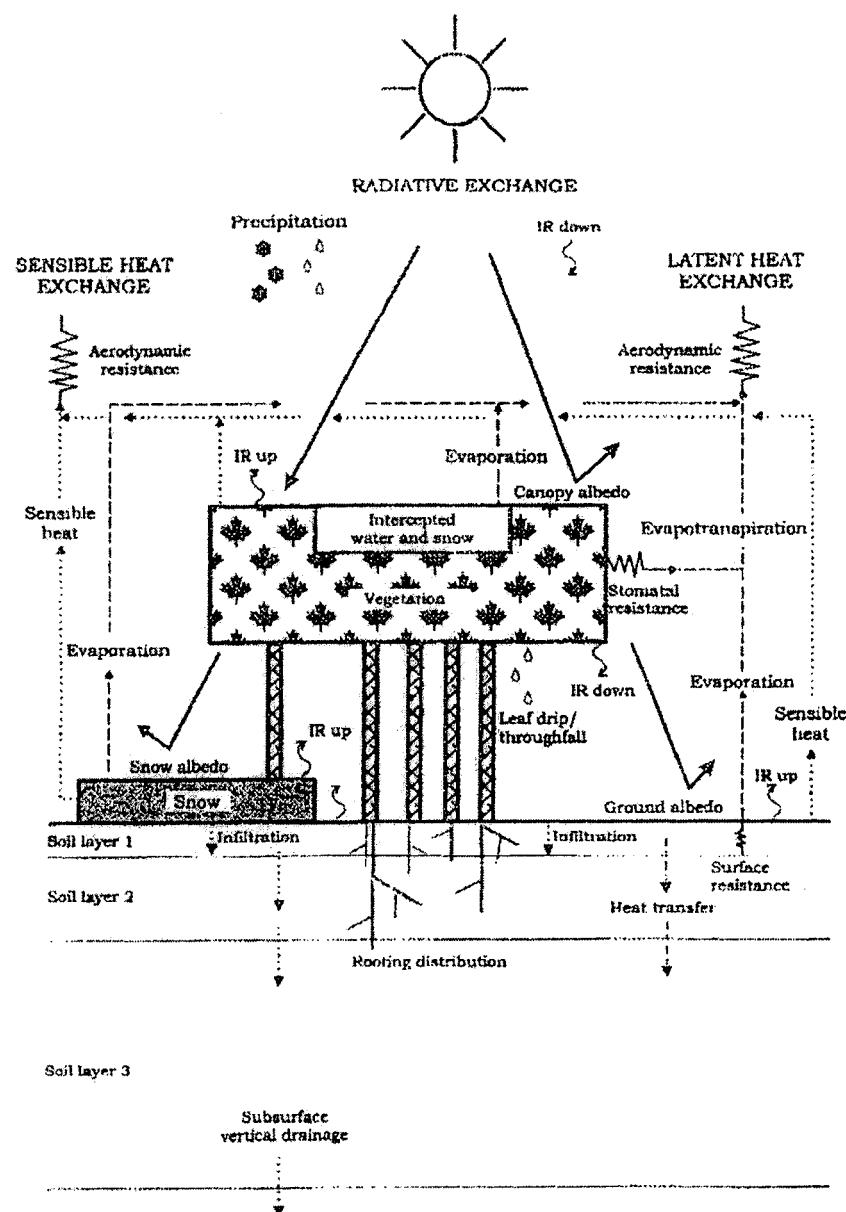


Figure 12 Diagramme schématique du modèle CLASS (Verseghy, 2000)

La neige est modélisée comme une quatrième couche à épaisseur variable. Comme dans le cas du sol, les flux d'énergie aux extrémités de la couche de neige sont obtenus en solutionnant les équations de bilan d'énergie.

La végétation, présente sur chacune des cellules, est assignée à l'une des 4 principales classes, à savoir : conifères, feuillus, terrains agricoles ou champs. L'indice foliaire, la rugosité, la profondeur racinaire varient pour chacun de ces groupes et en fonction de la saison. La capacité d'interception de la précipitation de la végétation est prise en compte, comme étant une fonction de l'indice foliaire. La transpiration est contrôlée par la résistance stomatale des plantes, dépendant de l'indice foliaire, des radiations solaires incidentes, du déficit en pression de vapeur et de la tension de l'eau du sol.

3.4 Le couplage du schéma de surface CLASS et du modèle hydrologique distribué WATFLOOD : WATCLASS

Comme nous l'avons vu précédemment, WATFLOOD est un modèle de prévision des écoulements et qui permet de faire des simulations à long terme. De plus, il permet d'intégrer des bases de données d'entrées telles que des sorties de modèles hydrologiques. Afin d'obtenir une bonne estimation de l'humidité du sol, il était nécessaire d'utiliser une représentation du bilan hydrique au sein des couches de sol. Pour ce faire il a été réalisé un nouveau modèle appelé WATCLASS et réunissant les deux présentés précédemment. En effet, WATFLOOD et CLASS ont tous deux une approche similaire pour traiter les hétérogénéités du bassin étudié (tous les deux utilisent une mosaïque), ce qui facilite le couplage de ces deux modèles.

Nous allons voir dans la suite le fonctionnement plus théorique de WATCLASS.

3.4.1 Bilan de l'humidité du sol

Afin de modéliser les écoulements de surface et dans le sol, CLASS utilise une représentation verticale à trois niveaux. Il y a donc 4 réservoirs : un en surface et les trois autres dans trois couches de sols définies comme suit : la première ayant une épaisseur de 10 cm, la deuxième de 25 cm et la dernière de 3.75 m.

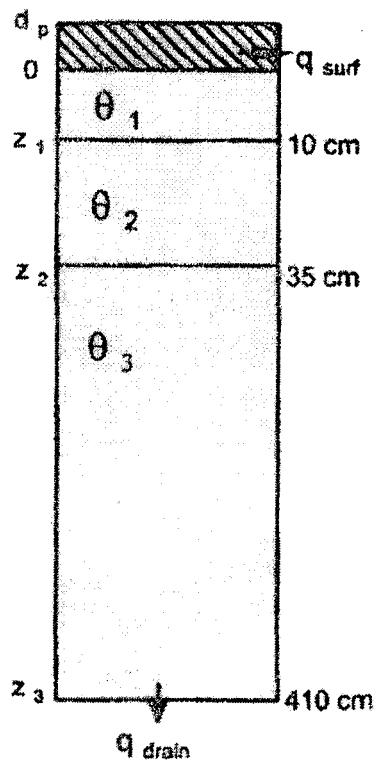


Figure 13 Représentation des couches de sol dans Class (Soulis et al., 2000)

La version élémentaire de CLASS décrivait uniquement les mouvements verticaux de l'eau dans la colonne de sol à trois couches. La modélisation des écoulements entre les différentes couches se fait en utilisant l'équation de Richard, équation qui prend en compte les forces de gravité et de capillarité :

$$\frac{\partial \left[K_v(\theta) \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} \right]}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial K_v(\theta)}{\partial z} \quad (3.1)$$

Où $K_v(\theta)$ est la conductivité hydraulique verticale,

$\psi(\theta)$ est la charge de pression,

θ est la teneur volumétrique en eau du sol

z est la profondeur

Les liens entre K_v , ψ et θ sont donnés par les équations empiriques développées par Clapp et Hornberger (1978):

$$K_v(\theta) = K_v(\theta_s) \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^c \quad (3.2)$$

$$\psi(\theta) = \psi \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (3.3)$$

θ_s représente l'humidité du sol volumétrique à saturation.

b et c sont des constantes empiriques dépendant des propriétés du sol.

À la base de la colonne de sol, il est supposé qu'il n'y a pas de gradient d'humidité de sol; on utilise donc l'équation de Darcy pour modéliser la contribution de la dernière couche de sol à la nappe phréatique. q_{drain} représente donc en fait l'eau qui contribuera à l'écoulement de base de la rivière.

$$q_{drain} = K_v(\theta_3) \times i \quad \text{où } i \text{ est le gradient hydraulique} \quad (3.4)$$

Quand une pluie importante a lieu et que le taux d'infiltration est inférieur à la précipitation, de l'eau de surface s'accumule au dessus de la première couche de sol et

est alors évacuée par le système de drainage. Entre les tempêtes, l'humidité du sol diminue en raison du drainage et de l'évapotranspiration.

Cette modélisation où il n'y a pas d'écoulements horizontaux dans les couches de sols pose cependant quelques problèmes. En effet, la première couche reste trop longtemps humide après un événement pluvieux en raison de l'absence de drainage horizontal; il en résulte donc une trop grande évapotranspiration, ce qui corrompt les calculs des flux atmosphériques. De plus, l'infiltration est trop lente durant les événements pluvieux, ce qui rend donc les hydrogrammes incorrects.

Pour remédier à ce problème, il a été développé des fonctions de transfert permettant le mouvement de l'eau dans la colonne de sol à l'intérieur d'un micro système de drainage. C'est ce que nous allons voir dans la partie suivante.

3.4.2 Considérations d'ordre hydrologique

La première étape est d'établir un réseau de drainage pour chacun des éléments de la grille. La **figure 14** montre un modèle typique d'un élément, avec le micro système de drainage et les différents transects à travers l'élément. L'élément peut être vu comme l'assemblage de différentes pentes, chacune avec trois couches de sols et avec une connexion au réseau de drainage.

La deuxième étape est de considérer les mécanismes de ruissellement et d'écoulement de l'eau. Tout d'abord, l'eau est drainée par le micro système de drainage; c'est ce que l'on appelle l'écoulement de surface. Ensuite, un phénomène d'écoulement horizontal, appelé écoulement hypodermique, va se réaliser à travers la matrice et les macropores de la structure du sol. Enfin, par drainage, l'humidité restante va se propager dans le bas de la colonne de sol pour ensuite apparaître plus tard comme débit de base.

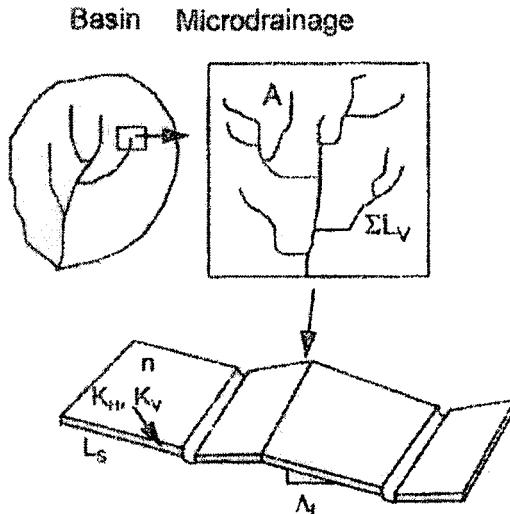


Figure 14 Représentation de la topographie d'un élément du bassin

- L_s est la longueur d'un bloc
- L_v est la longueur des cours d'eau
- D_d est la densité de drainage définie comme étant le rapport de L_v sur l'aire de l'élément
- Λ_l est la pente moyenne du bloc

La modélisation du ruissellement de surface est assez simple. CLASS utilise la relation de Manning, donnée par :

$$q_{over} = \frac{2D_d}{n} \cdot d_e^{5/3} \cdot \Lambda_l^{1/2} \quad (3.5)$$

où q_{over} est le ruissellement de surface par unité de surface ($m^3/s/m^2$)

n est le coefficient de Manning

d_e représente la hauteur d'eau stagnante.

La modélisation de l'écoulement hypodermique est un peu plus compliquée. En considérant que les pentes dépassent rarement 10% et que la conductivité hydraulique horizontale est beaucoup plus grande que la verticale, on peut faire une approximation de la formule de Richard, qui permet d'obtenir la vitesse d'écoulement V_H :

$$V_H = K_H(\theta) \left[\Lambda_I + \frac{\partial \psi(\theta)}{\partial x} \right] \quad (3.6)$$

Avec $K_H(\theta) = K_0(\theta) \cdot \left(1 - \frac{h}{D}\right)^e$ (3.7)

- où K_H est la conductivité hydraulique horizontale
- K_0 est la conductivité hydraulique à la surface
- Λ_I est la pente moyenne
- D est l'épaisseur de la couche
- h est la profondeur par rapport à la surface
- e est un exposant compris entre 1 et 5

En combinant les équations (3.5), (3.6) et (3.7), on obtient une équation différentielle qui après résolution nous donne l'humidité du sol dans les différentes couches. En étudiant les différents cas possibles et en utilisant quelques formules et paramètres d'hydrologie, l'écoulement hypodermique est défini comme suit :

$$q_{int} = 2D_D \cdot K_{so}(\theta_s) \cdot \left(\frac{\theta_1 - a\theta_s}{\theta_c - a\theta_s} \right)^f \frac{D}{e+1} \cdot \Lambda_I \quad (3.8)$$

- où D_D, D, e, Λ_I sont les paramètres définis précédemment
- $\theta_1, \theta_c, \theta_s$ sont des valeurs moyennes d'humidité pour la couche 1
- K_{so} est la conductivité hydraulique horizontale à la surface à saturation
- a représente la fraction de saturation pour laquelle il n'y a pas d'écoulement hypodermique.
- f est un exposant

Tous ces paramètres peuvent être déterminés a priori. Cependant, des études de sols doivent être réalisées pour déterminer les valeurs effectives de chacun des éléments de la grille.

La géométrie de la colonne, le bilan en eau du sol ainsi que les fonctions de transfert sont montrés à la **figure 15** :

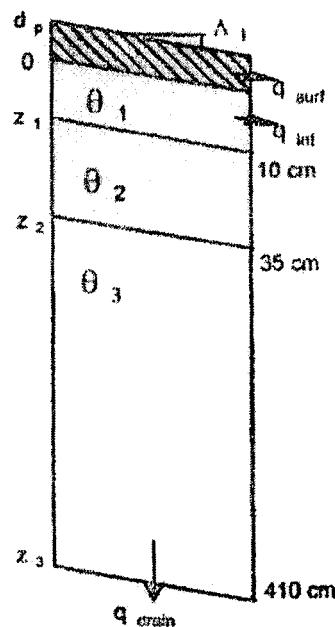


Figure 15 Représentation de l'humidité du sol dans WATCLASS

CLASS et WATFLOOD ont donc été combinés en un simple programme appelé WATFLOOD/CLASS ou WATCLASS. En fait, la routine permettant de gérer les déplacements verticaux de l'eau dans le sol dans WATFLOOD a été remplacé par CLASS. WATFLOOD continue à simuler le ruissellement de surface et les débits dans les rivières du bassin étudié mais l'ajout de CLASS permet de mieux traiter la teneur en eau du sol et donc d'améliorer la modélisation des transferts d'énergie entre l'atmosphère et le système sol-couverture végétale. D'une autre manière, le couplage de ces deux modèles a permis d'améliorer le réalisme de la représentation du bilan de l'humidité du sol dans CLASS, en introduisant les écoulements hydrologiques horizontaux traités dans WATFLOOD.

L'utilisation de ce nouveau modèle permettra donc de modéliser de manière acceptable les phénomènes hydrologiques, et en particulier de produire des cartes d'humidité du sol pour le bassin très vaste et très hétérogène du Mackenzie.

CHAPITRE 4

MÉTHODOLOGIE DE L'ÉTUDE

Le présent rapport a pour but d'estimer les variations de stockage en eau au sein du bassin Mackenzie. Ce stockage en eau a lieu principalement par l'intermédiaire de l'humidité du sol et des surfaces d'eau libre. Deux méthodes sont alors à notre disposition pour essayer d'extraire ces deux variables : un modèle hydrologique, tel WATCLASS et des cartes de télédétection issues du capteur SSM/I.

Cette étude se subdivisera donc en deux parties. La première concernera la présentation et le traitement des résultats obtenus en utilisant le modèle WATCLASS. La deuxième aura pour but d'extraire l'humidité du sol et les fractions de surfaces couvertes par de l'eau libre, en utilisant les données de télédétection. Un modèle de simulation de température de brillance sera alors élaboré en utilisant l'ensemble des données disponibles sur le bassin, puis il sera calibré avec les cartes de température de brillance issues du capteur SSM/I. L'humidité du sol produite par le logiciel WATCLASS sera utilisée dans cette modélisation. Le modèle utilisé pour produire des cartes de température de brillance sera donc présenté dans la deuxième partie de ce chapitre. À partir de ce modèle, il sera possible d'extraire par la suite un indice regroupant l'humidité du sol et les surfaces d'eau libre.

4.1 Utilisation de WATCLASS

Comme cela a été dit précédemment, WATCLASS a été choisi comme modèle hydrologique pour générer des cartes d'humidité du sol sur le bassin de la rivière Mackenzie. Ne disposant de données climatologiques et de terrain sur le bassin que pour les années 1998 et 1999, cette étude ne portera que sur cette période. Par ailleurs, la simulation commençant avec des données peu calibrées concernant la couverture neigeuse, la température du sol ou encore l'humidité des différentes couches de sol, nous

utiliserons en priorité les données générées par WATCLASS durant l'année 1999, le logiciel se stabilisant au cours de la première année de simulation.

La grille utilisée pour représenter le bassin Mackenzie comprend 94 lignes et 99 colonnes. Chaque cellule couvre une surface de 20 km par 20 km. Sur ces quelques 10 000 cellules, seules 4667 appartiennent véritablement au bassin étudié. Les données nécessaires au fonctionnement de WATCLASS se subdivisent en plusieurs groupes :

- les renseignements physiques et géographiques proprement dits du bassin : on y trouve entre autres les données de terrain (relief, réseau hydrique,...).
- les différentes classes d'occupation du sol : dans le cas de notre étude, six classes principales ont été dégagées, à savoir : sol nu, forêt humide, forêt sèche, sol imperméable, eau et milieu agricole. Pour chacune des cellules, la proportion de chacune des classes est donnée. Également, pour chaque classe d'occupation du sol, la composition principale de la végétation est précisée.
- les paramètres hydrologiques qui régissent l'écoulement de l'eau tels que la porosité du sol, les coefficients de conductivité hydraulique, les coefficients de Manning, ...
- l'ensemble des données climatologiques sur les deux années étudiées : ceci comprend les précipitations, la température au sol, la pression, la vitesse du vent, l'humidité de l'air, les radiations solaires. Ces données ont soit été relevées sur des stations météorologiques, soit simulées à l'aide d'un modèle climatique et sont définies pour chacune des cellules.
- les débits de relâche à la sortie des réservoirs, ainsi que les débits des principales rivières du Mackenzie, ceci servant à des fins de vérifications pour une bonne calibration du modèle.

L'ensemble de ces données nous a été fourni par l'université de WATERLOO.

Dans son modèle original, suite à une simulation, WATCLASS fournit un certain nombre de fichiers de sortie. Parmi ces fichiers, on retrouve en particulier un fichier

présentant les débits calculés pour chacune des rivières du bassin. Les autres fichiers nous fournissent des résultats sur les radiations énergétiques, le ruissellement, l'évapotranspiration, la couverture neigeuse, la proportion d'eau et de glace dans le sol, etc... (Seglenieks et Davison, 2001). Cependant, tous ces résultats sont des moyennes sur l'ensemble du bassin. L'une des premières étapes de l'utilisation de WATCLASS a donc été de transformer le code source afin de pouvoir sortir ces données pour chaque jour et ce, pour chaque cellule ou pixel de notre bassin. WATCLASS étant programmé en Fortran, comme de nombreux logiciels de modélisation hydrologique, il a fallu découvrir ce language pour mieux comprendre la structure du logiciel. Les données qui ont été sorties ont été l'humidité du sol en eau et en glace (en fraction volumique) pour les trois couches de sol du bassin, l'évapotranspiration journalière (en mm d'eau), le ruissellement total net quotidien sur chacune des cellules du bassin (en mm d'eau) ainsi que la température du sol.

Tous ces fichiers sont sous la forme de fichiers texte. Pour les deux années de simulation, ils comprennent donc $94*365*2$ lignes par 99 colonnes de données.

Ces fichiers étant assez importants, il a été choisi d'utiliser le logiciel de calcul et de traitement de données Matlab® pour pouvoir en extraire les informations voulues. Les fichiers de sorties de WATCLASS ont donc été convertis en matrices de 68620 lignes ($94*730$) par 99 colonnes, utilisables sous Matlab®. Également, les différents fichiers d'entrée ont été convertis en fichiers Matlab®. Par ailleurs, le fichier des débits a été converti en fichier Excel® et les courbes de débits en fonction du temps ont pu être observées pour chacune des rivières, en utilisant le logiciel Excel®.

Suite à cela, il a fallu développer des algorithmes sous Matlab® afin de pouvoir visualiser sous forme de cartes les différentes données à notre disposition. À la figure 16, nous pouvons voir par exemple la visualisation du relief du bassin Mackenzie à l'aide de Matlab®.

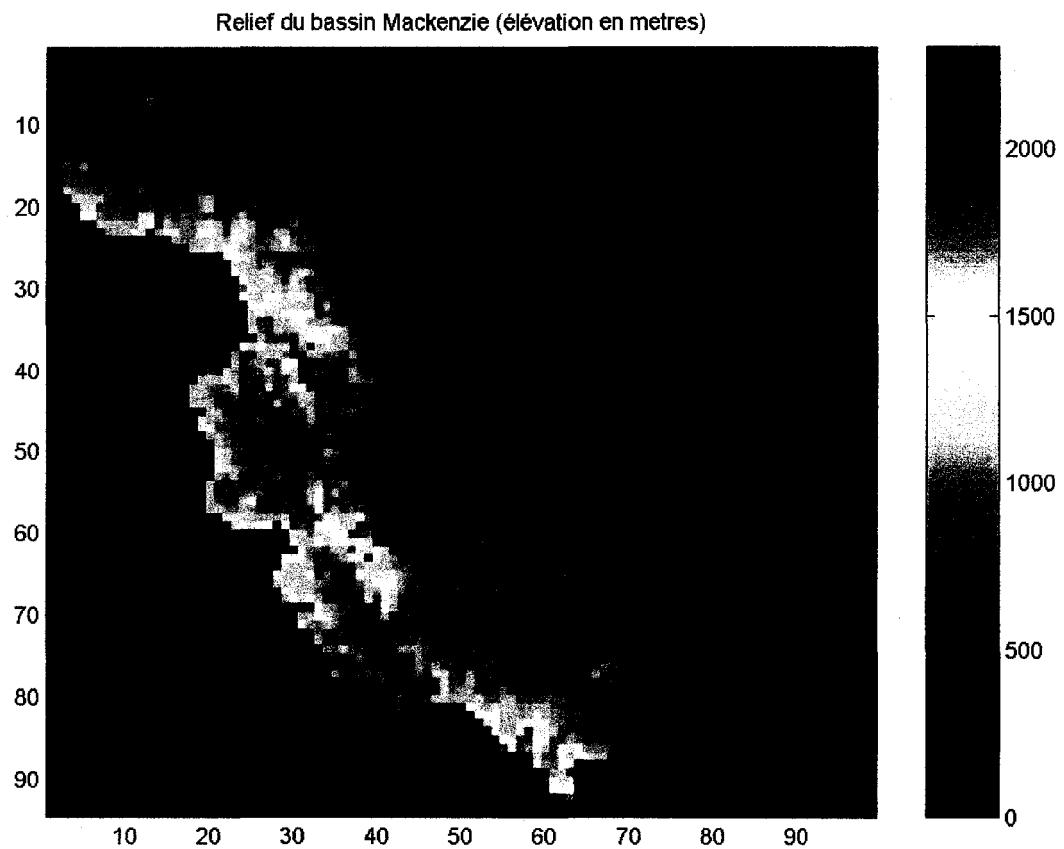


Figure 16 Carte des élévations pour le bassin Mackenzie, visualisée à l'aide de Matlab®

4.2 Résultats de la modélisation de WATCLASS

4.2.1 Débits des différentes rivières

L'un des premiers paramètres que l'on peut vérifier pour s'assurer de la bonne calibration du modèle hydrologique est la comparaison des débits simulés aux débits mesurés pour les principales rivières.

On peut donc voir ci-après les graphiques montrant les débits simulés versus mesurés pour les principaux cours d'eau du bassin Mackenzie (figures 18 à 22). La localisation des prises de débits est montrée par la figure 17 ci-dessous

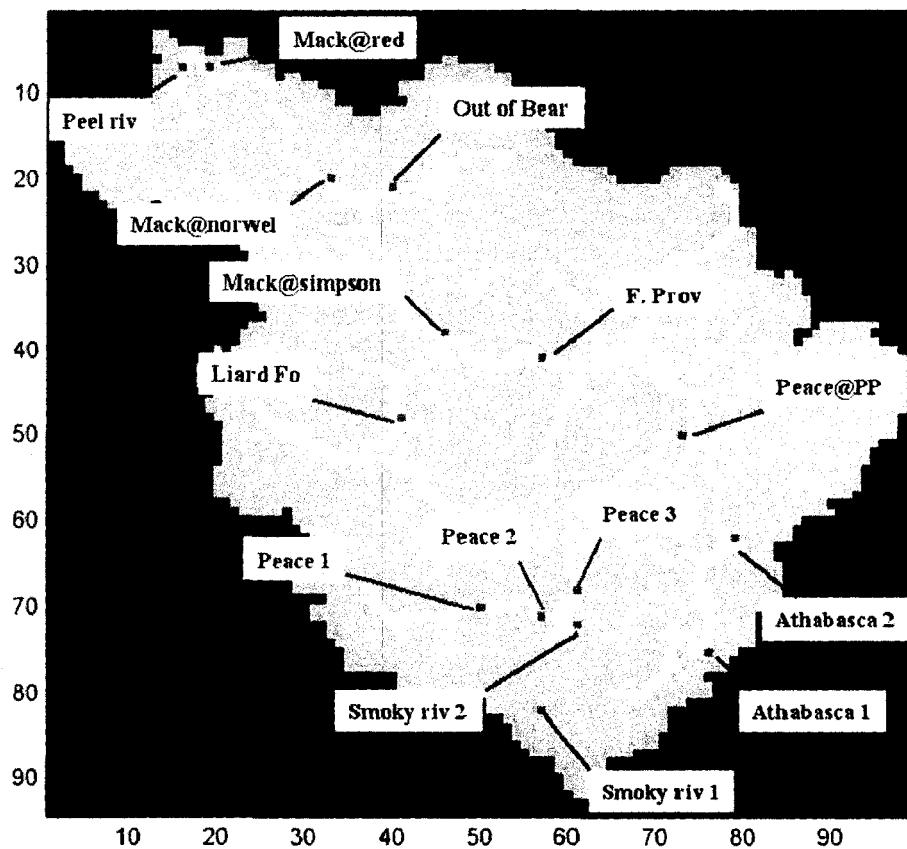


Figure 17 Localisation des prises de débits sur le bassin Mackenzie :

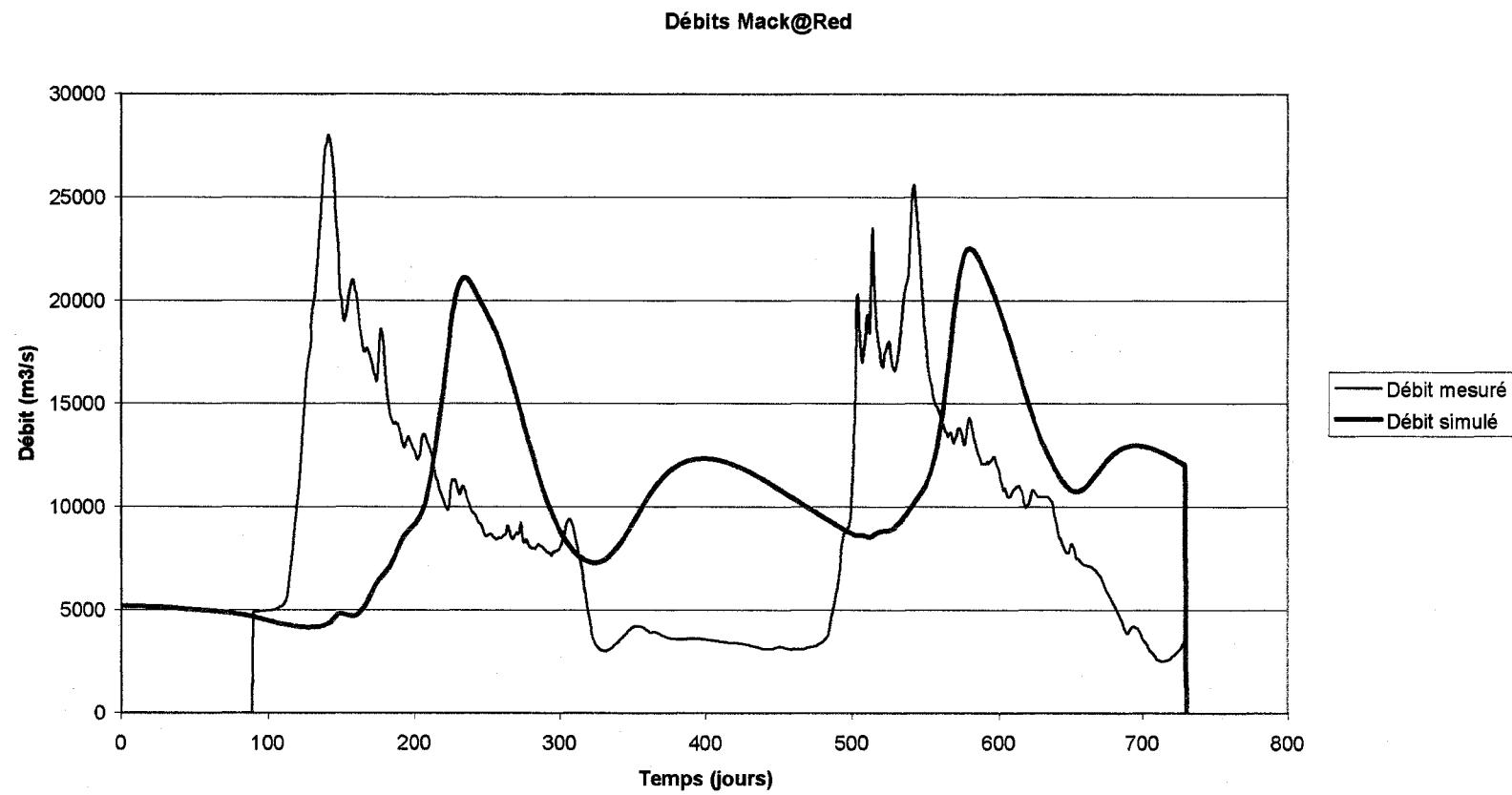


Figure 18 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Mackenzie pour les années 1998 et 1999

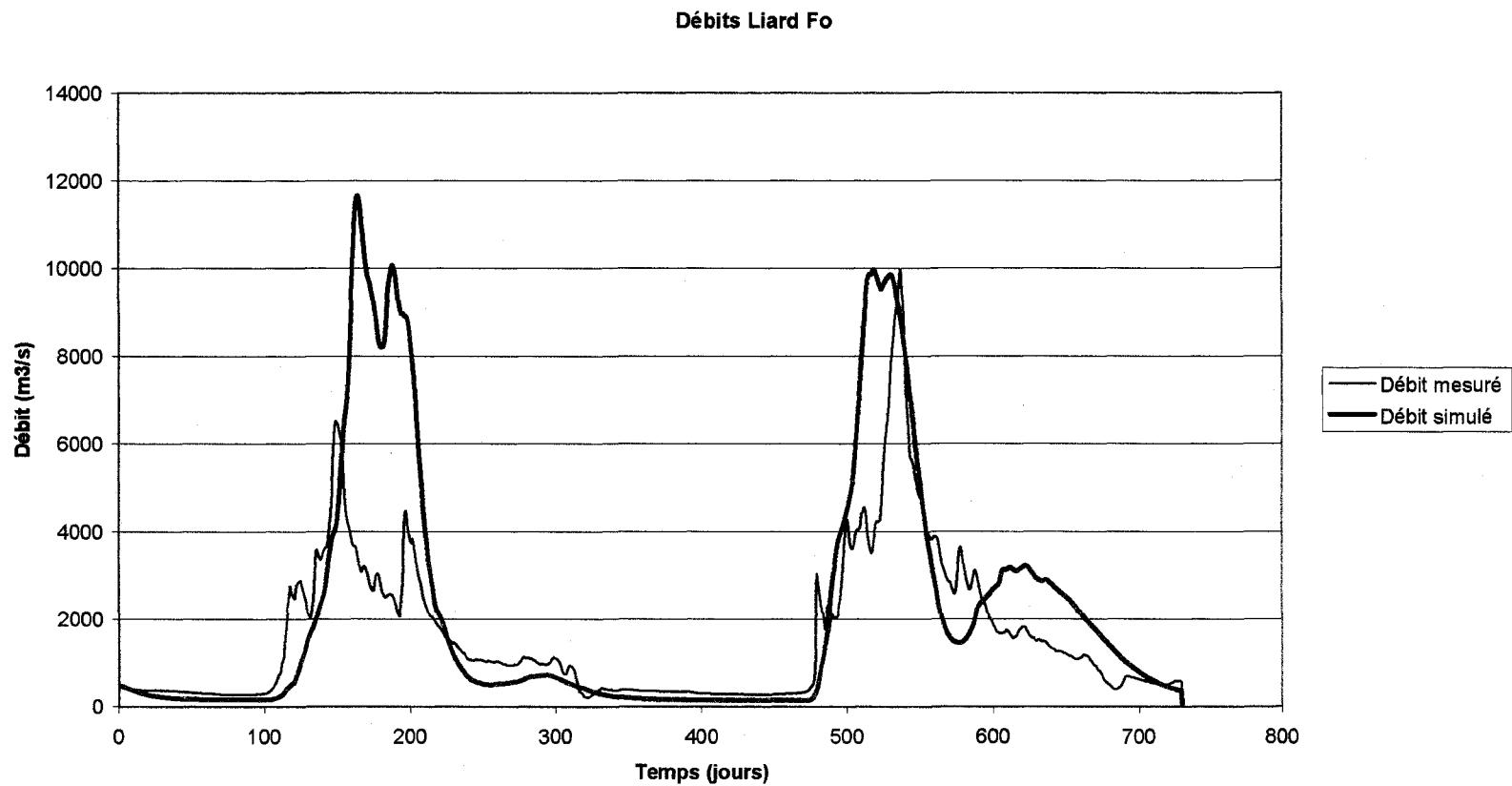


Figure 19 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Liard pour les années 1998 et 1999

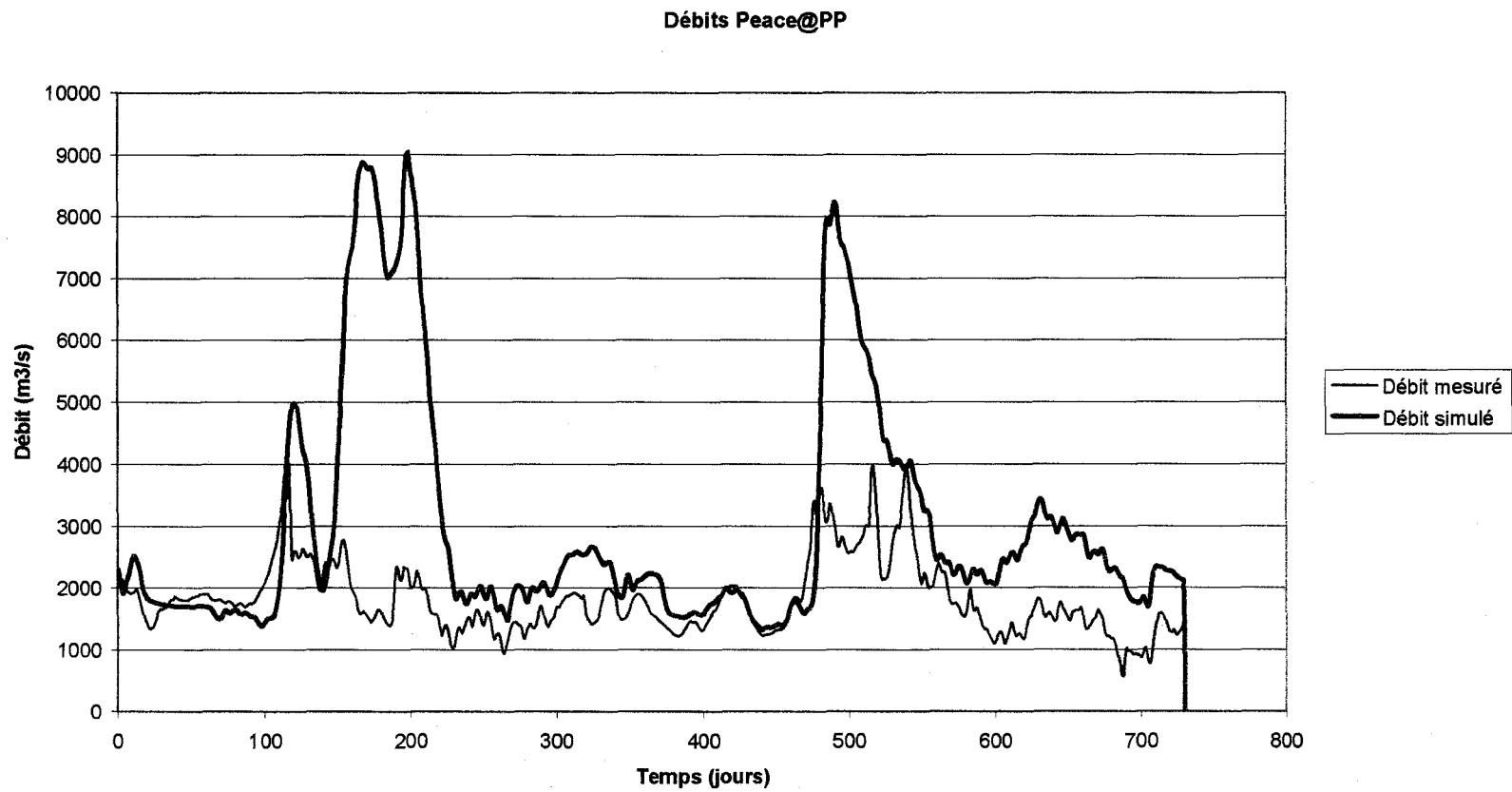


Figure 20 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Peace pour les années 1998 et 1999

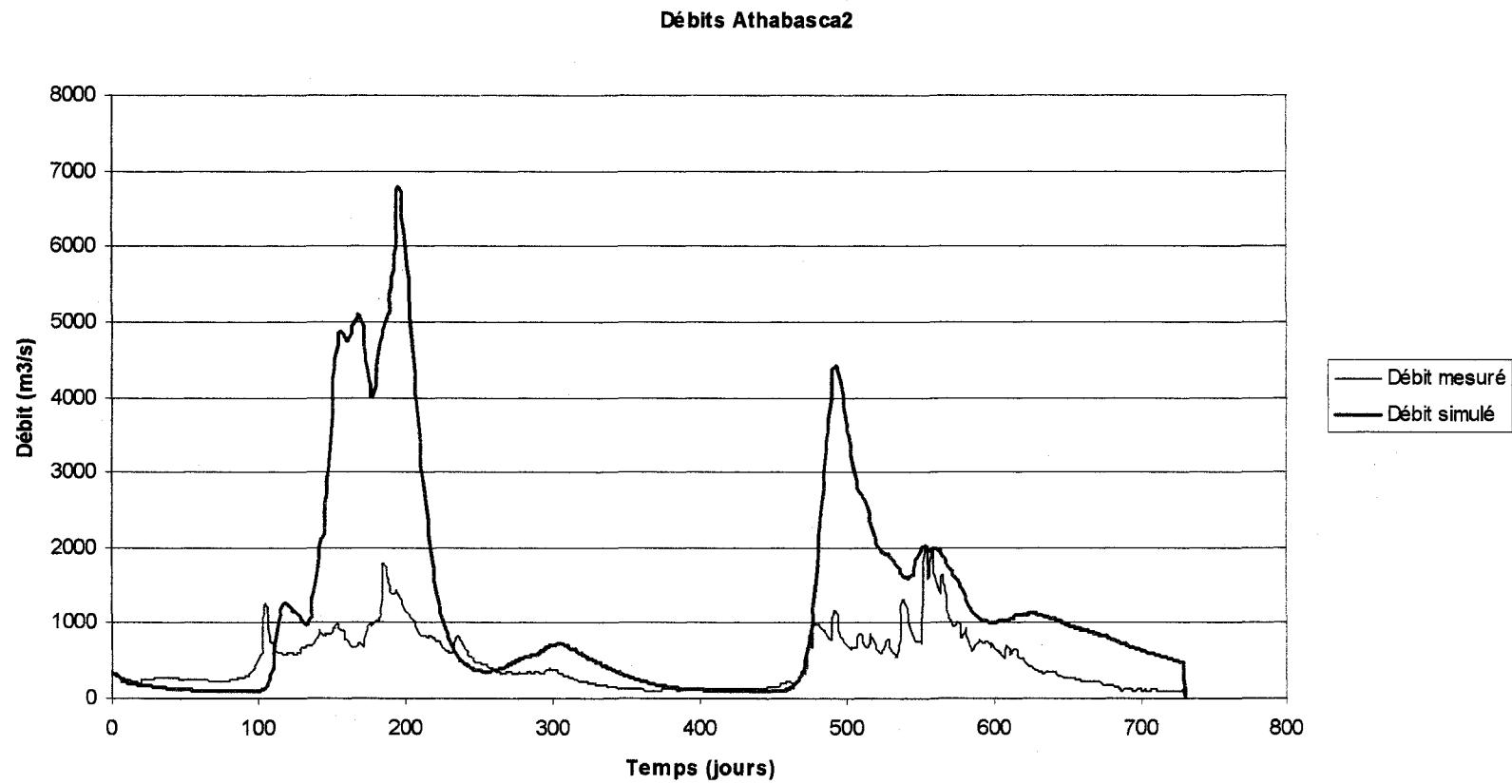


Figure 21 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Athabasca pour les années 1998 et 1999

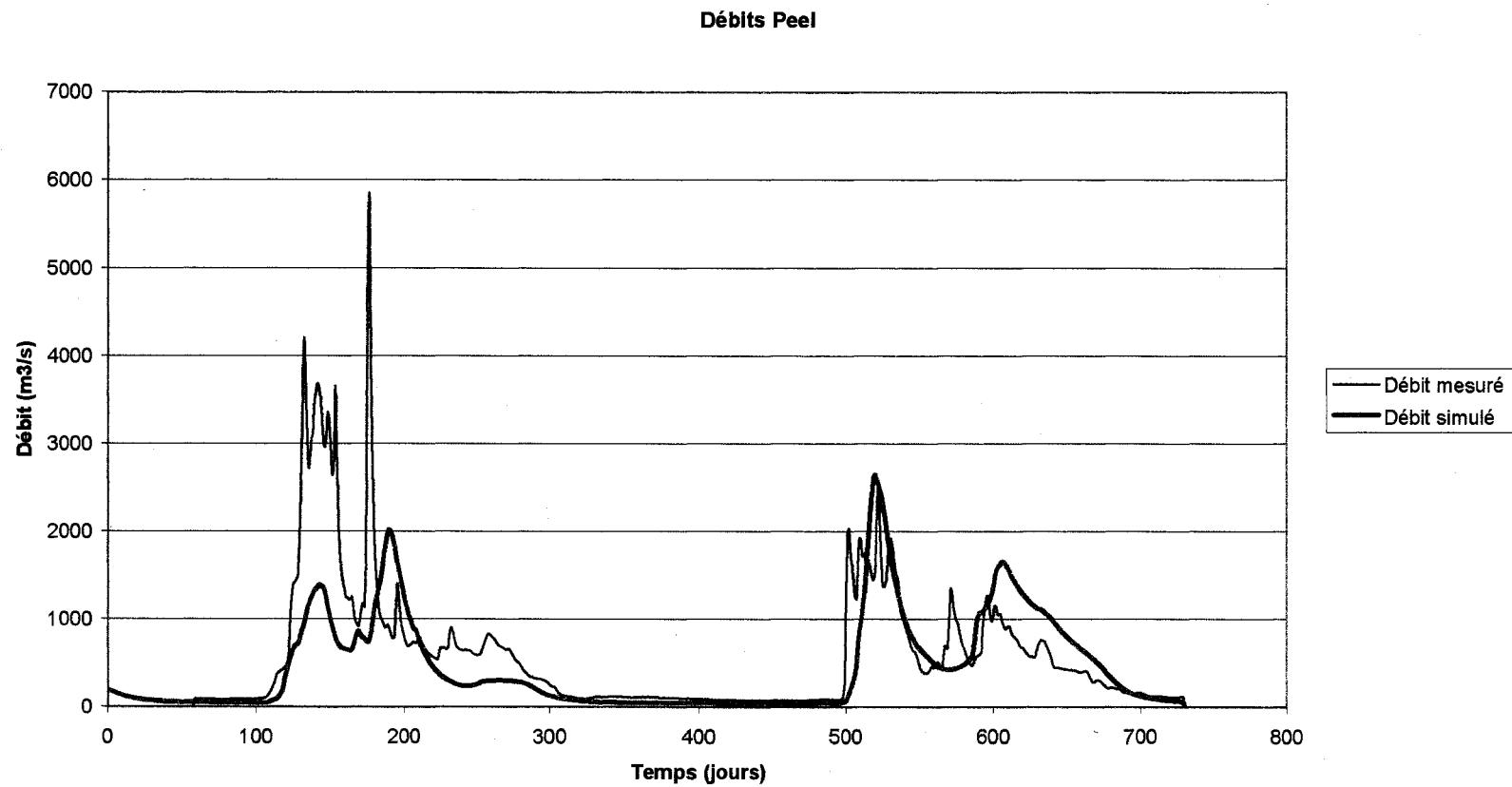


Figure 22 Débits simulés versus mesurés pour la rivière Peel pour les années 1998 et 1999

Ces résultats montrent une certaine imprécision du modèle. En effet, les résultats sont peu conformes à la réalité concernant certains grands cours d'eau. Des essais de calibration, qui ont été réalisés par l'université de Waterloo, n'ont pour l'instant pas donné de meilleures simulations. Ces résultats somme toute assez médiocres peuvent cependant être justifiés en partie pour plusieurs raisons.

Tout d'abord, comme mentionné précédemment, il ne faut pas tenir compte de la première année d'étude (année 1998) en raison du manque de données initiales pour que le modèle puisse se calibrer dès le départ de la simulation. Seule l'année 1999 présente donc un intérêt. Ensuite, les mesures de débits ne sont pas forcément fiables à 100%, ce qui peut expliquer certains écarts entre le débit mesuré et celui simulé. En effet, en période hivernale, lorsque les cours d'eau sont partiellement gelés et transportent des blocs de glace, il est très peu probable que les mesures soient totalement correctes. Par ailleurs, lors de la fonte des neiges au printemps, les cours d'eau du Nord du bassin du Mackenzie sont fréquemment sujets à des embâcles, 'obstruction d'un cours d'eau par un amoncellement de glace', ce qui peut provoquer un fort pic dans le débit mesuré lorsque le barrage de glace cède. Or ce phénomène n'est pas (et ne peut être) modélisé par le modèle WATCLASS. Ceci pourrait donc expliquer le 2^{ème} pic qui survient sur la rivière Mackenzie au 540^e jour et qui n'est pas représenté par le modèle.

Cependant, toutes ces raisons ne peuvent expliquer les mauvaises simulations de la rivière Mackenzie et de la rivière Athabasca en particulier. Concernant la rivière Mackenzie, on peut voir qu'il y a à la fois un manque d'eau et surtout un grand décalage entre les deux pics de fonte des neiges. Nous pouvons voir que pour la deuxième année, le pic de débit simulé intervient près de 60 jours après celui mesuré. Nous pourrions expliquer cela en partie par une mauvaise simulation de l'écoulement en rivière mais surtout par une mauvaise modélisation de la vidange du Lac des Esclaves; les rivières Liard et Peace se jettent dans le grand Lac des Esclaves qui se déverse ensuite dans le Mackenzie. On peut voir ce phénomène en regardant les différents graphiques des débits

tout au long de la rivière Mackenzie. L'augmentation et la diminution irréaliste du débit de la rivière Mackenzie entre les jours 320 et 500 (**figure 18**) montre bien cette anomalie dans la modélisation.

Enfin, on peut remarquer qu'à l'exception de la rivière Mackenzie, les rivières du Nord sont mieux modélisées que celles du Sud. En effet, les simulations pour les rivières Liard et Peel sont acceptables alors que celles des rivières Athabasca et Peace le sont nettement moins. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que WATCLASS n'utilise que 6 classes d'occupation du sol et ce pour l'ensemble du climat. Or, même si on retrouve les mêmes types de couverture végétale et de classes au Nord et au Sud du bassin, il est clair qu'il y a des différences entre ces deux régions, aux climats différents, aussi bien au niveau de la végétation qu'au niveau des sols. Plus précisément, si on retrouve de 'la forêt sèche' dans une portion du Nord du bassin et dans une partie du Sud du bassin, WATCLASS va considérer que cette végétation et les sols qui la supportent auront les mêmes comportements hydrologiques et énergétiques dans ces deux régions qui peuvent être totalement différentes. En effet, il s'avère qu'on retrouve beaucoup de tourbières dans le Nord du bassin, type de sol qui a un comportement assez particulier au niveau hydrologique et que le logiciel de modélisation ne semble pas prendre en compte. Par conséquent, il serait nécessaire de distinguer un plus grand nombre de types d'occupation de sol.

Par ailleurs, on peut voir que toutes les rivières subissent de grandes fluctuations de débit. En hiver, celles-ci sont à un niveau très bas. Au printemps et au début de l'été, on observe en revanche une importante augmentation du débit (jusqu'à 10 fois plus qu'en été pour la rivière Liard par exemple). Celle-ci est due principalement à la fonte des neiges et glaces. Il est à noter que la rivière Peace est moins sujette à ces variations, du fait que son débit est en partie contrôlé par le réservoir Bennet.

4.2.2 Bilan hydrique sur le bassin Mackenzie

Une des conditions nécessaires à la bonne calibration d'un modèle est que le bilan de masse sur le bassin soit fermé 'mathématiquement', c'est-à-dire que la somme de ce qui sort du bassin et du stockage en eau sur le bassin soit bien égal aux précipitations.

Le bilan suivant a été fait sur une période d'un an, allant de septembre 1998 à septembre 1999. Ceci nous permet de ne pas tenir compte de la neige, dont on ne connaît pas les épaisseurs.

L'humidité du sol (sous forme d'eau et sous forme de glace) a été calculée en prenant les trois couches de sol, soit sur une profondeur de 4m10. On a obtenu les résultats suivants :

Précipitation (P)	409 mm
Evapotranspiration (ET)	257 mm
Ruisseaulement (R)	174 mm
Delta humidité eau (HE)	202 mm
Delta humidité glace (HG)	-228 mm

$$\begin{aligned} \text{On a alors : } (P) - (ET) - (R) &= -22 \text{ mm} \\ (HE) + (HG) = (SE) &= -26 \text{ mm} \\ (P) - (ET) - (R) - (SE) &= +4 \text{ mm} \end{aligned}$$

Le bilan de masse est donc quasi fermé puisque l'on n'a qu'une infime différence de 4 mm d'eau.

Au vu de ces résultats, il y a une perte d'eau sur le bassin puisque la différence d'humidité dans le sol entre septembre 1998 et septembre 1999 est négative. Il est à noter que la différence entre l'humidité du sol sous forme d'eau et sous forme de glace est importante; ceci peut s'expliquer par une différence de température entre les deux dates, qui entraînerait le passage de l'eau dans le sol de la forme liquide à la forme solide et inversement.

4.2.3 Résultats de la modélisation de l'humidité du sol en utilisant WATCLASS

En utilisant les fichiers générés par WATCLASS, on peut voir l'évolution de l'humidité du sol sur l'ensemble du bassin. Le graphique de la figure 23 montre l'évolution de l'humidité pour les deux premières couches de sol (respectivement 10 et 25 cm) pour les trois bassins Athabasca, Liard et Peace.

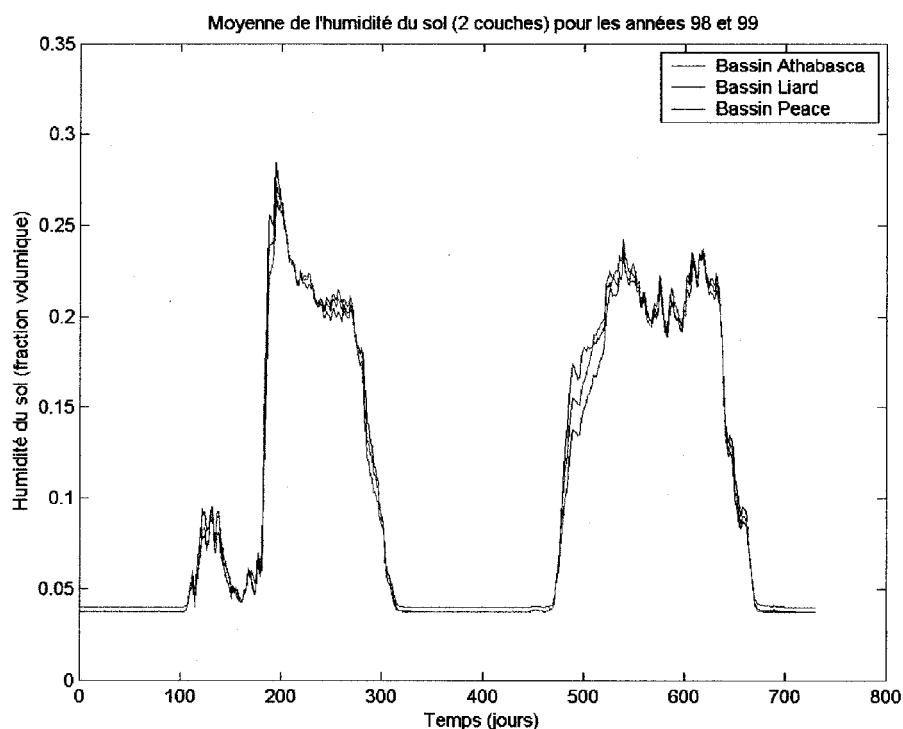


Figure 23 Évolution de l'humidité du sol sur les bassins Athabasca, Liard et Peace

D'après ce graphique, l'humidité du sol suit quasiment la même variation pour les trois bassins, malgré la différence de longitude des trois bassins. Ceci est assez surprenant puisque le bassin Liard est beaucoup plus au Nord que le bassin Athabasca et donc la fonte des neiges et le réchauffement printanier devraient y arriver beaucoup plus tard. L'humidité du sol augmente de manière significative à partir de début juin pour ensuite redescendre aux alentours de 0 à partir de mi-septembre. Le petit pic observé au 100^e

jour de l'année 1998 correspond à une hausse temporaire de la température au sein du bassin Mackenzie.

Les graphiques des figures 24 à 26 montrent les variations de l'humidité du sol (sur une profondeur de 35 cm), de la température de l'air et des précipitations sur les trois sous bassins précédents, pour la période de mi-mai à début septembre de l'année 1999. On peut voir sur ces trois graphiques une assez bonne corrélation entre l'humidité des deux premières couches de sol et les précipitations. En effet, à chaque fois que l'on a une averse assez importante sur le sous bassin, on retrouve une augmentation de l'humidité du sol. Également, l'humidité du sol est inversement corrélée à la température de l'air, ce qui est logique puisque lorsqu'il fait plus chaud, l'évapotranspiration est plus importante donc l'humidité du sol baisse. Par exemple, on retrouve ce phénomène sur le bassin Athabasca vers le jour 580 : Il y a une forte augmentation de la température, ce qui entraîne une décroissance de l'humidité du sol.

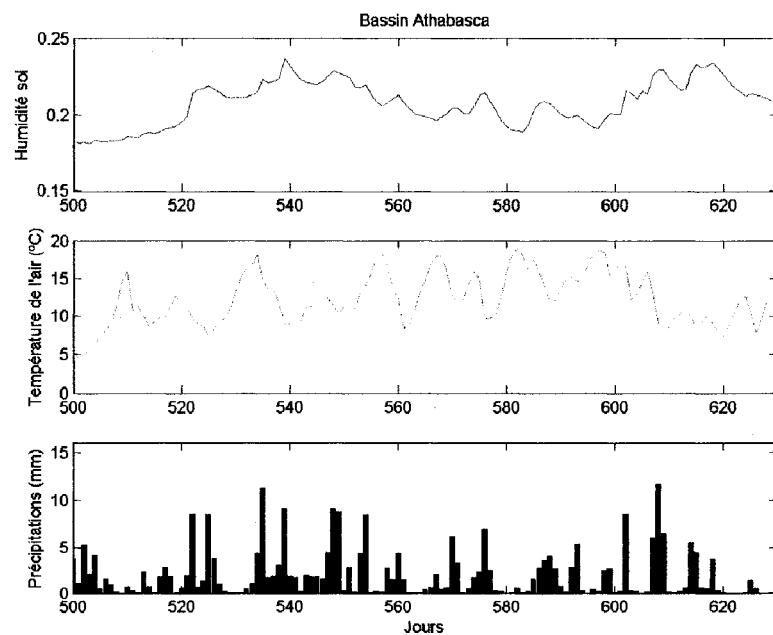


Figure 24 Variation de la température, de l'humidité du sol (sur 35 cm) et des précipitations sur le bassin Athabasca, de mi-mai à début septembre

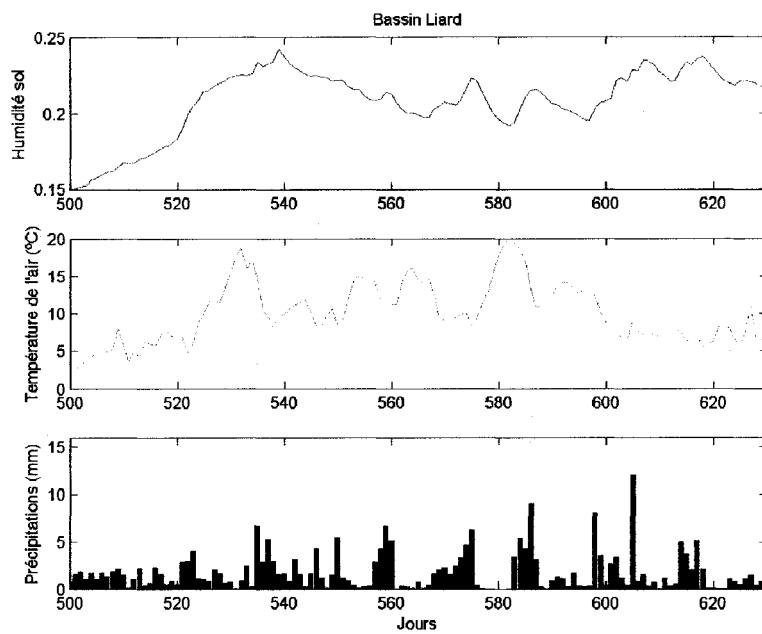


Figure 25 Variation de la température, de l'humidité du sol (sur 35 cm) et des précipitations sur le bassin Liard, de mi-mai à début septembre

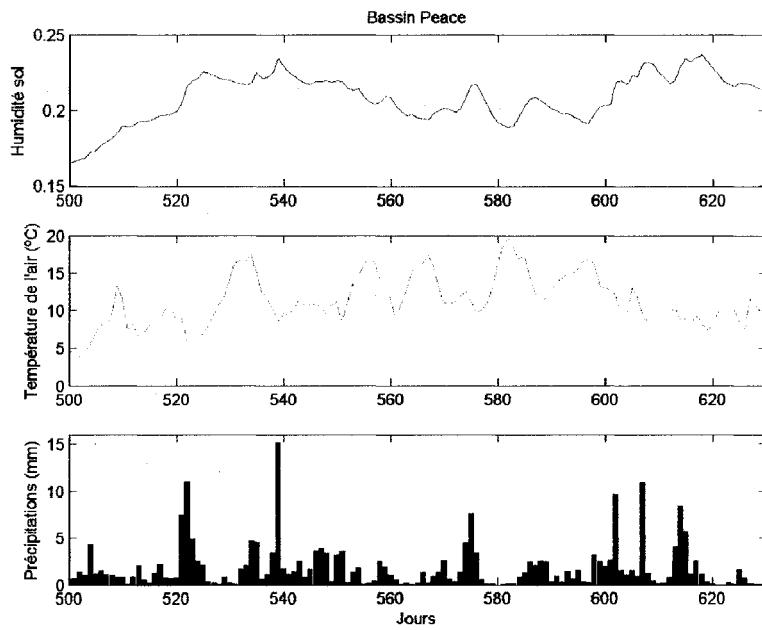


Figure 26 Variation de la température, de l'humidité du sol (sur 35 cm) et des précipitations sur le bassin Peace, de mi-mai à début septembre

Pour les trois sous bassins, on observe une augmentation de l'humidité du sol jusqu'à début juillet, ce qui correspond en fait à la fonte des neiges. Jusqu'à cette période, la température n'est encore pas trop chaude, ce qui limite l'évapotranspiration. À partir de début juillet, l'humidité du sol a tendance à diminuer; ce qui s'explique par les chaleurs de l'été, qui entraînent une évapotranspiration importante. Enfin, à partir de début septembre, l'humidité du sol remonte, correspondant à la chute des températures et aux précipitations plus importantes, pour ensuite redescendre avec l'arrivée de l'automne. Enfin, nous pouvons voir sur la **figure 27** la variation spatiale et temporelle de l'humidité du sol sur 4 mois.

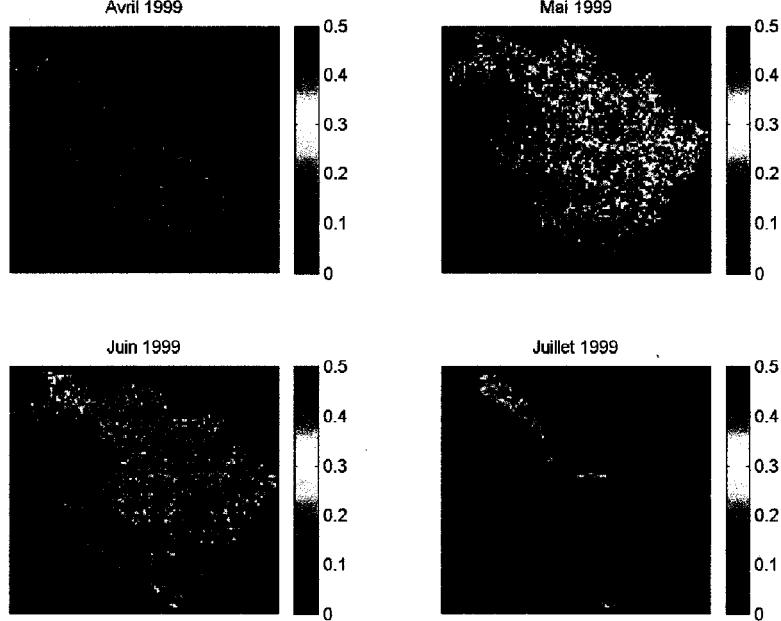


Figure 27 Variation spatiale et temporelle de l'humidité du sol (35 premiers cm) sur le bassin Mackenzie

Le Sud du bassin commence à se réchauffer en premier. Par contre, mis à part la côte Ouest, on n'observe pas de grandes variations spatiales de la teneur en eau du sol sur l'ensemble du bassin Mackenzie.

4.3 Modèle de simulation de la température de brillance

Comme il a été mentionné dans la revue bibliographique, la température de brillance prise par le satellite résulte de nombreuses interactions des radiations avec la végétation et les conditions atmosphériques. Il est donc nécessaire de prendre en compte tous ces paramètres pour modéliser avec précision la température de brillance à partir des données climatiques et de terrain disponibles.

Tout d'abord, une température de brillance du système sol-végétation sera calculée à partir des données climatiques, de terrain, de couverture végétale et d'humidité du sol. Ensuite, cette température de brillance sera atténuée en raison de la vapeur d'eau atmosphérique, avant d'atteindre la plate-forme de télédétection. Les prochaines parties présenteront donc les équations et les différentes approximations et paramétrisations des variables utilisées.

4.3.1 Équations générales et conditions aux limites

La température de brillance $T_B(\gamma, p)$ issue du sol et de la végétation est reliée à la température de brillance captée par le satellite $T_B(A, \gamma, p)$ pour un angle azimutal du capteur γ , une polarisation p et une altitude A par la relation donnée par Lakshmi (1996) :

$$T_B(A, \gamma, p) = \sigma_a(A, \gamma) T_B(\gamma, p) + T_{sky}(A, \gamma) \quad (4.1)$$

$\sigma_a(A, \gamma)$ est la transmissivité de l'atmosphère et $T_{sky}(A, \gamma)$ représente les radiations dues à l'atmosphère entrant dans le radiomètre.

Cette équation est dérivée de l'équation de transfert radiatif donnée par Choudhury et al. (1990). La température de brillance $T_B(A, \gamma, p)$ est issue d'une combinaison de T_{sky} (contribution de l'atmosphère) et de la température de la surface T_0 suivant l'équation suivante (Lakshmi, 1996) :

$$T_B = RT_{sky} + (1-R)T_0 \quad (4.2)$$

où R est la réflectivité effective du système sol-végétation.

En combinant ces deux dernières équations, on obtient donc l'équation :

$$T_B(A, \gamma, p) = \sigma_a [R T_{sky}(A, \gamma) + (1-R) T_0] + T_{sky}(A, \gamma) \quad (4.3)$$

L'expression de R est développée par Lakshmi (1996) mais cette théorie nécessite un grand nombre de données sur la végétation, qui ne sont pas disponibles pour un territoire aussi vaste que le bassin du Mackenzie. Il est donc plutôt préférable de séparer la température issue du sol de celle issue de la végétation. Pour cette raison, l'approche plus simpliste développée par Ulaby et al. (1982) a été utilisée pour ce modèle :

$$T_B(\theta, \varphi) = [1 - C(\theta, \varphi)] T_{B, \text{bare}} + C(\theta, \varphi) T_{B, \text{can}} + [1 - C(\theta, \varphi)] T_{B, \text{int}}(\theta, \varphi) \quad (4.4)$$

où $T_B(\theta, \varphi)$ est la température de brillance issue du système sol-végétation

$T_{B, \text{bare}}$ est la température de brillance de la surface de sol nu exposée

$T_{B, \text{can}}$ est la température de brillance de la couverture de végétation

$T_{B, \text{int}}$ est la composante prenant en compte les contributions indirectes dues à l'émission de la surface exposée via les réflexions par la végétation voisine et inversement.

$C(\theta, \varphi)$ est la fraction de surface illuminée couverte par la végétation.

φ est l'angle azimutal et θ , l'angle d'incidence.

C'est donc à partir de ces deux dernières équations que le modèle, prenant en compte la couverture végétale et les effets atmosphériques, sera élaboré. Celui-ci distinguera donc le sol nu, les différents types de couverture végétale ainsi que les surfaces d'eau libre qui ont un effet non négligeable sur le signal reçu par la plate forme de télédétection.

4.3.2 La réflectivité et l'émissivité du sol

La réflectivité du sol est déterminée en utilisant les équations de Fresnel vues dans la partie précédente. La réflectivité du sol dépend donc en grande partie de la constante diélectrique du sol qui dépend largement de la teneur en eau de celui-ci. La réflectivité du sol, pour des polarisations horizontales et verticales, est dérivée de la théorie

électromagnétique (Kong, 1990). Les équations donnant la réflectivité ont été présentées aux équations (1.12) et (1.13) dans la première partie de ce rapport.

θ est l'angle d'incidence pris égal à 53.1°

ϵ_r est la constante diélectrique du sol que l'on a déterminée en utilisant les travaux de Ulaby et al. (1986) et le modèle semi-empirique de Dobson et al. (1985) : la constante diélectrique est donnée comme étant la somme de 4 termes.

$$\epsilon_{soil}^{\alpha} = \nu_{ss} \epsilon_{ss}^{\alpha} + \nu_a \epsilon_a^{\alpha} + \nu_{fw} \epsilon_{fw}^{\alpha} + \nu_{bw} \epsilon_{bw}^{\alpha} \quad (4.7)$$

Où les indices ss, a , fw et bw représentent respectivement les particules de sol solides, l'air, l'eau libre et l'eau liée.

α est une constante obtenue empiriquement.

$$\epsilon_{ss} \cong 4.7 - j0$$

$$\nu_a = \nu_{\phi} - m_v$$

ν_{ϕ} est la porosité du sol qui nous est donnée dans les données utilisées par WATCLASS
 m_v est l'humidité du sol en fraction volumique (défini par θ précédemment)

De manière à simplifier l'équation (4.7), les deux derniers termes de cette équation sont regroupés en un seul :

$$\nu_{fw} \epsilon_{fw}^{\alpha} + \nu_{bw} \epsilon_{bw}^{\alpha} \cong m_v^{\beta} \epsilon_{fw}^{\alpha} \quad (4.8)$$

β est un paramètre ajustable déterminé empiriquement.

En combinant les équations et après quelques modifications, on obtient l'équation de la constante diélectrique d'un sol en fonction de son humidité:

$$\epsilon_{soil} = [(1 - \nu_{\phi}) \epsilon_{ss}^{\alpha} + \nu_{\phi} - m_v^{\beta} (\epsilon_{fw} - 1)]^{1/\alpha} \quad (4.9)$$

où ϵ_{fw} est la constante diélectrique de l'eau pure donnée par la fonction suivante (à 23°C)

$$\varepsilon_{fv} = 4.9 + \frac{74.1}{1 + j(f/f_0)} \quad (4.10)$$

f_0 est la fréquence de relaxation de l'eau pure, égale à 18.64 GHz.

Une valeur optimale de $\alpha = 0.65$ a été trouvée pour tous les types de sol.

β varie de 1.0, pour un sol sableux à 1.17 pour un sol argileux limoneux. On peut déduire sa valeur à l'aide des fractions de sable (S) et d'argile (C) dans le sol suivant l'équation :

$$\beta = 1.09 - 0.11 S + 0.18 C \quad (4.11)$$

L'émissivité du sol est égale à 1 moins la réflectivité:

$$e_h = 1 - r_h$$

$$e_v = 1 - r_v$$

Enfin, la valeur de la porosité sera prise égale à 0.5, d'après les données à disposition et la valeur de m_v est donnée par les cartes d'humidité de sol générées par le logiciel hydrologique WATCLASS.

4.3.3 L'effet de la rugosité

La rugosité a un effet perturbateur sur la réflectivité d'une surface. En effet, plus la surface sera rugueuse, plus la réflectivité va diminuer, et donc plus l'émissivité va augmenter. En conséquence, une surface rugueuse va engendrer une température de brillance plus importante qu'une surface lisse.

Il est donc nécessaire de prendre en compte ce paramètre, par exemple pour la partie montagneuse à l'ouest du bassin du Mackenzie.

Pour des raisons de simplicité de notre modèle, nous avons choisi la formule empirique de Choudhury et al. (1979) vue précédemment :

$$r_p = r_{sp}(\theta) \cdot \exp(-h) \quad (4.12)$$

où r_{sp} est la réflectivité à la polarisation p obtenue à l'aide des équations de Fresnel
 h est le paramètre de rugosité.

Le paramètre h est obtenu empiriquement, et varie suivant le type d'occupation de sol.

4.3.4 La végétation

La température de brillance est modélisée comme étant la somme des températures de brillance engendrées par les différents types d'occupation de sol, pondérés par leur pourcentage d'occupation respectifs. Il est donc nécessaire, de par cette approche, de modéliser la température de brillance de la végétation.

Faute de données pour un bassin aussi grand que celui du Mackenzie, nous avons utilisé un modèle assez simpliste (Ulaby et al., 1982), pour lequel de nombreuses approximations sont faites. La température de brillance de la végétation est alors définie comme suit :

$$T_{B, \text{can}}(\theta) = T_v (1 - a) \quad (4.13)$$

où T_v est la température physique de la végétation
 a est l'albédo de simple diffusion
 θ est l'angle d'incidence

La valeur de T_v a été prise égale à la température de l'air, qui nous est donnée dans les fichiers d'entrée de WATCLASS.

La valeur de l'albédo a été prise égale en premier lieu à 0.08 pour ensuite être réajustée, en fonction du type de végétation.

4.3.5 Les surfaces d'eau libre

- Modélisation de la température de brillance due aux surfaces d'eau libre :

Des études faites par Fily et al. (2002) ont montré que pour la région continentale subarctique du Canada, l'un des principaux facteurs affectant la température de brillance est la fraction de surface de l'eau libre (que l'on appellera par la suite FSW : Fraction Surface Water). À une fréquence de 37 GHz, une variation de 30% de la surface en eau libre induit une différence de 10% de l'émissivité dans la polarisation verticale (18% dans la polarisation horizontale), alors qu'une variation de 30% de la teneur volumique en eau du sol n'engendre qu'une différence relative de l'émissivité de l'ordre de 3% pour la polarisation verticale (4% pour la polarisation horizontale) (Fily et al., 2002)

Le Canada compte de nombreux plans d'eau qu'il faut donc prendre en compte dans l'élaboration du modèle de simulation de température de brillance. La carte de la figure 28 montre les fractions de surface aquatiques sur l'ensemble du territoire Canadien. On peut y remarquer que les alentours des lacs de l'Ours et des Esclaves sont des espaces très humides, où le pourcentage d'eau libre est de près de 25%.

Ainsi, pour les surfaces d'eau libre, il est nécessaire de simuler une nouvelle température de brillance. De la même façon que pour les sols, la température de brillance de l'eau libre est obtenue en utilisant l'émissivité, dérivée des équations de Fresnel.

La constante diélectrique de l'eau pure est définie suivant l'équation de Debye (Ulaby et al., 1986) :

$$\epsilon_w = \epsilon_{w\infty} + \frac{\epsilon_{w0} - \epsilon_{w\infty}}{1 + j2\pi f \tau_w} \quad (4.14)$$

où

$\epsilon_{w\infty}$ est la magnitude haute fréquence de la constante diélectrique, déterminée par Lane et Saxton (1952) comme étant égale à 4.9

ϵ_{w0} est la constante diélectrique statique de l'eau pure dépendante de la température (T en °C) et égale à :

$$\epsilon_{w0}(T) = 88.045 - 0.4147 T + 6.295 \cdot 10^{-4} T^2 + 1.075 \cdot 10^{-5} T^3$$

τ_w est le temps de relaxation de l'eau pure en secondes

f est la fréquence diélectrique de l'eau pure en Hz

$$2\pi \tau_w(T) = 1.1109 \cdot 10^{-10} - 3.824 \cdot 10^{-12} T + 6.938 \cdot 10^{-14} T^2 - 5.096 \cdot 10^{-16} T^3$$

Il est à noter que cette expression de la constante diélectrique de l'eau s'applique pour de l'eau pure et que celle de l'eau salée est différente. Cependant, les plans d'eau douce du bassin Mackenzie seront considérés comme réagissant de la même manière que l'eau pure.

Il reste alors à déterminer les surfaces d'eau sur le bassin. Pour cela, une carte représentant le pourcentage d'occupation de ce type de surface sera utilisée (**figure 29**).

Cependant, cette carte est statique tout au long de l'année et ne représente donc pas vraiment la réalité. En effet, les zones proches des grands lacs (Lac de l'Ours et Lac des Esclaves) sont des terrains plutôt marécageux et sont en grande partie recouverts d'eau lors de la fonte des neiges. Il apparaît donc intéressant d'estimer cette fraction d'eau de surface tout au long de l'année, ce qui permettrait par la suite de l'utiliser lors de modélisations de la température de brillance, à la place de la carte statique dans le temps, fournie par WATCLASS.

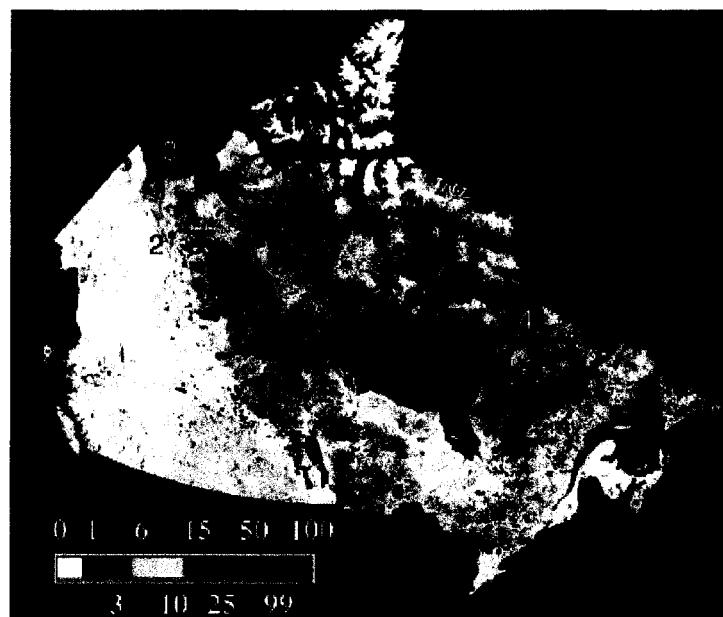


Figure 28 Fraction de la surface recouverte par de l'eau libre au Canada. Image produite par le Centre Canadien de la Télédétection, Ressources Naturelles du Canada, Ottawa

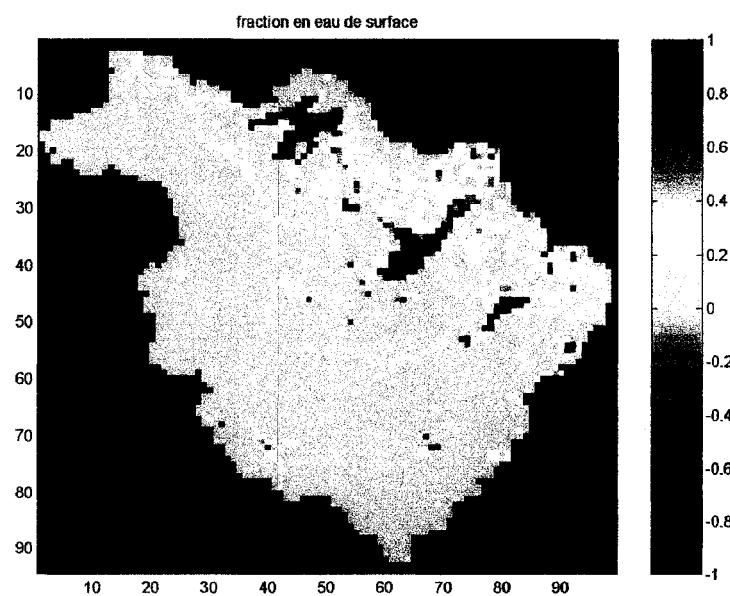


Figure 29 Fraction en eau de surface au sein du bassin Mackenzie (donnée WATCLASS)

- Détermination d'un indice d'eau libre FWS à l'aide la méthode de Fily et al. (2002)

Afin d'estimer la fraction en eau libre, l'approche donnée par Fily et al. (2002) a été utilisée. La fraction en eau libre (FWS pour Fraction Water Surface) est alors donnée par l'équation suivante :

$$FWS = \frac{(e_p - e_{dry})}{(e_w - e_{dry})} \quad (4.15)$$

e_p est l'émissivité de la surface

e_{dry} est l'émissivité de la même surface considérée totalement sèche

e_w est l'émissivité de l'eau.

Dans le cadre de cette étude, l'émissivité e_p sera calculée à partir des cartes de température de brillance SSM/I et l'émissivité e_{dry} sera modélisée en considérant un sol totalement sec. Enfin, l'émissivité e_w est calculée à partir du calcul de la réflectivité de l'eau, présenté précédemment (équation 4.14).

La fraction d'eau de surface calculée à partir des mesures SSM/I et d'un modèle correspond à plusieurs contributions : cet indice regroupe à la fois les petits lacs ou étendues d'eau, les marais et marécages, les tourbières et tous les types de sols saturés en eau qui sont très abondants dans la région Nord du bassin du Mackenzie (et en particulier aux abords des grands lacs), mais il prend aussi en compte l'humidité dans les premiers centimètres de sol. Même si les premières composantes ont un effet significativement plus important que le dernier, il est difficile, à partir des cartes de température de brillance de distinguer ces deux aspects. Cependant, le développement d'un tel indice donne une bonne idée de la variation de stockage en eau de la région étudiée et pourrait être corrélé à l'humidité du sol.

4.3.6 Modélisation des effets de l'atmosphère

Afin de modéliser les effets de la l'atmosphère sur la température de brillance, le modèle de Choudhury (1993), présenté dans le premier chapitre, a été utilisé dans cette étude. Ce modèle est basé sur l'équation (1.21) donnant l'expression de la température de brillance et s'appuie en particulier sur deux paramètres atmosphériques T_{sky} et τ_a qui sont obtenus en utilisant les équations (1.22) et (1.23). En se référant à celles-ci, il s'avère qu'il est nécessaire de déterminer la hauteur totale d'eau V présente sous forme de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Ne disposant pas de données directement relatives à celle-ci, ce paramètre est calculé à l'aide des données de température et de pression au sol disponibles sur l'ensemble du bassin Mackenzie.

Le principe de la méthode utilisée est le suivant : afin de déterminer la colonne de vapeur d'eau V , il suffit de déterminer l'humidité de l'air pour toutes les altitudes, allant de 0 à 6 km. Pour évaluer l'humidité de l'air à l'altitude z , le degré de saturation de l'air, qui dépend de la température, sera calculé en se basant sur la température et l'humidité de l'air au sol. Ce degré de saturation sera alors supposé constant pour n'importe quelle altitude. De cette manière, en calculant la température à l'altitude z , ceci en utilisant une équation de la variation de la température en fonction de l'altitude, il sera possible de déterminer l'humidité de l'air pour tout point de la colonne d'atmosphère. Il suffit alors d'intégrer la relation obtenue sur la hauteur de l'atmosphère pour obtenir la hauteur d'eau présente dans l'atmosphère. La vapeur d'eau est contenue majoritairement dans les 3 premiers kilomètres de l'atmosphère (Choudhury, 1993). Dans cette étude, nous considérerons les six premiers kilomètres de l'atmosphère pour être sûr de prendre en compte la quasi-totalité de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère.

Le degré de saturation est obtenu en faisant le rapport entre l'humidité de l'air mesuré et l'humidité absolue de l'air à saturation. L'humidité absolue de l'air est donnée par des valeurs dépendantes de la température suivant le tableau I tiré de Llamas (1993). En établissant le graphique de l'humidité absolue en fonction de la température T de l'air (figure 30), on obtient par interpolation l'équation suivante :

$$\text{Hum}_{\text{sat}}(z) = 4.2727 \exp(0.0718 \cdot T(z)) \quad (4.16)$$

Où $\text{Hum}_{\text{sat}}(z)$ est l'humidité de l'air à saturation (ou humidité absolue) à l'altitude z
 $T(z)$ est la température de l'air à l'altitude z

L'humidité absolue de l'air est donnée en g/m^3 et la température en $^{\circ}\text{Celcius}$.

Tableau I

Pression de vapeur et humidité absolue de l'air en fonction de la température (Llamas, 1993)

Température ($^{\circ}\text{C}$)	Température ($^{\circ}\text{K}$)	Pression de Vapeur (kPa)	Humidité absolue (g/m^3)
-35	238	0,03	0,27
-30	243	0,05	0,45
-25	248	0,08	0,70
-20	253	0,125	1,07
-15	258	0,184	1,55
-10	263	0,283	2,34
-5	268	0,425	3,44
0	273	0,611	4,86
5	278	0,872	6,81
10	283	1,227	9,41
15	288	1,704	12,84
20	293	2,337	17,31
25	298	3,167	23,06
30	303	4,243	30,39

Humidité absolue de l'air en fonction de la température

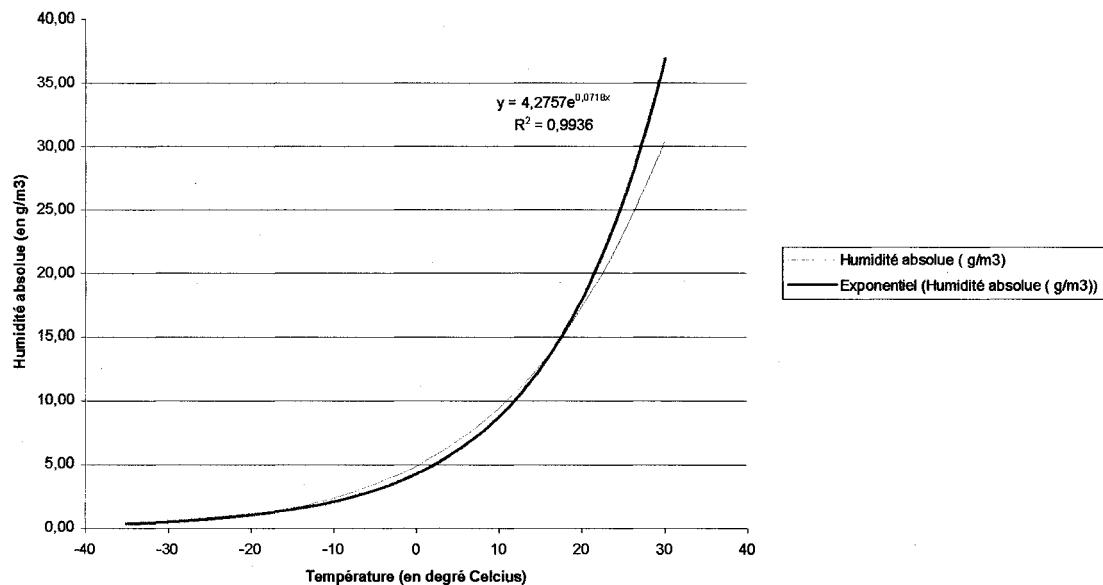


Figure 30 Humidité absolue de l'air en fonction de la température

$$Deg_{sat} = Hum_{sol}/Hum_{sat}$$

où Deg_{sat} est le degré de saturation

Hum_{sol} est l'humidité de l'air au sol

Hum_{sat} est l'humidité de l'air à saturation

L'humidité de l'air au sol est donnée dans les fichiers de WATCLASS en g/g_{air} ; il est donc nécessaire de la convertir en g/m^3 . Pour cela, on peut utiliser la formule donnant la masse volumique de l'air en fonction de la température, obtenue en utilisant le graphique de la **figure 31**, tiré du tableau des propriétés physiques de l'air à la pression atmosphérique (Daugherty et al., 1985) :

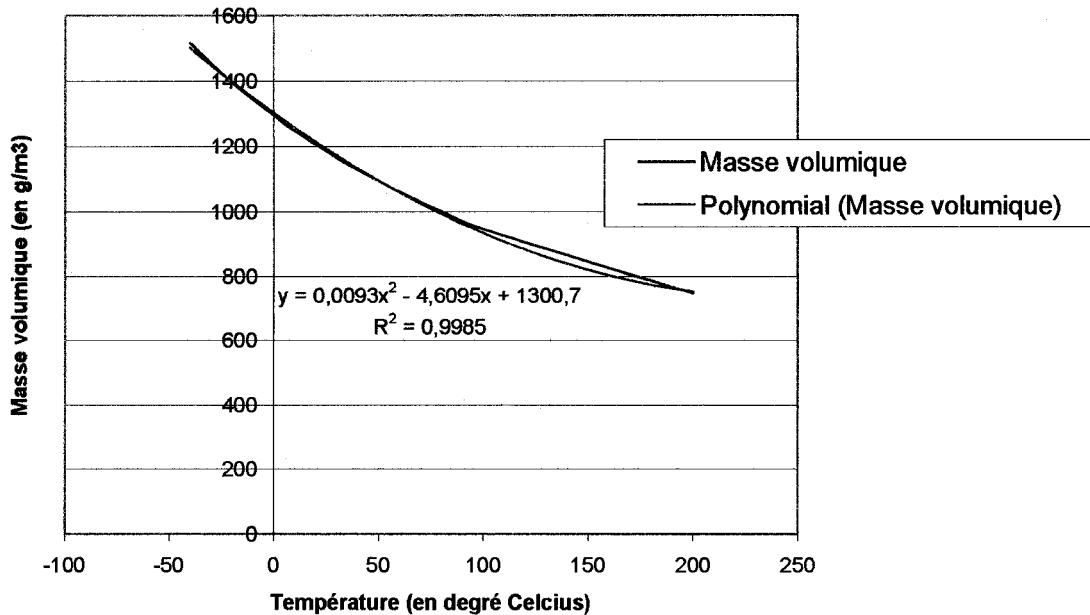


Figure 31 Masse volumique de l'air en fonction de la température

On obtient donc la formule suivante donnant le degré de saturation au sol :

$$Deg_{sat}(T) = \frac{Hum_{sol}(g/g) * (0.0093T^2 - 4.6095T + 1300.7)}{Hum_{sat}(g/m^3)} \quad (4.17)$$

En considérant le degré de saturation constant sur la colonne atmosphérique, on obtient alors :

$$Humidité(z) = Deg_{sat} * Hum_{sat}(z) \quad (4.18)$$

$Hum_{sat}(z)$ dépend de la température donc de l'altitude z , ceci en considérant que la température s'abaisse de 0.6°C tous les 100 mètres, soit :

$$T(z) = T(z=0) - 0.006 * z \quad (4.19)$$

On obtient donc l'équation suivante, donnant l'humidité de l'air en fonction de l'altitude :

$$\text{Humidité}(z) = \text{Deg}_{sat} * 4.2727 \exp(0.0718 * (T(z=0) - 0.006 * z)) \quad (4.20)$$

En intégrant sur une altitude de 6 km et en divisant par 1000, on obtient la hauteur d'eau totale dans l'atmosphère V en mm :

$$V = \text{Deg}_{sat} * \int_0^{6000m} [4.2727 \exp(0.0718 * (T(z=0) - 0.006 * z))] dz \quad (4.21)$$

$$\text{soit } V = \text{Deg}_{sat} * 9176.57 * 1.0744^{T(z=0)} \quad (4.22)$$

où Deg_{sat} est le degré de saturation considéré constant et défini suivant l'équation (4.17)

L'équation générale de V est alors obtenue :

$$V = \frac{\text{Hum}_{sol}(g/g) * (0.0093T_{z=0}^2 - 4.6095T_{z=0} + 1300.7)}{4.2727 * \exp(0.0718T_{z=0})} * 9176.57 * 1.0744^{T(z=0)} \quad (4.23)$$

Hum_{sol} et $T(z=0)$ sont respectivement l'humidité de l'air et la température de l'air au sol. Ces données sont disponibles à partir des fichiers de données de WATCLASS.

4.3.7 Équation générale modélisant la température de brillance

En reprenant l'équation (4.4) et en considérant les 5 classes d'occupation de sol (sol nu, eau libre, forêt 'sèche', forêt 'humide', et cultures), on obtient l'équation générale suivante, donnant la température de brillance captée par la plate-forme satellitaire:

$$\begin{aligned}
 Tb = & \sigma * [(C_{sol} * R_{sol} * T_{sky} + C_{sol} * (1-R_{sol}) * T_{sol}) \\
 & +(C_{eau} * R_{eau} * T_{sky} + C_{eau} * (1-R_{eau}) * T_{eau}) \\
 & +(C_{dry} * alb_{dry} * T_{sky} + C_{dry} * (1-alb_{dry}) * T_{veg}) \\
 & +(C_{wet} * alb_{wet} * T_{sky} + C_{wet} * (1-alb_{wet}) * T_{veg}) \\
 & +(C_{agri} * alb_{agri} * T_{sky} + C_{agri} * (1-alb_{agri}) * T_{veg})] + T_{sky}
 \end{aligned} \quad (4.24)$$

où σ est la transmissivité atmosphérique.

R_{sol} est la réflectivité du sol.

R_{eau} est la réflectivité de l'eau.

C_{sol} , C_{eau} , C_{dry} , C_{wet} et C_{agri} sont les fractions de surface occupées respectivement par le sol nu, l'eau libre, la forêt 'sèche', la forêt humide et les cultures.

alb_{dry} , alb_{wet} et alb_{agri} sont les albédo respectifs des 3 classes de végétation.

T_{sol} , T_{air} , et T_{veg} sont les températures respectives du sol, de l'air et de la végétation.

T_{sky} est la température due aux radiations émises par l'atmosphère.

Pour des raisons de simplification mais aussi pour des raisons de fiabilité, les températures physiques de l'air du sol et de l'eau seront toutes prises égales à la température de l'air donnée dans les fichiers de données servant au logiciel WATCLASS. Cette simplification risque de fausser quelque peu la modélisation mais des données plus précises ne sont pas disponibles.

Les facteurs C donnant les fractions de surface d'occupation des différentes classes sont fournis à partir des fichiers d'entrée de WATCLASS. Cependant, les surfaces végétales ne couvrant pas totalement le sol, il faut prendre en compte les effets de celui-ci, même si 100 % de la surface est couverte par des cultures par exemple. Également, dans ce modèle, la végétation n'est pas sensible à l'humidité du sol. Or, il s'avère que si le sol est très sec par exemple, la végétation risque d'être moins luxuriante et donc aura une teneur en eau plus faible. La teneur en eau des plantes a néanmoins une forte influence sur la réflectivité de la végétation, comme en témoigne la prise en compte de ce facteur

dans de nombreux modèles, tel celui développé par Calvet et al. (1995). Ainsi, afin de considérer l'impact de l'humidité du sol sur celle des plantes, un certain pourcentage de la fraction de surface couverte par de la végétation sera considérée comme étant du sol nu. Ce pourcentage variera en fonction de la classe de végétation, et sera ajusté de manière à avoir la meilleure calibration de notre modèle.

CHAPITRE 5

PRÉSENTATION ET ANALYSE DES RÉSULTATS

Plusieurs résultats sont présentés et interprétés dans cette partie. Une première partie montrera la sensibilité de la température de brillance à l'humidité du sol. Ensuite, les modélisations de la température de brillance seront présentées pour l'ensemble du bassin. Des études seront faites pour 5 placettes différentes. Pour chacune d'elles, des comparaisons et des corrélations entre les différentes variables seront faites. Enfin, l'étude se terminera par une simulation de l'eau libre et de l'humidité à l'aide du modèle développé. Les résultats obtenus seront alors comparés aux résultats obtenus à l'aide de WATCLASS.

5.1 Sensibilité de la température de brillance à l'humidité du sol et à la végétation

Afin de vérifier que le modèle développé et présenté dans la partie précédente est capable de détecter des variations de l'humidité du sol, une étude de sensibilité de la température de brillance a été faite en fonction de la teneur en humidité du sol nu et en fonction du pourcentage de couverture végétale. Les résultats sont présentés sur les figures 32 et 33. Étant donné que l'atmosphère a une influence uniquement sur la valeur absolue de la température de brillance, il n'est pas nécessaire d'inclure ses effets dans une telle étude de sensibilité. De même, il n'a pas été fait de différenciation entre les différentes classes de végétation.

L'analyse de sensibilité a été faite à une température de 5°C, et en utilisant un paramètre de rugosité de 0.5 et un albédo de 0.08 pour la végétation.

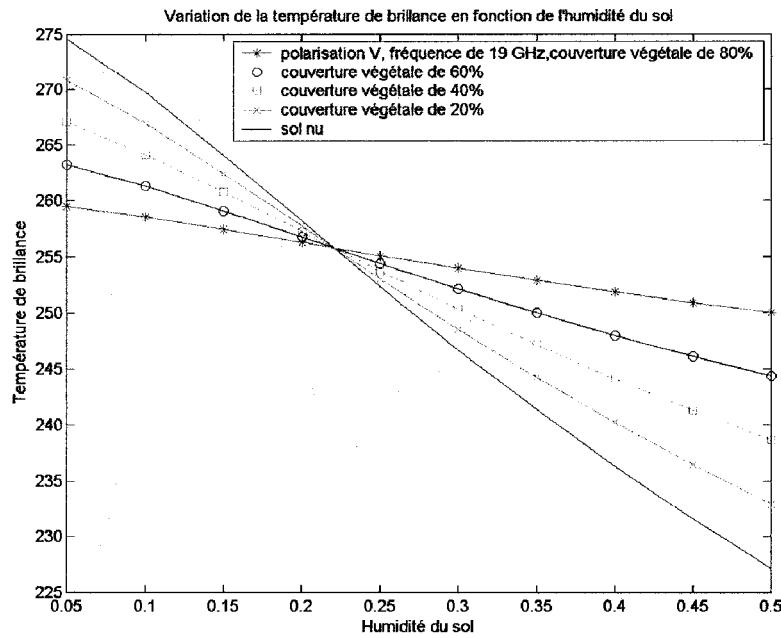


Figure 32 Analyse de sensibilité de la température de brillance à l'humidité du sol pour différents pourcentages de couverture végétale (19 GHz, polarisation V)

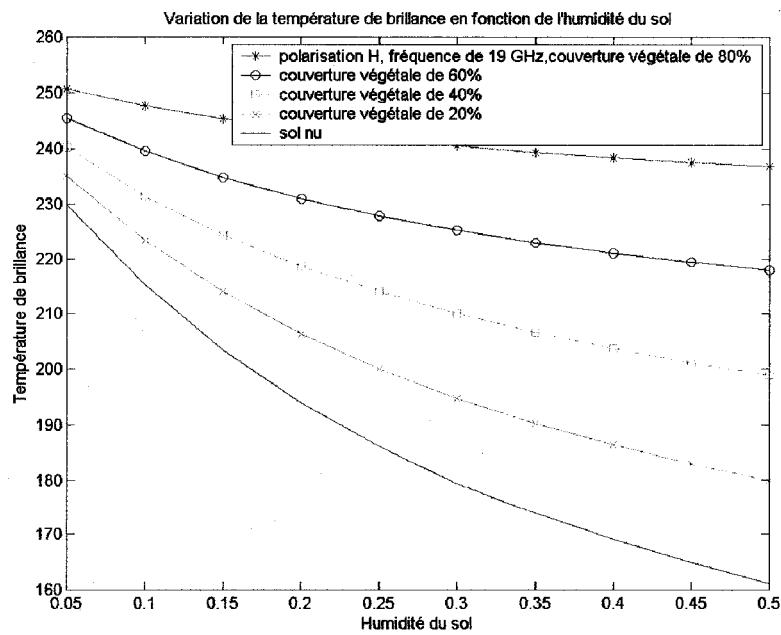


Figure 33 Analyse de sensibilité de la température de brillance à l'humidité du sol pour différents pourcentages de couverture végétale (19 GHz, polarisation H)

Ces deux graphiques montrent plusieurs choses :

- La température de brillance est nettement plus basse pour la polarisation horizontale que pour la polarisation verticale.
- Dans la polarisation horizontale, plus la couverture végétale est importante, plus la température de brillance diminue. Dans la polarisation verticale, ceci est vrai pour une humidité inférieure à 0.22. Ensuite, la tendance s'inverse. Ceci s'explique par le fait que pour une humidité supérieure à 0.22, l'émissivité devient inférieure à 0.92, valeur égale à celle due à la végétation (albédo pris égal à 0.08).
- La température de brillance est beaucoup plus sensible à l'humidité du sol lorsqu'il y a peu de végétation. En effet, la différence de température entre un sol sec et un sol saturé d'eau est de plus de 45°C pour une couverture végétale nulle alors qu'elle n'est plus qu'à moins de 10° environ pour une couverture végétale de 80%.
- L'humidité du sol a plus d'influence sur la température de brillance dans la polarisation horizontale que verticale, et ce particulièrement pour un sol avec peu de végétation.

Bien qu'au vu de ces conclusions, la polarisation horizontale soit plus sensible qu'à la verticale, les résultats présentés dans la suite ont été faits dans la polarisation verticale car la calibration du modèle a été légèrement meilleure dans cette polarisation. De plus, cette meilleure sensibilité théorique dans la polarisation horizontale s'est fait très peu sentir dans l'application pratique du modèle au bassin de la rivière Mackenzie.

5.2 Modélisation de cartes de températures de brillance

5.2.1 Reprojection des cartes issues du capteur SSM/I

Les cartes de données et de sortie de WATCLASS se présentent sous la forme de cartes matricielles de 94 lignes par 99 colonnes, chaque cellule couvrant une surface de 20 km par 20 km. Ces cartes sont dans la projection ‘polar stereographic’. En revanche, les cartes issues du capteur SSM/I comprennent 97 lignes pour 89 colonnes avec une résolution de 25 km et ont été projetées en ‘azimuthal equal area’.

Ainsi, afin de pouvoir comparer les images issues du capteur SSM/I avec celles qui vont être modélisées en utilisant les données de WATCLASS et les équations vues précédemment, il a été nécessaire de reprojeter l'une dans la projection de l'autre afin d'avoir des cartes matricielles de même dimension et de même résolution. Toutes les cartes de données de température, humidité de sol, précipitations, etc., étant dans la projection ‘polar stereographic’, ce sont les cartes issues du capteur SSM/I qui ont été reprojetées.

Pour cela, en nous servant des paramètres de projection et de Matlab®, nous avons pu déterminer les latitudes et longitudes de chacun des pixels de la carte pour ensuite les reprojeter dans la nouvelle projection. La résolution n'étant pas la même, certains pixels de la carte n'avaient pas de valeurs; par conséquent, pour ces points, nous avons fait une reprojection dans l'autre sens afin de trouver la valeur la plus proche.

Cette reprojection des cartes SSM/I entraîne donc des approximations et des pertes de précision. Cependant, les valeurs de température de brillance variant assez peu d'un pixel à un autre, on peut considérer que les erreurs faites sur certains pixels de la nouvelle image sont assez minimes et auront peu d'influence pour la présente étude.

Les deux cartes de la figure 34 montrent une carte SSM/I dans sa projection originale ‘equal area’ et dans la projection ‘polar stereographic’ utilisée dans WATCLASS.

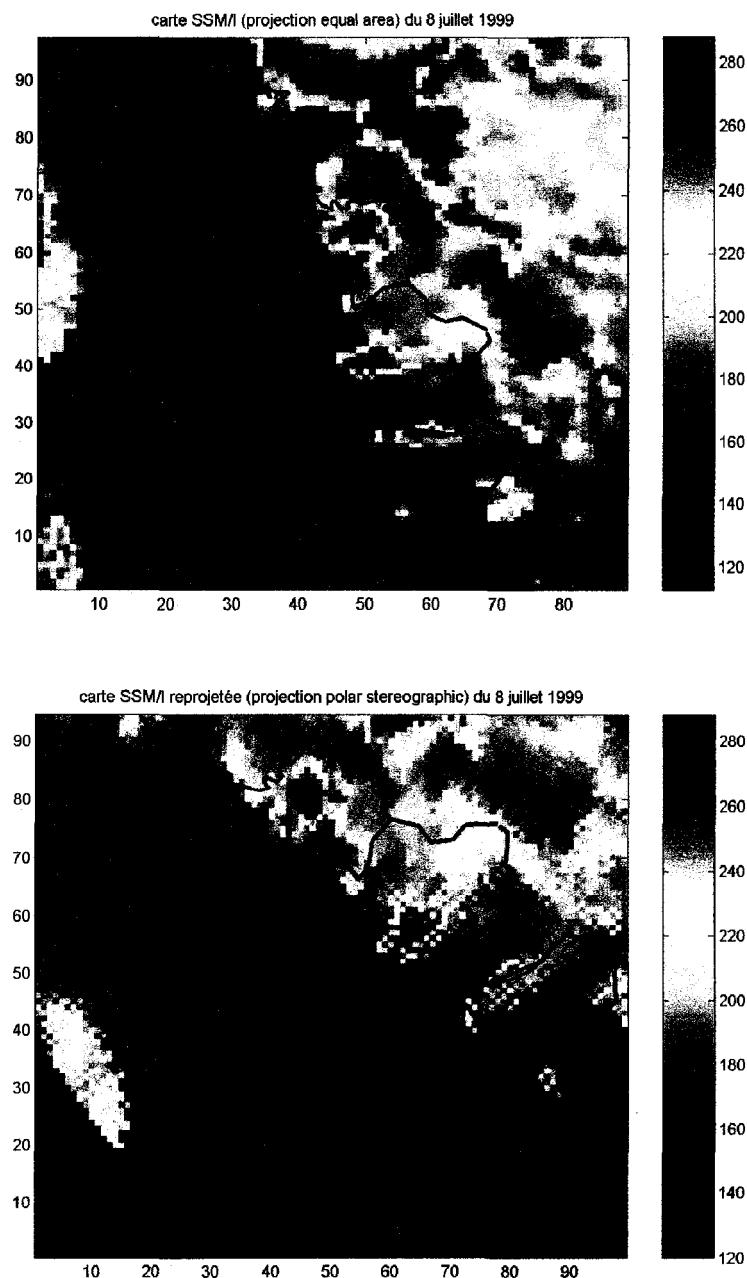


Figure 34 Cartes SSM/I respectivement dans les projections ‘equal area’ et ‘polar stereographic’ (fréquence de 19 GHz, polarisation H, le 08/07/1999)

5.2.2 Modélisation des cartes de température de brillance

La modélisation des cartes de température a été réalisée en utilisant les équations décrites précédemment et en utilisant les classes données pour l'utilisation du logiciel WATCLASS. Ne désirant pas modéliser les effets de la glace et de la neige sur la température de brillance, ceci par souci de simplification, la période hivernale où le bassin Mackenzie est couvert de neige, ne sera pas prise en compte.

Également, pour des raisons de fiabilité du modèle WATCLASS, la calibration des paramètres de la modélisation a été faite sur l'année 1999 (WATCLASS ne donnant pas de très bons résultats sur l'année 1998).

Une première modélisation donne des résultats assez satisfaisants, comme nous pouvons le voir sur les figures 35 à 37 :

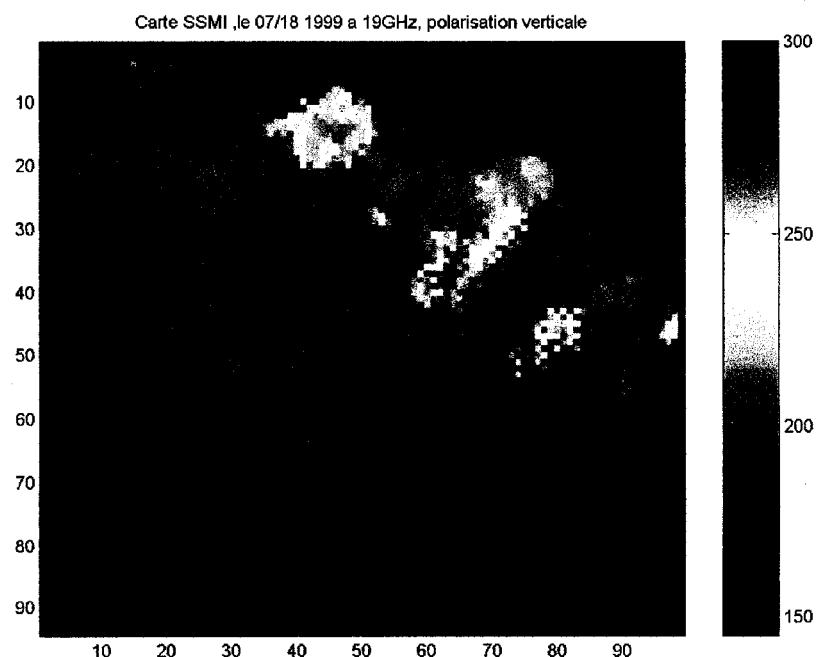


Figure 35 Carte SSM/I le 18 juillet 1999 à 19 GHz, en polarisation verticale

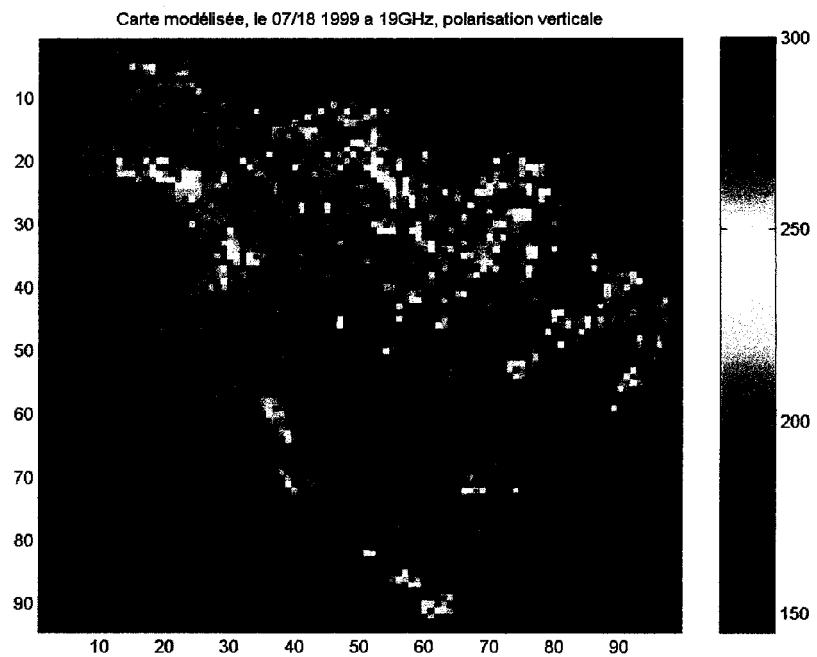


Figure 36 Carte de température de brillance modélisée, le 18 juillet 1999

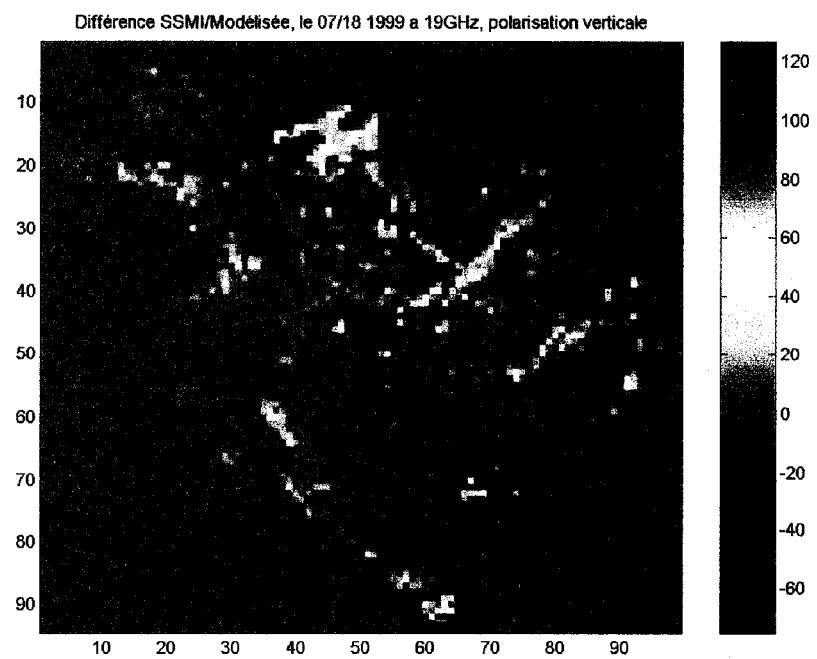


Figure 37 Carte des différences entre la carte SSM/I et la carte modélisée

Comme le montre la carte donnant les différences entre la carte modélisée et la carte issue du capteur SSM/I (**figure 37**), la température de brillance est relativement bien modélisée pour la partie Sud du bassin. En revanche, la partie Nord l'est nettement moins, et en particulier aux abords des Grands Lacs. Cela s'explique en grande partie par la mauvaise prise en compte des fluctuations des surfaces d'eau libre. En effet, la partie Nord du bassin est couverte en grande partie par des zones marécageuses et des zones de tourbières. Vraisemblablement, la fraction de surface en eau libre est mal estimée pour ces zones plus humides. En effet, la carte de la couverture en eau libre utilisée est figée dans le temps, ce qui ne représente pas vraiment la réalité puisque le bassin connaît des variations de température et d'humidité tout au long de l'année. Par la suite, une partie de l'étude tentera de modéliser et de voir les variations de ces surfaces d'eau libre, ce qui permettra d'avoir une bonne idée des variations de stockage en eau du bassin.

Également, sur la côte Ouest du bassin, la température modélisée est un peu trop froide par rapport à la température de brillance donnée par le capteur SSM/I. Cela mène à penser que le modèle est un peu trop simpliste pour bien représenter les effets de cette zone montagneuse et rocaleuse. En effet, dans ces zones de dénivelé important, la réflexion et l'émission des ondes est bien spécifique au relief du terrain et est donc difficilement modélisable. Cette zone où l'on obtient des résultats plutôt mauvais sera donc mise de côté et ne sera pas étudiée plus amplement.

Enfin, il est à noter que cette modélisation discerne les principaux cours d'eau (en particulier le fleuve Mackenzie) ainsi que des petits lacs ou réservoirs (notamment le réservoir Bennet), ce que ne voit pas la plate-forme SSM/I. Ceci est dû à l'utilisation de la carte des surfaces d'eau libre pour la simulation, et qui représente les cours d'eau, les lacs et les réservoirs.

Pour obtenir ces cartes, les paramètres suivants ont été adoptés :

- indice h de rugosité pris égal à 0.5
- albédo de simple diffusion : 0.06 pour la ‘forêt sèche’, 0.11 pour la forêt humide et 0.09 pour les sols agricoles.
- fraction de sol nu pour les différents types de classes :
 - pour la ‘forêt sèche’ : 60% a été considéré comme du sol nu
 - pour la ‘forêt humide’ : 60% a été considéré comme du sol nu
 - pour les sols agricoles : le sol nu représente une fraction de 30%

Ces paramètres ont été déterminés de manière empirique, afin d’obtenir la meilleure calibration possible du modèle.

5.3 Variation et corrélation de la température de brillance avec les paramètres influents

Afin de voir les variations de la température de brillance et de mesurer la corrélation entre celles-ci et les différentes variables telles que la température, les précipitations et l’humidité du sol générée par WATCLASS, 5 placettes représentatives des différentes classes ont été choisies. Ces 5 échantillons sont des zones de 200 km par 200 km (ou 10 pixels par 10 pixels) et sont chacun occupés majoritairement par l’une des 5 classes que sont le sol nu, la forêt ‘sèche’, la forêt ‘humide’, les surfaces d’eau libre et les sols agricoles (**figure 38**).

L’analyse n’a pas été faite sur l’ensemble du bassin pour des raisons pratiques et afin de ne pas prendre en compte les zones mal modélisées, comme nous l’avons mentionné précédemment.

Sur chacune des placettes, une moyenne des 100 pixels a été calculée pour chacune des variables pour les jours 100 à 300 des années 1998 et 1999. En effet, les mois d’hiver n’ont pas été étudiés dans notre étude puisque l’eau dans le sol est alors sous la forme de glace et que les effets de la neige et de la glace n’ont pas été pris en compte dans la modélisation de la température de brillance.

Les résultats de cette étude sont présentés sous forme de graphiques avec l'évolution au cours de l'année de la température de brillance SSM/I, de la température de brillance modélisée, de la température de l'air, de l'humidité du sol générée par le modèle WATCLASS et des précipitations.

Les tableaux II à VI présentent les coefficients de corrélation pour les 5 placettes choisies entre les différentes variables.

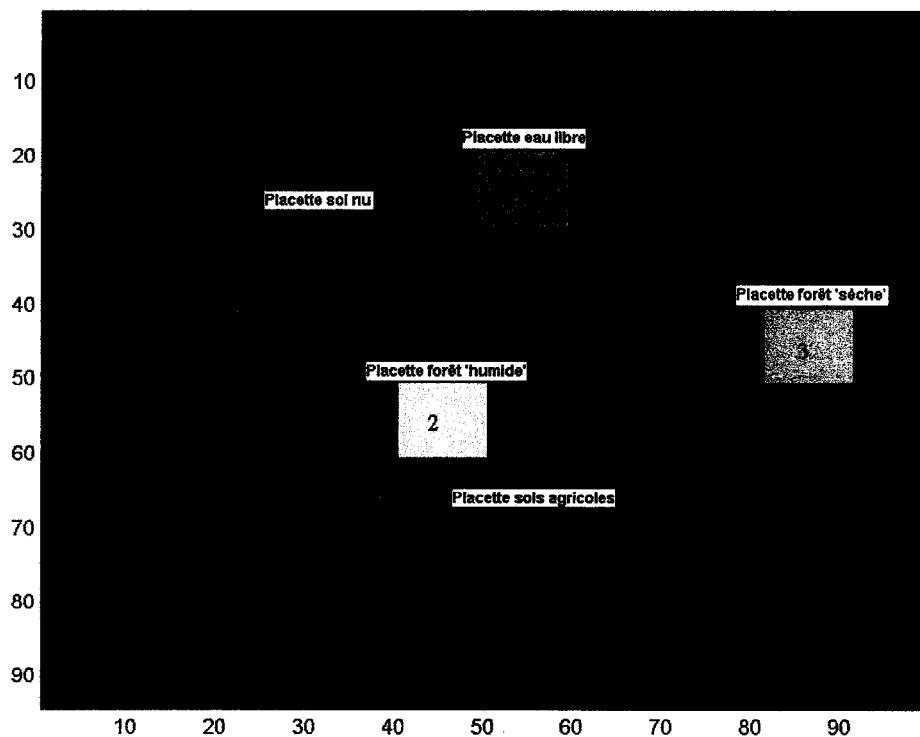


Figure 38 Emplacement des 5 placettes choisies

Comme le montrent les tableaux II à VI, il y a une forte corrélation de l'humidité du sol et des deux températures de brillance avec la température de l'air. Afin d'avoir un meilleur aperçu de la véritable corrélation de la température de brillance avec l'humidité

du sol, une corrélation dite partielle, contrôlée par la température de l'air, a été faite entre ces trois variables. On obtient alors la véritable corrélation entre les deux températures de brillance (SSM/I et modélisée) et l'humidité du sol, indépendamment de la température de l'air.

Afin de ne pas fausser les calculs des coefficients de corrélation, l'étude n'a été faite que sur une période estivale de 100 jours, à savoir de début juin à début septembre. En effet, de cette manière, les effets de la neige et de la glace, qui ne sont pas pris en compte dans le modèle de température de brillance interviendront peu dans les résultats.

Tableau II

Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 1 (eau libre), à 19 GHz et dans la polarisation verticale

- - Correlation Coefficients - -

	SSMI	MODEL	HUMID	TEMPAIR	PRECIP
SSMI	1,0000 (101) P= ,	,7907 (101) P= ,000	-,4044 (101) P= ,000	,7802 (101) P= ,000	-,3033 (101) P= ,002
MODEL		,7907 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	-,7230 (101) P= ,000	,7992 (101) P= ,000
HUMID			-,7230 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	-,5330 (101) P= ,000
TEMPAIR				-,5330 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,
PRECIP					-,0410 (101) P= ,684
					1,0000 (101) P= ,

- - - P A R T I A L C O R R E L A T I O N C O E F F I C I E N T S - - -

Controlling for.. TEMPAIR

	SSMI	MODEL	HUMID
SSMI	1,0000 (0) P= ,	,4446 (98) P= ,000	,0216 (98) P= ,831
MODEL		,4446 (98) P= ,000	1,0000 (0) P= ,000
HUMID			-,5840 (98) P= ,
			1,0000 (0) P= ,

Tableau III

Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 2 ('wet forest'), à 19 GHz et dans la polarisation verticale

- - Correlation Coefficients - -					
	SSMI	MODEL	HUMID	TEMPAIR	PRECIP
SSMI	1,0000 (101) P= ,	,9030 (101) P= ,000	-,6777 (101) P= ,000	,8084 (101) P= ,000	-,1697 (101) P= ,090
MODEL	,9030 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	-,8487 (101) P= ,000	,8630 (101) P= ,000	-,0449 (101) P= ,655
HUMID	-,6777 (101) P= ,000	-,8487 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	-,7786 (101) P= ,000	-,0484 (101) P= ,631
TEMPAIR	,8084 (101) P= ,000	,8630 (101) P= ,000	-,7786 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	,0828 (101) P= ,410
PRECIP	-,1697 (101) P= ,090	-,0449 (101) P= ,655	-,0484 (101) P= ,631	,0828 (101) P= ,410	1,0000 (101) P= ,

- - - P A R T I A L C O R R E L A T I O N C O E F F I C I E N T S - - -

Controlling for.. TEMP AIR

	SSMI	MODEL	HUMID
SSMI	1,0000 (0) P= ,	,6905 (98) P= ,000	-,1307 (98) P= ,195
MODEL	,6905 (98) P= ,000	1,0000 (0) P= ,	-,5576 (98) P= ,000
HUMID	-,1307 (98) P= ,195	-,5576 (98) P= ,000	1,0000 (0) P= ,

Tableau IV

Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 3 ('dry forest') à 19 GHz et dans la polarisation verticale

- - Correlation Coefficients - -

	SSMI	MODEL	HUMID	TEMPAIR	PRECIP
SSMI	1,0000 (101)	,8635 (101) P= , P= ,000	-,6270 (101) P= , P= ,000	,7306 (101) P= , P= ,000	-,2291 (101) P= , P= ,021
MODEL		,8635 (101) P= , P= ,000	1,0000 (101) P= , P= ,000	-,7642 (101) P= , P= ,000	,7480 (101) P= , P= ,000
HUMID		-,6270 (101) P= , P= ,000	-,7642 (101) P= , P= ,000	1,0000 (101) P= , P= ,	-,4327 (101) P= , P= ,000
TEMPAIR		,7306 (101) P= , P= ,000	,7480 (101) P= , P= ,000	-,4327 (101) P= , P= ,000	1,0000 (101) P= , P= ,453
PRECIP		-,2291 (101) P= , P= ,021	-,2664 (101) P= , P= ,007	,4538 (101) P= , P= ,000	,0755 (101) P= , P= ,453
					1,0000 (101) P= , P= ,

- - - P A R T I A L C O R R E L A T I O N C O E F F I C I E N T S - - -

Controlling for.. TEMP AIR

	SSMI	MODEL	HUMID
SSMI	1,0000 (0)	,6996 (98) P= , P= ,000	-,5050 (98) P= , P= ,000
MODEL		,6996 (98) P= , P= ,000	1,0000 (0) P= , P= ,000
HUMID		-,5050 (98) P= , P= ,000	-,7364 (98) P= , P= ,000

Tableau V

Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 4 ('sol nu'), à 19 GHz et dans la polarisation verticale

-- Correlation Coefficients --					
	SSMI	MODEL	HUMID	TEMPAIR	PRECIP
SSMI	1,0000 (101) P= ,	,9144 (101) P= ,000	-,7266 (101) P= ,000	,8453 (101) P= ,000	-,1171 (101) P= ,243
MODEL	,9144 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	-,8215 (101) P= ,000	,8839 (101) P= ,000	-,1044 (101) P= ,299
HUMID	-,7266 (101) P= ,000	-,8215 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	-,7576 (101) P= ,000	,1188 (101) P= ,237
TEMPAIR	,8453 (101) P= ,000	,8839 (101) P= ,000	-,7576 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	-,0173 (101) P= ,863
PRECIP	-,1171 (101) P= ,243	-,1044 (101) P= ,299	,1188 (101) P= ,237	-,0173 (101) P= ,863	1,0000 (101) P= ,

-- P A R T I A L C O R R E L A T I O N C O E F F I C I E N T S --

Controlling for.. TEMP AIR

	SSMI	MODEL	HUMID
SSMI	1,0000 (0) P= ,	,6692 (98) P= ,000	-,2473 (98) P= ,013
MODEL	,6692 (98) P= ,000	1,0000 (0) P= ,	-,4976 (98) P= ,000
HUMID	-,2473 (98) P= ,013	-,4976 (98) P= ,000	1,0000 (0) P= ,

Tableau VI

Coefficients de corrélation réels et partiels (contrôlé par la température de l'air) entre les différentes variables pour la placette 5 ('sols agri'), à 19 GHz et dans la polarisation verticale

-- Correlation Coefficients --					
	SSMI	MODEL	HUMID	TEMPAIR	PRECIP
SSMI	1,0000 (101) P= ,	,8966 (101) P= ,000	-,6918 (101) P= ,000	,7695 (101) P= ,000	-,3215 (101) P= ,001
MODEL	,8966 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	-,7560 (101) P= ,000	,8235 (101) P= ,000	-,1815 (101) P= ,069
HUMID	-,6918 (101) P= ,000	-,7560 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	-,6155 (101) P= ,000	,2594 (101) P= ,009
TEMPAIR	,7695 (101) P= ,000	,8235 (101) P= ,000	-,6155 (101) P= ,000	1,0000 (101) P= ,	,0098 (101) P= ,922
PRECIP	-,3215 (101) P= ,001	-,1815 (101) P= ,069	,2594 (101) P= ,009	,0098 (101) P= ,922	1,0000 (101) P= ,

--- PARTIAL CORRELATION COEFFICIENTS ---

Controlling for.. TEMP AIR

	SSMI	MODEL	HUMID
SSMI	1,0000 (0) P= ,	,7257 (98) P= ,000	-,4334 (98) P= ,000
MODEL	,7257 (98) P= ,000	1,0000 (0) P= ,	-,5572 (98) P= ,000
HUMID	-,4334 (98) P= ,000	-,5572 (98) P= ,000	1,0000 (0) P= ,

En premier lieu, les résultats de ces corrélations montrent que la température de brillance issue du capteur SSM/I est fortement corrélée à la température de l'air (coefficient compris entre 0.7 et 0.8), ce qui est tout à fait normal en raison des équations utilisées dans le modèle. La température de brillance modélisée l'est également, les coefficients variant de 0.8 à 0.9. En second lieu, le modèle semble produire d'assez bons résultats puisque les coefficients de corrélation entre la température SSM/I et la température modélisée sont très proches de 0.90. Seule la placette 1 (eau libre) présente une corrélation légèrement inférieure ; Ceci s'explique par le fait que les surfaces d'eau libre utilisées dans notre modèle restent statiques, ce qui n'est pas vraiment la réalité du terrain. Ensuite, il existe une corrélation négative entre l'humidité du sol et la température de l'air ; ceci était prévisible, puisque quand la température augmente, l'humidité du sol a tendance à diminuer. Pour cette raison, afin de mieux voir l'influence de l'humidité du sol, il vaut mieux utiliser les coefficients de corrélation partiels, contrôlée par la température de l'air. Au vu des résultats, on vérifie tout d'abord que l'humidité du sol est bien corrélée négativement à la température de brillance ; en effet, plus le sol est humide, plus l'émissivité de celui-ci est faible et plus la température de brillance captée par le capteur SSM/I est froide. Ensuite, on constate que l'humidité du sol a une plus grande influence sur notre modèle que sur la température de brillance SSM/I. Par exemple, le coefficient de corrélation entre l'humidité et la température de brillance modélisée est de -0.56 alors qu'il n'est que de -0.13 entre l'humidité et la température SSM/I, pour la placette 2. Ceci s'explique facilement par le fait que le modèle développé est une simplification de la réalité.

Concernant chacune des placettes en particulier, la corrélation entre l'humidité du sol et la température de brillance SSM/I est quasi nulle pour les placettes 1 et 2. Les résultats de la placette 1 s'expliquent en grande partie par le fait que l'eau se trouve à la surface et que l'humidité du sol fournie par WATCLASS n'est pas forcément très correcte dans ces régions de marais et d'étendues d'eau. Pour la placette 2, on peut expliquer cela par une végétation trop importante, qui couvre le sol et qui rend alors négligeable l'influence

de l'humidité du sol sur la température de brillance. En revanche, la placette 3 (classe 'dry forest') présente une très bonne corrélation avec un coefficient de -0.50 pour la température de brillance SSM/I et de -0.74 pour la température de brillance modélisée ; ceci est présenté à la **figure 39**, où chaque point représente un jour (moyenne des 100 pixels). La placette 5 présente également une corrélation entre les deux paramètres non négligeable.

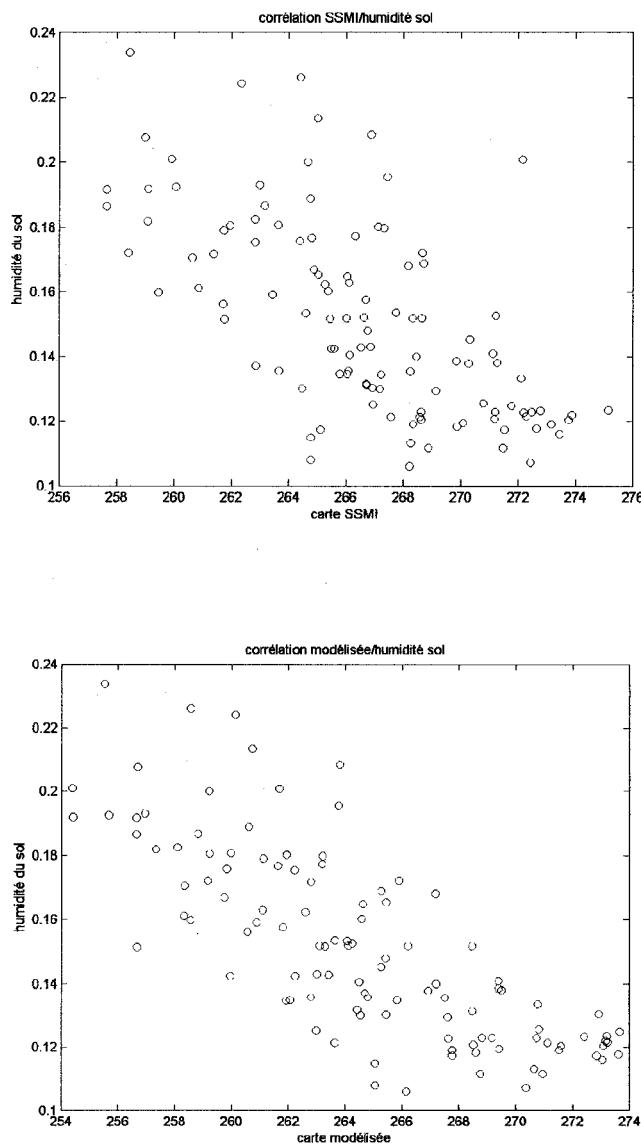


Figure 39 Graphiques de corrélation de l'humidité du sol avec la température de brillance SSM/I et modélisée respectivement (placette 3)

Les six graphiques suivants (figures 40 à 45) donnent une comparaison des variations de la température de brillance SSM/I, modélisée, et de l'humidité du sol issue de WATCLASS. Une quatrième courbe permet de voir les différences entre la température SSM/I et celle modélisée. Les cinq premiers graphiques représentent chacun les 5 placettes et le dernier concerne l'ensemble du bassin du Mackenzie.

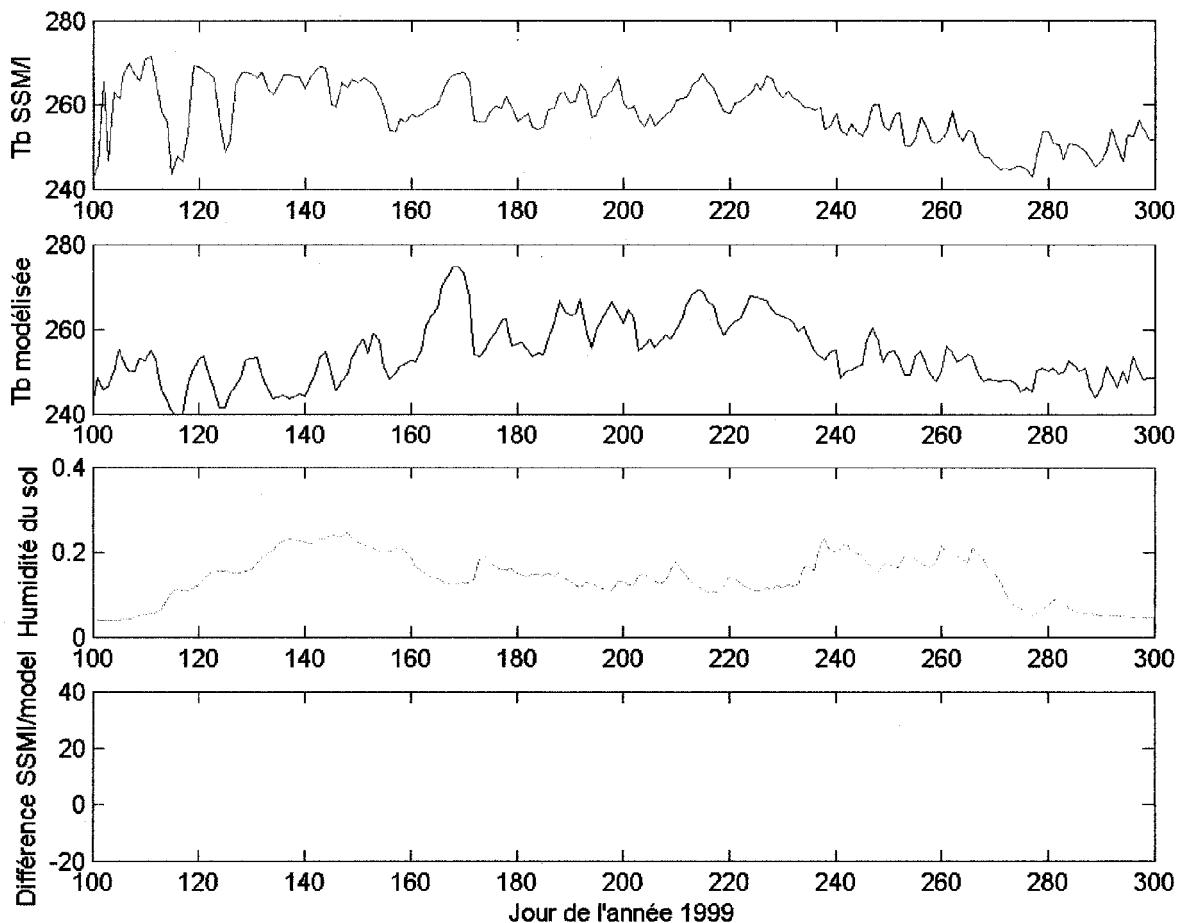


Figure 40 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 1 (eau libre), à 19 GHz et à la polarisation V

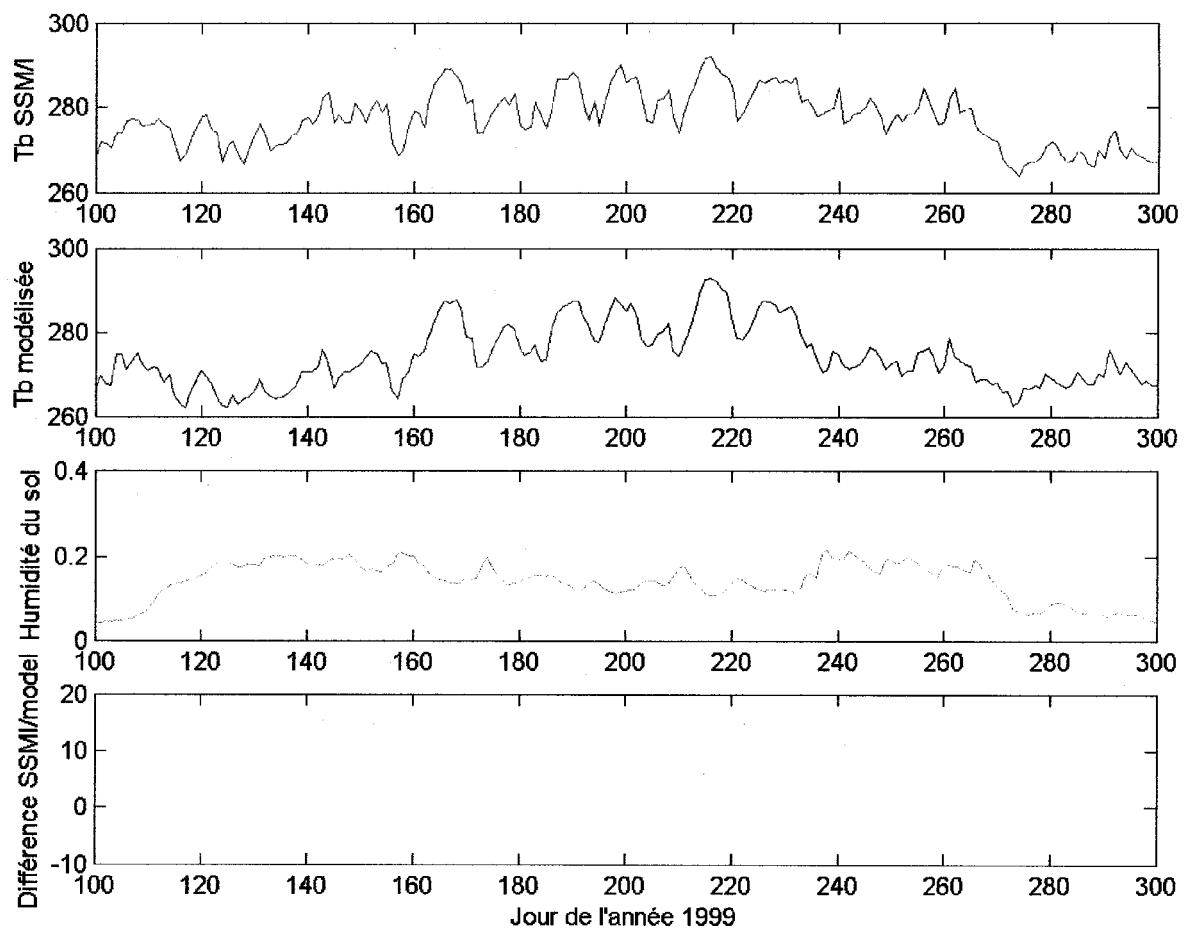


Figure 41 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 2 ('wet forest') à 19 GHz et à la polarisation V

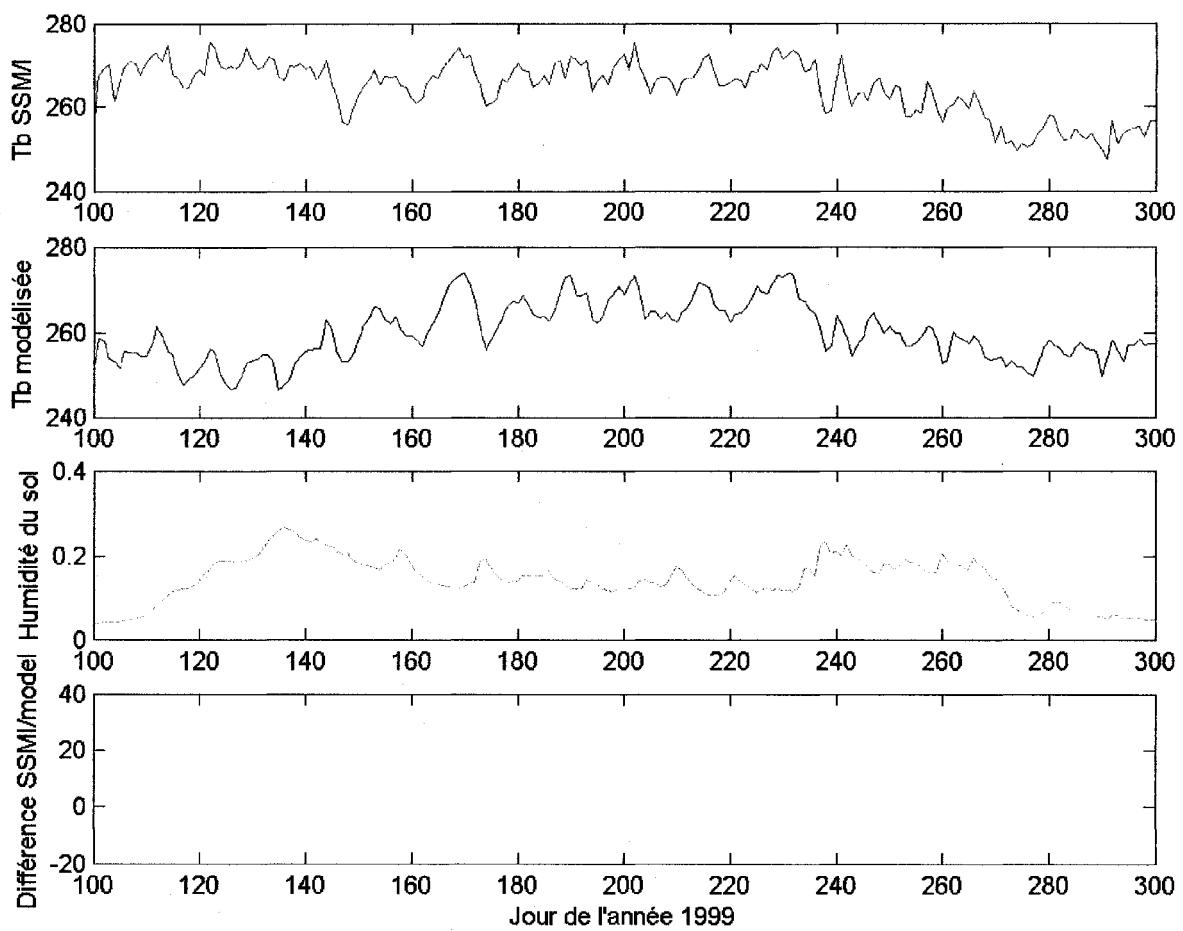


Figure 42 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 3 ('dry forest'), à 19 GHz et à la polarisation V

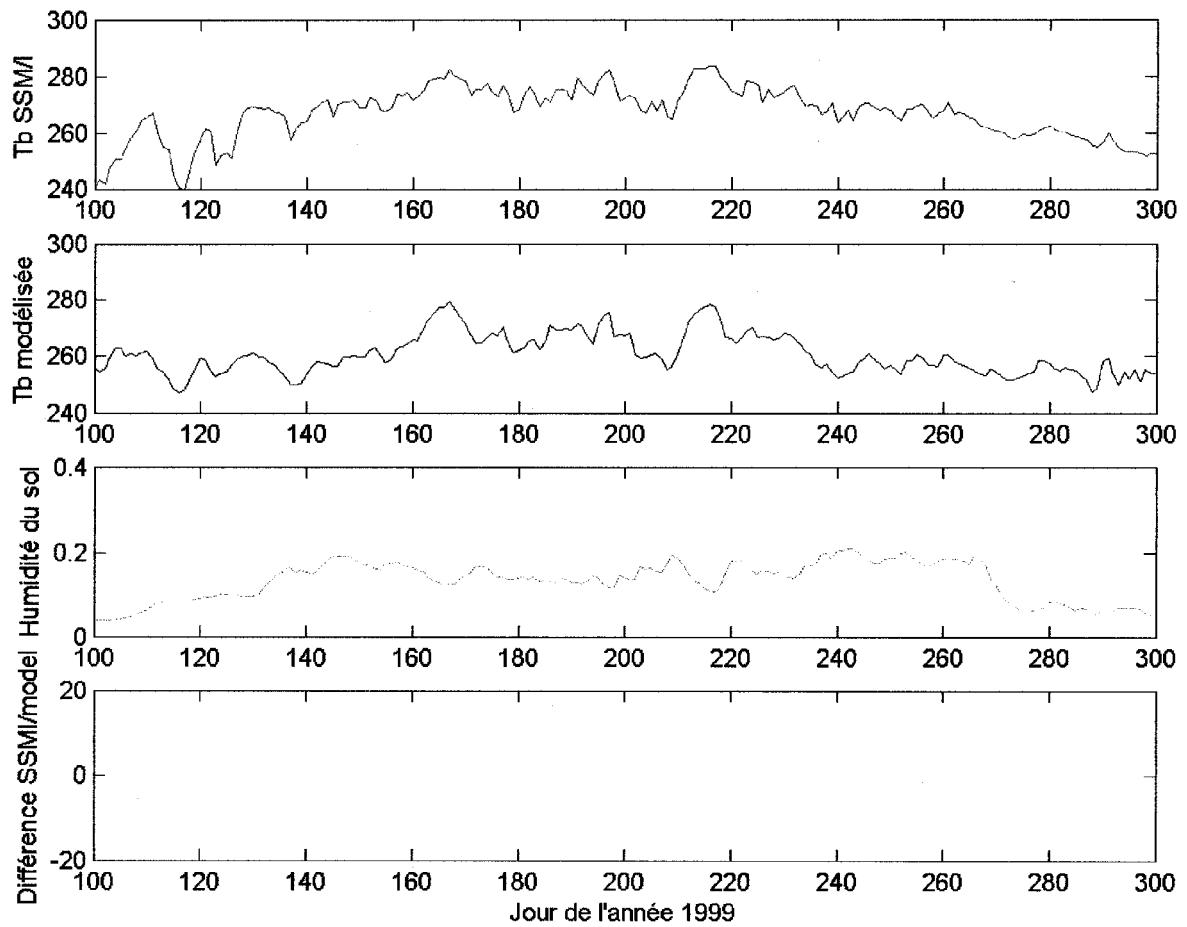


Figure 43 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 4 (sol nu), à 19 GHz et à la polarisation V

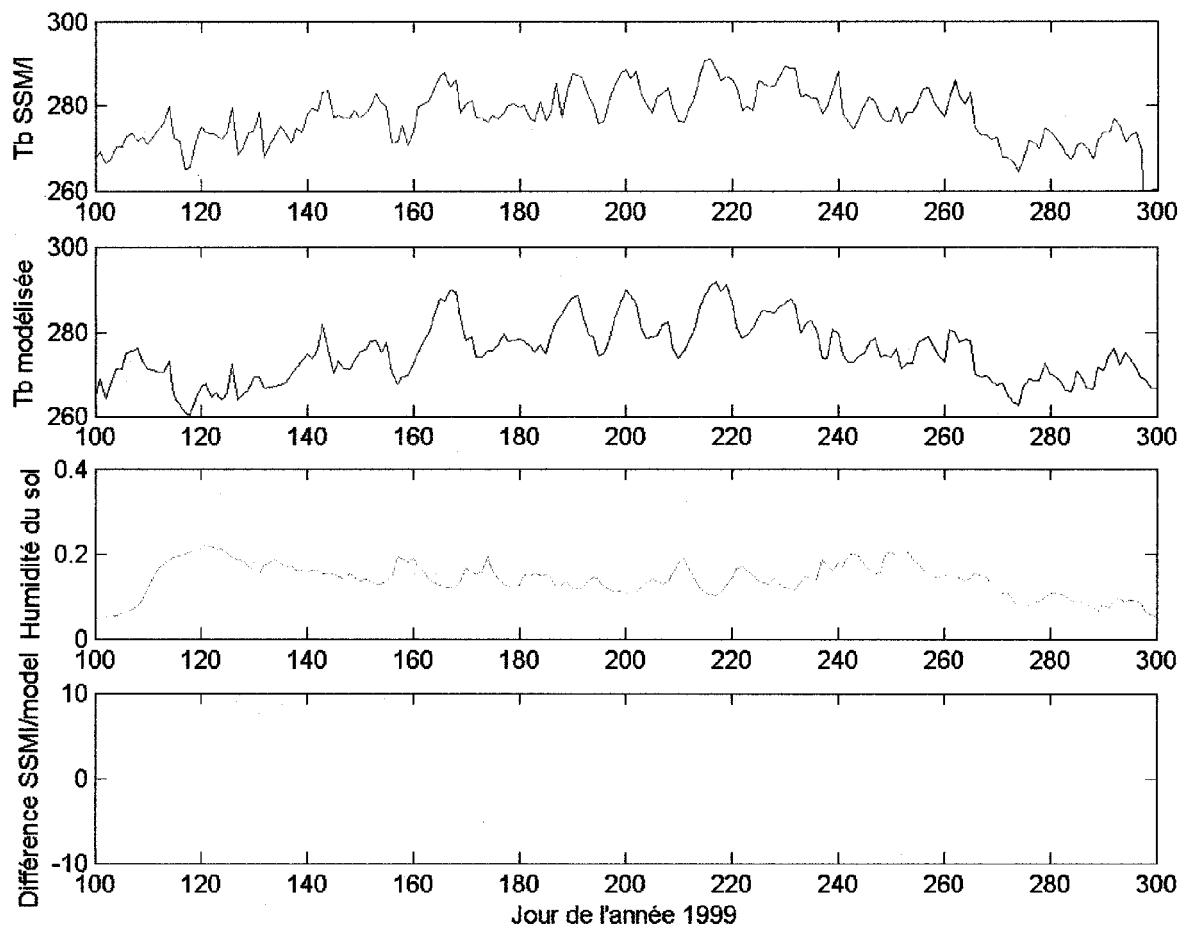


Figure 44 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour la placette 5 (sol agricole), à 19 GHz et à la polarisation V

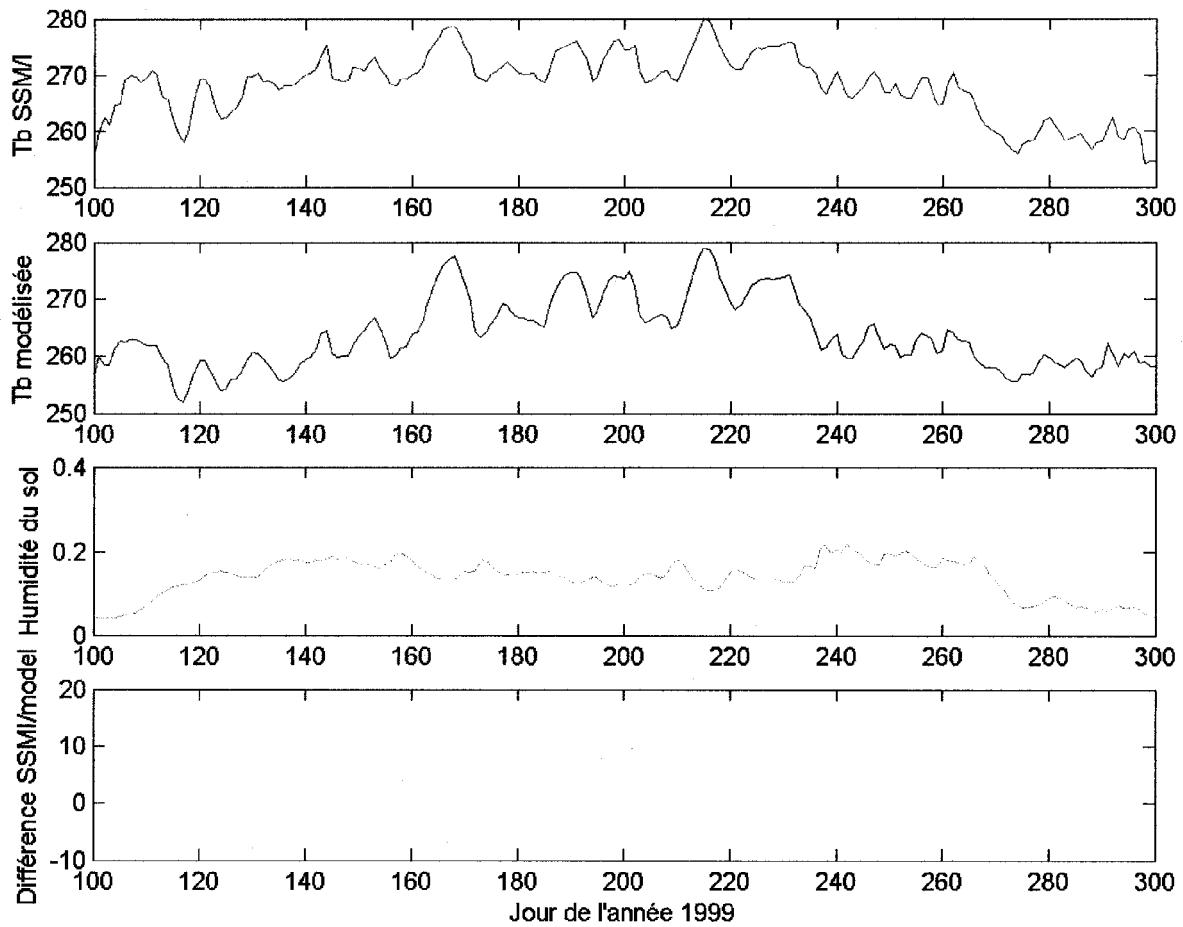


Figure 45 Variation des températures de brillance, de l'humidité du sol et de la différence entre les deux températures, pour l'ensemble du bassin, à 19 GHz et à la polarisation V

Comme le montraient les tableaux de corrélation (tableaux II à VI), on peut voir à partir de ces graphiques (**figures 40 à 45**) que les modélisations pour les placettes 2, 3 et 5 sont relativement correctes. En revanche, la placette sol nu (figure 40), prise dans la région montagneuse de l'ouest affiche des résultats très moyens puisque la température modélisée est trop froide de plus de 10°C. La modélisation présente de bons résultats pour la période du jour 150 à 250 environ, soit environ de début juin à mi septembre, ce qui correspond à la période sans neige ou glace sur le bassin.

5.4 Modélisation des surfaces d'eau libre

Pour les placettes 1 et 3, les données WATCLASS sur l'occupation du sol fournissent des fractions d'eau libre significatives, respectivement de 0.185 et 0.156. De plus, la modélisation de la température de brillance est assez bonne pour ces deux placettes, des jours 150 à 250 de l'année 1999. Pour cette raison, il a été choisi de modéliser la fraction d'eau libre, sur ces deux placettes, afin de visualiser une éventuelle variation de celle-ci au cours du temps.

Pour ce faire, une valeur nulle pour la fraction en eau libre a été attribuée en premier lieu dans le modèle de simulation de température de brillance. Après avoir modélisé la température de brillance, cette dernière est comparée à la température SSM/I, et tant que la différence entre les deux températures est supérieure à 1°, la fraction d'eau libre est augmentée et une nouvelle température est calculée. Ce processus d'itération a donné les graphiques des **figures 46 à 49**.

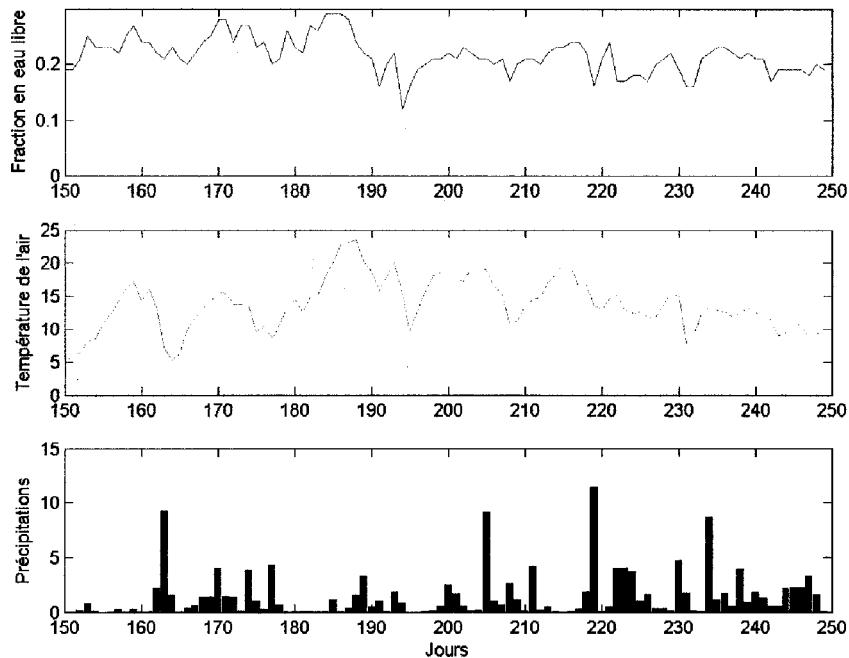


Figure 46 Fraction en eau libre, température et précipitations pour la placette 1 en 1998

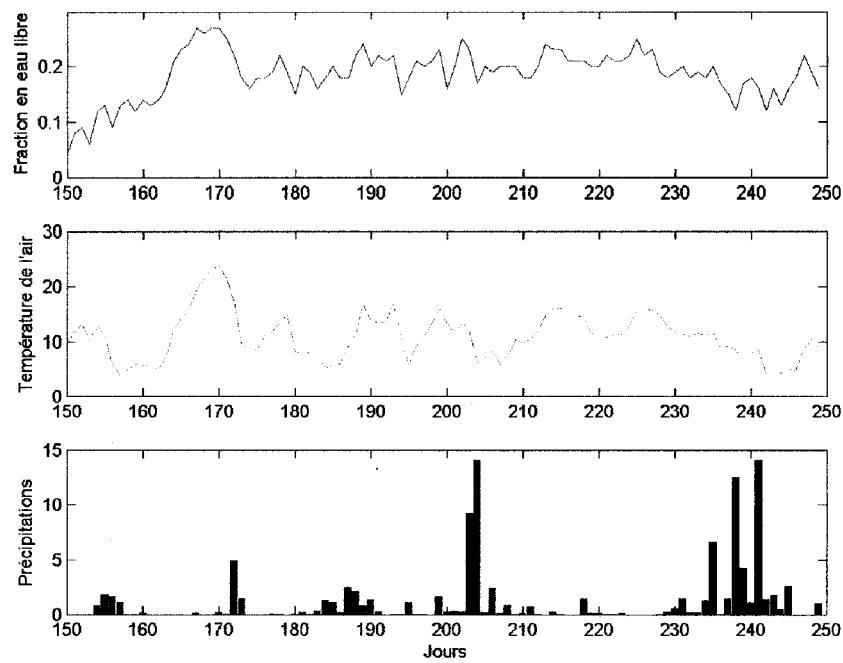


Figure 47. Fraction en eau libre, température et précipitations pour la placette 1 en 1999

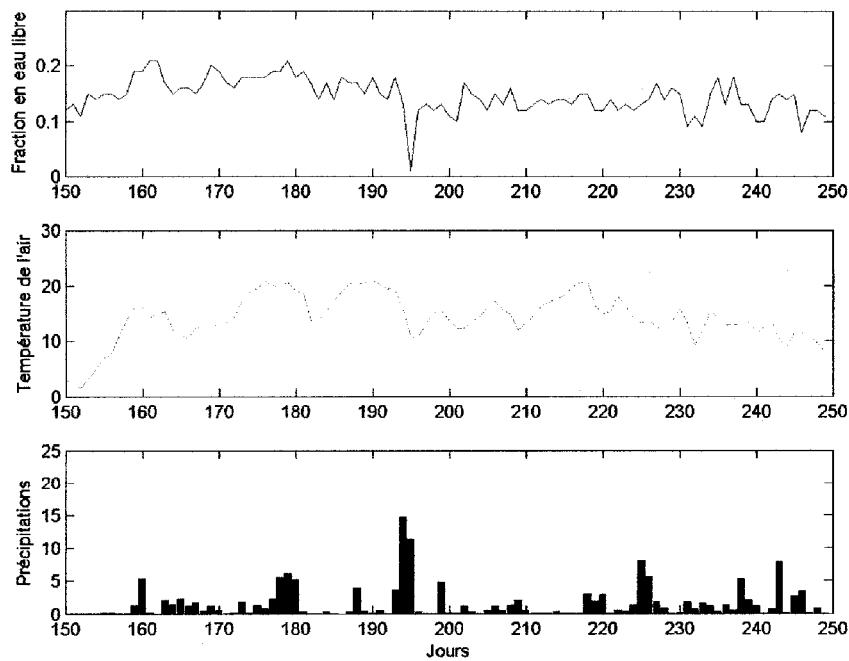


Figure 48 Fraction en eau libre, température et précipitations pour la placette 3 en 1998

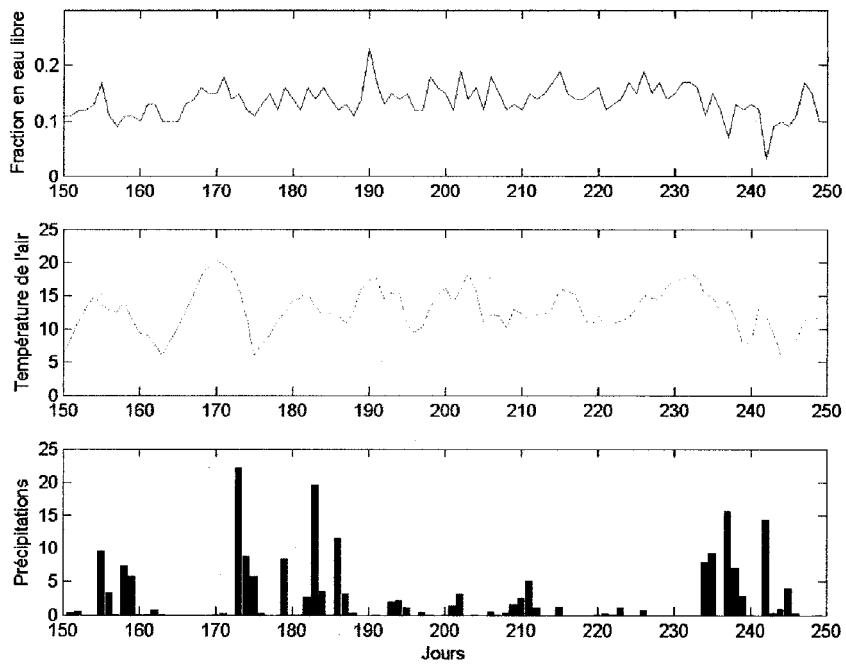


Figure 49 Fraction en eau libre, température et précipitations pour la placette 3 en 1999

Tout d'abord, les résultats obtenus à l'aide de la modélisation correspondent bien aux valeurs de fraction de plans d'eau fournies dans les données de WATCLASS. En effet, pour la placette 1, la moyenne de fraction d'eau libre obtenue avec la modélisation sur les 100 jours étudiés est de 0.216 en 1998 et de 0.186 en 1999, ce qui est très proche de la valeur de 0.185 utilisée dans WATCLASS. Pour la placette 3, elle est de 0.146 et 0.137 en 1998 et 1999 respectivement (0.156 utilisée dans WATCLASS).

Concernant les résultats, les variations sont assez différentes entre les deux années : la fraction en eau libre est beaucoup plus variable sur l'année 1999 que sur l'année 1998. Sur l'année 1998, il y a une légère décroissance à partir du jour 180, alors que sur l'année 1999, il n'a pas de réelle tendance.

Également, contrairement à ce qui aurait pu être prévisible, on voit difficilement l'influence des précipitations sur la fraction en eau libre. Pour l'année 1999, la fraction en eau libre semble plutôt être corrélée sur la température de l'air. Ceci s'observe

notamment pour la placette 1 au jour 165. Une forte hausse de température est corrélée avec une importante augmentation de la fraction en eau libre. Ceci peut être dû à la fonte des neiges et des glaces lors du réchauffement printanier, ce qui entraîne alors une hausse importante du niveau des lacs alimentés par le Mackenzie et toutes les grandes rivières, ayant alors pour effet d'augmenter les surfaces des plans d'eau aux abords de ceux-ci. En revanche, la corrélation existante entre les deux paramètres précédents est difficilement explicable d'un point de vue physique pour les mois de juillet et août. En effet, une hausse de la température devrait plutôt s'accompagner d'une augmentation de l'évapotranspiration, et donc d'une diminution des surfaces d'eau libre. Or, le contraire est observé. Ceci pourrait donc s'expliquer par une trop grande corrélation de la température de brillance modélisée sur la température de l'air, ce qui résulterait en une température de brillance trop chaude par rapport à celle donnée par le capteur SSM/I ; le modèle corrigerait alors cette imperfection en ajoutant de l'eau libre, qui a pour effet de diminuer la température de brillance. Également, de meilleurs résultats seraient certainement obtenus en utilisant la température de l'air au sol ou dans la végétation.

Toutes ces imperfections peuvent également être dues à l'humidité du sol de WATCLASS prise en compte dans le modèle. En effet, celle-ci n'est pas forcément totalement fiable et peut donc expliquer en partie ces résultats peu satisfaisants.

Une autre méthode pour déterminer la fraction en eau libre a été développée par Fily et al. (2002) et a été présentée dans le chapitre précédent. Les deux graphiques suivants (**figures 50 et 51**) montrent l'évolution de cet indice FWS (Fraction Water Surface) pour l'ensemble du bassin, sur les deux années étudiées. Il est à noter que cet indice prend à la fois en compte les surfaces d'eau libre et l'humidité du sol de la première couche. Néanmoins, celui-ci représente en grande partie la région Nord-Est du bassin, aux alentours des Grands Lacs. C'est en effet certainement cette partie du bassin qui est la majeure zone de stockage en eau du bassin Mackenzie, stockage dont on essaie d'évaluer l'évolution.

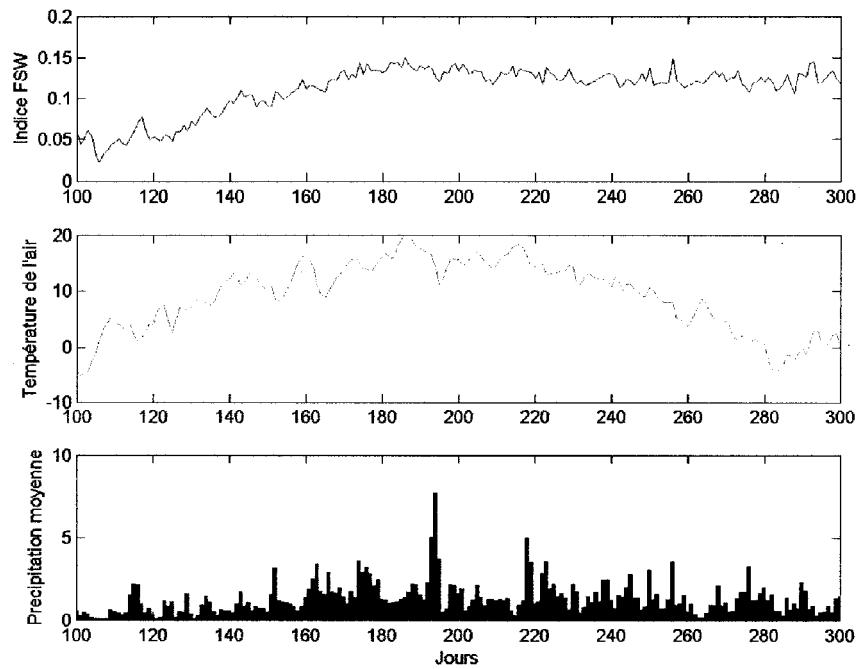


Figure 50 Variation de l'indice FWS pour l'année 1998 sur l'ensemble du bassin

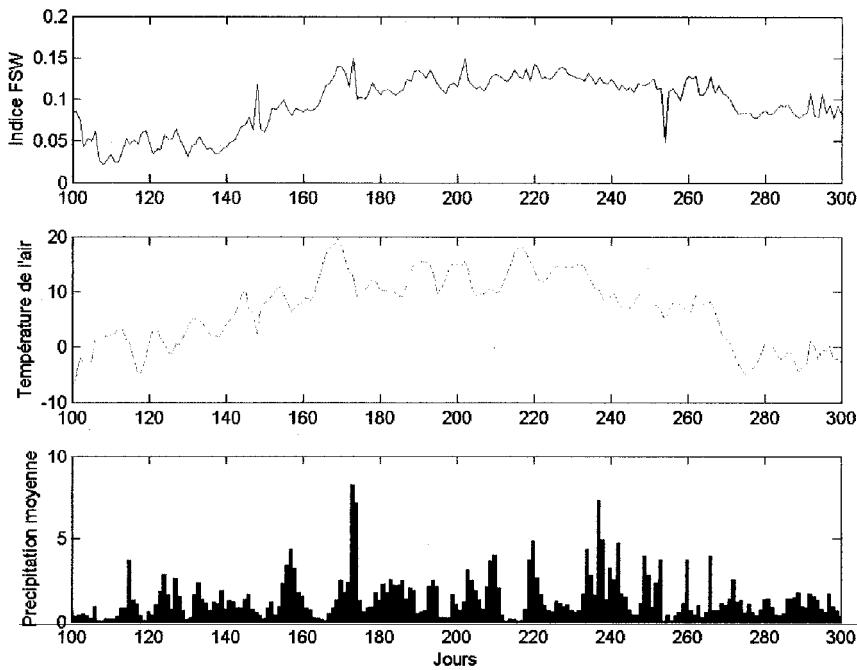


Figure 51 Variation de l'indice FWS pour l'année 1999 sur l'ensemble du bassin

Ces deux graphiques (**figures 50 et 51**) montrent que la surface d'eau libre (ou indice FWS) augmente de avril (jour 100) à fin juin (jour 180), pour atteindre 13 à 14% du territoire. Cette période correspond à la période de fonte des neiges et au réchauffement du bassin. A partir de début juillet, ce pourcentage diminue progressivement, pour n'atteindre plus que 10% fin septembre (dans le cas de l'année 1999). Ceci est dû en grande partie aux températures chaudes de l'été, qui entraînent une augmentation du phénomène d'évapotranspiration, ainsi qu'à l'assèchement progressif des marais et tourbières, alimentés fortement lors de la période de fonte des neiges. Ce comportement est quasiment similaire entre les deux années, ce qui est assez encourageant pour la modélisation.

En revanche, on ne peut pas vraiment noter un comportement différent entre les deux années 1998 et 1999. On observe des fluctuations plus marquées pour l'année 1999, mais comme cela a été dit précédemment, ceci est certainement dû à une trop grande influence de la température de l'air dans la modélisation de la température de brillance (utilisée elle-même dans la modélisation de l'indice FWS). En effet, la pointe observée au jour 170 correspond bien à une forte hausse de la température de l'air. Néanmoins, en faisant la moyenne de l'indice FWS, on trouve une valeur de 11% pour l'année 1998 et de plus de 9.5% pour l'année 1999. À titre de comparaison, la valeur donnée par les fichiers de données WATCLASS est de 8.5% ; cette valeur ne prend cependant pas en compte l'humidité du sol, ce qui est le cas pour l'indice FWS. Cette nette diminution du pourcentage de surface en eau libre indique donc qu'il y a une diminution du stockage en eau sur le bassin entre ces deux années. Ceci peut être rapproché aux résultats du bilan de masse fait dans la partie précédente, qui montrait une perte de 22 mm d'eau entre septembre 1998 et septembre 1999. Ces résultats renforcent également la crédibilité de la modélisation par WATCLASS. Les variations de l'humidité du sol et des surfaces d'eau libre, deux paramètres directement reliés, montrent donc qu'il y a une perte d'eau au sein du bassin Mackenzie entre les deux années 1998 et 1999. Cette tendance ne pourrait être confirmée que par l'étude d'une période plus étendue.

CHAPITRE 6

DISCUSSIONS ET RECOMMANDATIONS

6.1 Modélisation de WATCLASS

D'une manière générale, on peut dire que le modèle hydrologique WATCLASS donne des résultats assez médiocres sur le bassin de la rivière Mackenzie. En effet, cela a déjà été précisé dans le chapitre 4, la modélisation des débits des différentes rivières n'est pas très bonne, en particulier concernant les rivières Mackenzie et Athabasca. La modélisation des débits des rivières étant l'un des premiers paramètres utilisés pour la calibration d'un modèle hydrologique, on peut donc douter de la fiabilité des données d'humidité du sol fournies par le modèle. Même si les valeurs d'humidité de sol semblent être du bon ordre de grandeur, il apparaît étrange, par exemple, que l'évolution de la teneur en eau du sol soit la même pour tous les bassins, qui subissent pourtant chacun un climat différent.

Cette modélisation des processus hydrologiques du bassin Mackenzie par WATCLASS, somme toute assez moyenne, peut toutefois s'expliquer en raison de nombreuses approximations.

Tout d'abord, le bassin Mackenzie, d'une superficie de plus de 1,8 million de km², couvre des régions climatiques très différentes et donc est recouvert par des types de végétation et de sols très différents. Or, WATCLASS ne prend en compte que 6 différentes classes d'occupation de sols (surface agricole, sol nu, eau, zones urbaines, forêt ‘sèche’ et forêt ‘humide’), pour lesquelles les paramètres sont considérés constants. Le nombre de classe est donc potentiellement trop faible pour un bassin aussi vaste et aussi hétérogène que celui du Mackenzie. Par ailleurs, certains paramètres, comme la porosité du sol, sont considérés constants sur l'ensemble du bassin. De plus, les valeurs

des constantes hydrologiques pour chacune des classes, ont été reprises de l'étude BOREAS, ce qui ne correspond pas exactement au cas du bassin Mackenzie.

Également, les valeurs de température de l'air, de vent, de pression, ..., utilisées par WATCLASS, sont elles-mêmes des variables produites par des modèles climatiques (seules quelques stations météorologiques sur l'ensemble du bassin viennent confirmer ces données). Il y a donc là encore des approximations, qui peuvent résulter en des erreurs assez importantes.

Néanmoins, on peut considérer ces valeurs d'humidité de sol comme une première estimation de la teneur en eau du sol, qui peut nous donner une idée des fluctuations de l'humidité du sol en fonction du temps sur le bassin de la rivière Mackenzie.

6.2 Modélisation de la température de brillance et extraction d'un indice d'eau libre

Le modèle de température de brillance donne des résultats assez bons dans l'ensemble, même si certaines zones du bassin (zone montagneuse de la côte Ouest du bassin par exemple) sont un peu moins bien modélisées. Également, seule la période estivale a été traitée, de manière à ne pas prendre en compte les effets de la glace et de la neige.

Toutefois, quelques écarts sont observés avec la température de brillance issue du capteur SSM/I. Ceux-ci peuvent s'expliquer par les approximations et simplifications inhérentes au modèle. On peut expliquer ce manque de fiabilité du modèle par plusieurs raisons :

- Le nombre de classes prises en compte est insuffisant par rapport à la grandeur et à l'hétérogénéité du bassin. De plus, les classes utilisées sont données par les données de WATCLASS, qui ne sont pas forcément fiables à 100%.

- Les données utilisées sont parfois erronées : ainsi, on utilise pour la modélisation la température de l'air alors qu'il serait plus juste d'utiliser celle du sol. La température du sol, qui peut nous être fournie par les modélisations de WATCLASS n'a pas été utilisée, car elle nous donnait des résultats nettement moins bons qu'avec celle de l'air. Également, la température de l'air est issue de modèles climatiques, calibrés à l'aide des rares stations météorologiques présentes sur le bassin, et est donc sujette à des erreurs.
- Les équations utilisées pour modéliser les effets de la végétation sont fortement simplifiées. Cependant, au vu de la grandeur du bassin et du manque de données sur la végétation, il aurait été difficile d'établir un modèle plus élaboré.
- La reprojection des cartes SSM/I entraîne forcément une perte de précision, ce qui peut alors entraîner de petites erreurs, qui peuvent néanmoins avoir des répercussions sur la calibration du modèle.

La modélisation des surfaces d'eau libre et de l'humidité du sol est basée sur la modélisation de la température de brillance. Par conséquent, les imperfections de cette dernière se répercutent sur la modélisation des surfaces d'eau libre. Également, la corrélation entre l'humidité du sol et la température de brillance n'est pas toujours évidente pour certaines zones du bassin, en particulier dans les zones de fort relief et de végétation dense. Dans ce cas là, le modèle d'extraction de l'humidité du sol est peu performant. Il est alors plus intéressant d'extraire les surfaces d'eau libre. En effet, celles-ci ont une influence plus importante que l'humidité du sol sur la température de brillance. De plus, cet aspect est important à prendre en compte pour évaluer le stockage en eau dans le bassin.

Il est à noter que les modélisations présentées dans ce chapitre ont toutes été faites à 19 GHz et en polarisation verticale. La polarisation horizontale a également été utilisée et

présente des résultats très similaires. Pour des raisons pratiques, ces résultats n'ont pas été présentés dans ce rapport.

Les résultats obtenus, qui ne sont pas totalement fiable en raison des nombreuses imprécisions et erreurs présentées précédemment, dégagent néanmoins une tendance concernant le stockage en eau sur le bassin Mackenzie. Nos deux modèles montrent une diminution du stockage en eau entre les années 1998 et 1999. En effet, le bilan hydrique entre ces deux années est négatif et montre une perte de la teneur en eau dans le sol (section 4.2.2). Également, le pourcentage d'eau libre diminue entre les deux années, ce qui démontre bien une diminution du stockage en eau sous forme de lacs et surfaces d'eau libre (section 5.4).

Ces deux résultats, qui montrent une même tendance sur l'évolution du stockage en eau, montrent donc le potentiel important de la télédétection pour évaluer le stockage en eau dans le sol. Néanmoins, cette étude n'a été réalisée que sur une période de deux années, ce qui est insuffisant pour tracer un portrait définitif de l'évolution de la réserve hydrique sur le bassin de la rivière Mackenzie. Il faudrait donc réaliser cette étude sur une dizaine d'années. Pour cela, un grand nombre de données climatologiques seraient nécessaires, ce qui est difficile et coûteux à obtenir sur un bassin d'une telle ampleur. Des recherches sont actuellement faites sur ce même bassin et utilisent une approche différente de celle utilisée dans ce projet. Il s'agit d'utiliser conjointement les températures de brillance données par les trois bandes du capteur SSM/I (19, 37 et 85 GHz) et la température de l'air, pour produire un indice de l'humidité du sol ou BWI (Basin Wetness Index) (Temimi et al., 2003). Cette approche qui n'utilise pas d'autres variables climatologiques et pas de données précises sur la topographie et la végétation ne fournit cependant que des informations sur l'eau de surface. Une utilisation plus importante des différentes bandes du capteur pourrait donc être une approche à développer pour améliorer le modèle développé dans ce rapport.

CONCLUSION

La présente étude s'inscrit dans le cadre du projet MAGS qui est la contribution canadienne au projet international GEWEX. Celui-ci a pour but de mieux comprendre l'évolution des systèmes climatologiques et hydrologiques à l'échelle planétaire. Le projet MAGS est une étude du bassin de la rivière Mackenzie, bassin très vaste du Nord-Ouest canadien. Le but de cette étude est de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin et, en particulier, d'étudier les variations interannuelles de stockage en eau au sein de ce bassin. Pour cela, il est nécessaire de déterminer les ressources en eau dans le sol et donc de connaître l'humidité du sol sur l'ensemble du bassin. Celle-ci peut être estimée à l'aide de deux outils: un modèle hydrologique ou l'utilisation de la télédétection. La deuxième méthode, couplée en partie à la première, est l'objet de cette étude.

Ce rapport a donc traité plus en particulier le lien entre les données de télédétection et les eaux de surface. Un modèle de transfert radiatif, permettant de simuler la température de brillance captée par la plate-forme SSM/I, a été développé plus en particulier. Ce modèle a par la suite été utilisé pour extraire les fractions de surface d'eau libre et pour simuler l'indice FWS développé par Fily et al. (2002) et représentant les surfaces d'eau libre et l'humidité du sol.

Pour la mise en place du modèle radiatif, l'humidité du sol fournie par le modèle hydrologique WATCLASS a été utilisée, durant les deux années 1998 et 1999. Sa calibration s'est faite par comparaison des cartes de températures de brillance simulées avec celle obtenues par le capteur SSM/I.

Une fois calibré, ce modèle radiatif a permis de mettre en valeur l'influence de la végétation, de l'atmosphère et surtout des eaux de surface, incluant l'humidité du sol, sur la température de brillance. Le modèle développé a fourni des résultats corrects sur

l'ensemble du bassin. Par contre, dans les régions montagneuses et dans les régions des grands Lacs, où l'on retrouve d'importantes fluctuations des surfaces d'eau libre, il a été plus difficile de trouver une bonne calibration du modèle. Également, le manque de données de terrain, en particulier sur la végétation et sur les différents types de sol au sein du bassin du Mackenzie, a engendré une nécessité de simplification du modèle développé. Cette simplification a forcément entraîné des imprécisions. De plus, issues de modèle climatologiques, les données de température et de précipitations peuvent comporter des erreurs. Enfin, le logiciel WATCLASS n'est pas non plus très précis, au vu des modélisations médiocres des débits de certaines rivières du bassin.

Par ailleurs, les résultats obtenus par le modèle développé ont montré tout d'abord une bonne corrélation entre l'humidité du sol et la température de brillance. Cependant, bien qu'il existe un lien entre ces deux paramètres, il s'est avéré que la température de brillance est très sensible aux surfaces d'eau libre. Ces surfaces désignent en fait les marécages, les tourbières, les lacs, et tous les plans d'eau temporaires, qui se forment lors de la fonte des neiges ou lors de précipitations importantes. C'est d'après ce constat que l'étude s'est particulièrement portée sur cet aspect, d'autant plus que l'humidité du sol et les surfaces d'eau libre sont reliées et que l'évaluation du stockage en eau du bassin doit comprendre ces volumes d'eau. Il a alors été utilisé l'approche de Fily et al. (2002) pour extraire les fractions de sol couvert par l'eau libre.

Malgré les imperfections du modèle, les résultats obtenus concernant l'évolution des fractions de surface d'eau libre, donnent une idée des variations du stockage en eau sur le bassin de la rivière Mackenzie. En effet, les variations de l'indice FWS ont montré une perte en eau sur l'ensemble du bassin entre les deux années 1998 et 1999, perte qui est également confirmée par le modèle hydrologique WATCLASS.

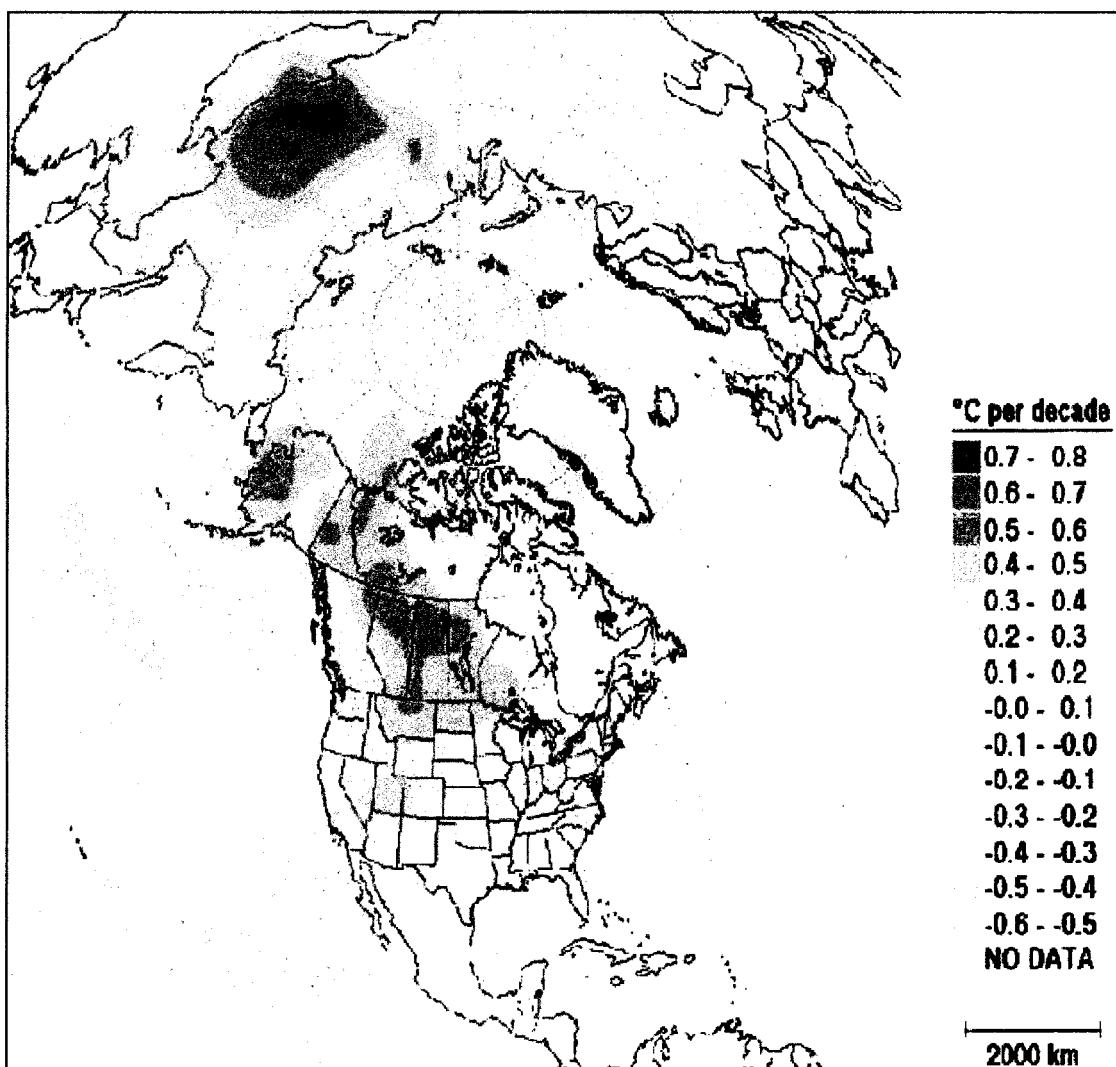
Ainsi, les résultats présentés dans cette étude permettent d'énoncer certaines conclusions et recommandations. Tout d'abord, au vu de la sensibilité non négligeable de la

température de brillance vis-à-vis de la teneur en eau du sol, la télédétection semble être une méthode efficace pour évaluer ce paramètre. Ensuite, les résultats obtenus dans cette étude donnent un ordre d'idée de l'évolution du stockage en eau sur le bassin mais des recherches plus approfondies devront être poursuivies pour avoir des résultats plus précis. Également, cette étude ne s'est faite que pour les mois d'été pour des raisons de simplification du modèle. En effet, la glace et la neige ont des impacts importants sur la température de brillance, qu'il faut prendre en compte pour pouvoir extraire la teneur en eau du sol en période hivernale. Ainsi, une prise en compte de ces paramètres serait nécessaire par la suite.

En conclusion, l'approche, qui utilise un modèle de transfert radiatif pour extraire les fractions de surface d'eau libre et calculer l'indice FWS, donne des résultats prometteurs pour évaluer les variations de l'eau de surface au sein du bassin Mackenzie. Le modèle radiatif pourrait être amélioré afin de fournir des résultats plus précis. Entre autre, dans cette étude, les différents canaux et fréquences des données de télédétection n'ont pas été utilisés simultanément. Cette approche pourrait être explorée en vue d'améliorer le modèle développé dans ce projet.

ANNEXE 1

Carte du réchauffement global de la planète (Higuchi et Shabbar, 1998)



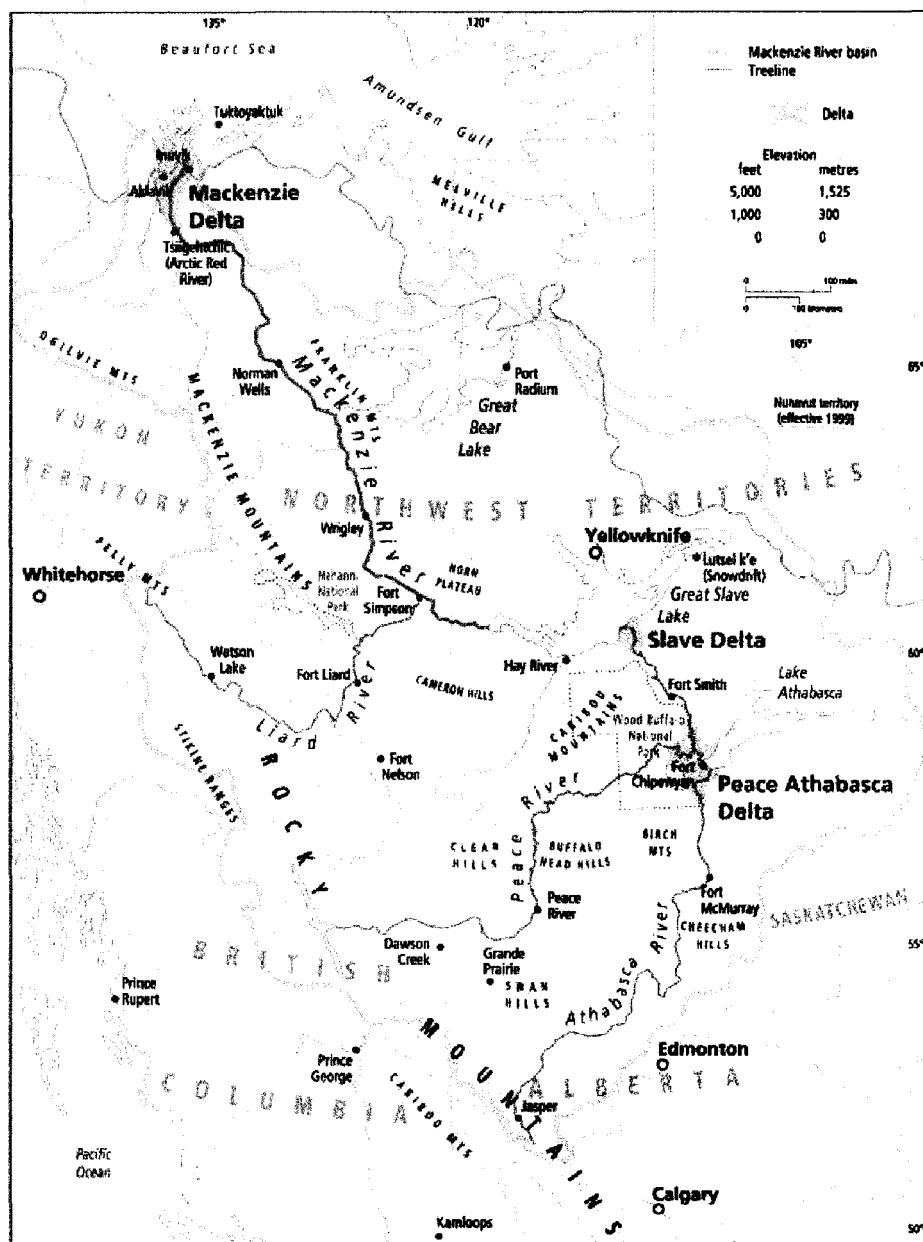
ANNEXE 2

Localisation du bassin Mackenzie



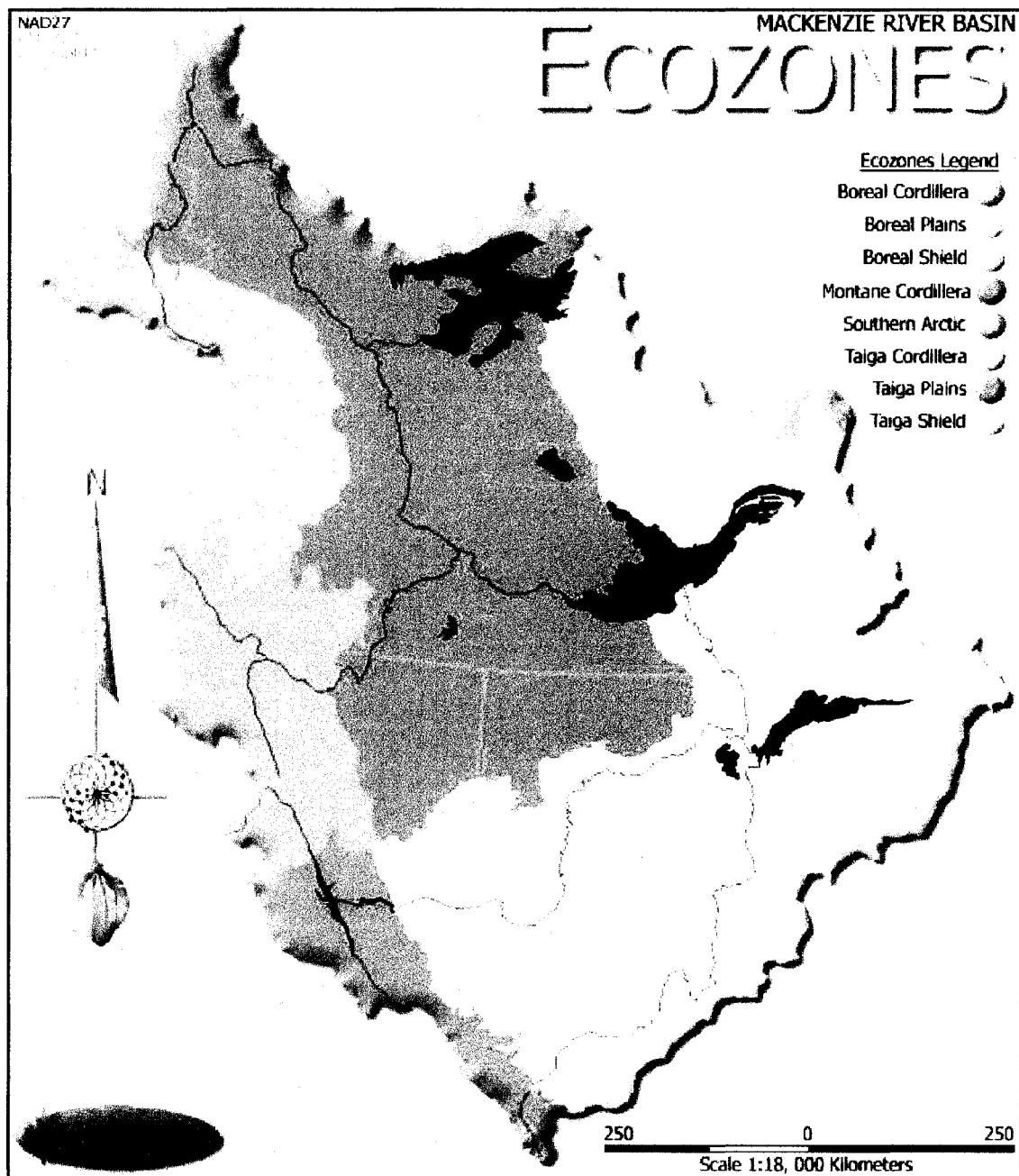
ANNEXE 3

Carte détaillée du bassin de la rivière Mackenzie (Cohen, 1997)



ANNEXE 4

Écosystèmes du bassin de la rivière Mackenzie



BIBLIOGRAPHIE

- ASCE. (1996). *Hydrology handbook, Second Edition*. New York: American Society of Civil Engineers.
- Bonn, F., & Rochon, G. (1992). *Précis de télédétection* (Vol. 2): Presse de l'université du Québec.
- Bouraoui, F., Vachaud, G., Haverkamp, R., & Normand, B. (1997). A distributed physical approach for surface-subsurface water transport modeling in agricultural watersheds. *Journal of Hydrology*, 203, 79-92.
- Calvet, J. C., Wigneron, J. P., Chanzy, A., & Haboudane, D. (1995). Retrieval of Surface Parameters from Microwave Radiometry over Open Canopies at High Frequencies. *Remote Sensing Environnement*, 53, 46-60.
- Choudhury, B. (1993). Reflectivities of Selected Land Surface Types at 19 and 37 GHz from SSM/I Observations. *Remote Sensing Environnement*, 46, 1-17.
- Choudhury, B., Schmugge, T. J., Chang, A., & Newton, R. W. (1979). Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *J. Geophys. Res.*
- Choudhury, B., Wang, J. R., Hsu, A. Y., & Chien, Y. L. (1990). Simulated and observed 37 GHz emission over Africa. *Int. J. Remote Sesing*, 11, 1837-1868.
- Clapp, R. B., & Hornberger, G. M. (1978). Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties. *Water Resour. Res.*, 14, 601-604.
- Cohen, S. J. (1997). *Mackenzie basin impact study: final report and summary of results*. Ontario: Atmospheric Environment Service, Environment Canada.
- Daugherty, R. L., Franzini, J. B., & Finnemore, E. J. (1985). *Fluid Mechanics with Engineering Applications 8th edition*. New York: Mc Graw-Hill.
- Dobson, M. C., Ulaby, F. T., Hallikainen, M., & El-Rayes, M. (1985). microwave Dielectric behaviour of Wet Soil - Part 2: Four component Dielectric Mixing Models. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, GE 23, 35-46.
- Du, Y., Ulaby, F. T., & Dobson, M. C. (2000). Sensivity to soil moisture by Active and Passive Microwave Sensors. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 38.

- Fily, M., Royer, A., Goita, K., & Prigent, C. (2002). A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub-arctic areas. *remote sensing of environment*, 85, 328-338.
- Higuchi, K., & Shabbar, A. (1998). Reply to: Comments on: 'The association between the BWA index and winter surface temperature variability over eastern Canada and west Greenland'. *International Journal of Climatology*, 18(8), 932-932.
- Hollinger, J. P., Peirce, J. L., & Poe, G. A. (1990). SSM/I Instrument Evaluation. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 28.
- Jackson, T. J. (1993). Measuring Surface Soil Moisture Using Passive Microwave Remote Sensing. *Hydrological processes*, 7, 139-152.
- Kong, J. A. (1990). *Electromagnetic Wave Theory*, 2nd end. New York: Wiley-Interscience.
- Kouwen, N. (2001). WATFLOOD/SPL9 Hydrological Model & Flood Forecasting System.
- Kouwen, N., Soulis, E. D., Pietrorino, A., Donald, J., & Harrington, R. A. (1993). Grouped Response Units for Distributed Hydrologic Modelling. *J. Water Resour. Planning Manage*, 119(3), 289-305.
- Lackmann, G. M., Gyakum, J. R., & Benoit, R. (1998). Moisture transport diagnosis of a wintertime precipitation event in the Mackenzie River basin. *Monthly Weather Review*, 126(3), 668-691.
- Lakshmi, V. (1996). *Use of Special Sensor Microwave Imager data for Soil Moisture Estimation*. Unpublished Ph.D, Princeton university, Princeton.
- Llamas, J. (1993). *Hydrologie générale, principe et application (2e Ed)*. Boucherville (Québec): G. Morin.
- Maidment, & David, R. (1993). *Handbook of Hydrology*. New York: McGraw-Hill.
- McCuen, R. H. (1998). *Hydrologic analysis and design (2nd Ed)*: Prentice Hall.
- Njoku, E. G., & Entekhabi, D. (1996). Passive microwave remote sensing of soil moisture. *Journal of hydrology*, 184, 101-129.
- Seglenieks, F., & Davison, B. (2001). *WATCLASS Users Guide*. Waterloo: University of Waterloo.

- Soulis, E. D., Snelgrove, K. R., Kouwen, N., Seglenieks, F., & Verseghy, D. L. (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*, 38(1), 251-269.
- Stewart, R. E., Leighton, H. G., Marsh, P., Moore, G. W. K., Ritchie, H., Rouse, W. R., Soulis, E. D., Strong, G. S., Crawford, R. W., & Kochtubajda, B. (1998). The Mackenzie Gewex study: the water and energy cycles of a major American river basin. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(12), 2665-2683.
- Temimi, M., Leconte, R., Brissette, F., & Toussaint, T. (2003). A dynamic estimate of a soil wetness index for the Mackenzie River basin from SSM/I measurements. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., & Fung, A. K. (1982). *Microwave Remote Sensing, active and passive, Vol. 2, Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory* (Vol. 2): Artech House, Inc.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., & Fung, A. K. (1986). *Microwave Remote Sensing; active and passive, Vol 3, from Theory to Applications* (Vol. 3): Artech House, Inc.
- Verseghy, D. L. (2000). The Canadian Land Surface Scheme (CLASS): Its history and future. *Atmosphere-Ocean*, 38(1), 1-13.
- Warren, V. J., & Lewis, G. L. (1996). *Introduction to Hydrology (4th Ed)*. New York: HarperCollins College Publishers.
- Wigneron, J. P., Schmugge, T., Chanzy, A., Calvet, J., & Kerr, Y. (1998). Use of passive microwave remote sensing to monitor soil moisture. *Agronomie*.

BIBLIONET

Eric Weisstein's World of Science. *World Of Physics, Fresnel Equations.*
<http://scienceworld.wolfram.com/physics/FresnelEquations.html> (consulté en mars 2003).

Mackenzie River Basin Board (MRBB). *Maps of the Mackenzie River basin.*
<http://www.mrbb.ca/maps.asp> (consulté en décembre 2002).

University of Connecticut. School of Engineering. *Faisal Hossein, Understanding the Major Issue of Soil Moisture Estimation at High Frequencies Channels Using SSM/I Data.*
<http://www.engr.uconn.edu/~faisal/research/SSMI.html> (consulté en mars 2003).

University of Saskatchewan. *Mackenzie Gewex Study (MAGS).*
http://www.usask.ca/geography/MAGS/index_e.htm (consulté en janvier 2003).

University of Waterloo. *Department of Civil Engineering, Waterloo Hydrology Lab.*
<http://www.civil.uwaterloo.ca/hydrology/Default.htm> (consulté de juillet 2002 à janvier 2003).

Université Libre de Bruxelles. Département de physique, Faculté des sciences, printemps des sciences 2002. *Le rayonnement du corps noir.*
<http://www.ulb.ac.be/infosciences/files/aff2002JagerDilawr.pdf> (consulté en février 2003).