

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

DÉFINITION DE LA TRANSMISSIVITÉ DU BASSIN DE LA RIVIÈRE
CHÂTEAUGUAY PAR MODÉLISATION INVERSE

NICOLAS BENOIT
DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLOME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES
(GÉNIE MINÉRAL)

Août 2005



Library and
Archives Canada

Bibliothèque et
Archives Canada

Published Heritage
Branch

Direction du
Patrimoine de l'édition

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file Votre référence

ISBN: 978-0-494-18127-0

Our file Notre référence

ISBN: 978-0-494-18127-0

NOTICE:

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

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

AVIS:

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

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

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

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

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

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


Canada

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé:

DÉFINITION DE LA TRANSMISSIVITÉ DU BASSIN DE LA RIVIÈRE
CHÂTEAUGUAY PAR MODÉLISATION INVERSE

présenté par: BENOIT Nicolas

en vue de l'obtention du diplôme de: Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de:

M. CHAPUIS Robert P., D.Sc.A., président

M. MARCOTTE Denis, Ph.D., membre et directeur de recherche

M. NASTEV Miroslav, Ph.D., membre et codirecteur de recherche

M. MOLSON John, Ph.D., membre

Au festival de Jazz de Montréal

Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier mon directeur de recherche Denis Marcotte pour son dévouement, son encadrement et sa grande générosité à mon égard. Les remarques, les suggestions et la rigueur de Denis ont permis de rendre ce travail plus complet et mieux adapté.

Je remercie tout aussi chaleureusement mon codirecteur Miroslav Nastev de la Commission Géologique du Canada (CGC) pour son soutien malgré la distance. Il a su, par son appui et ses judicieux conseils, me transmettre sa passion pour l'hydrogéologie ainsi que son enthousiasme débordant.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à Philippe Pasquier pour son aide, sa générosité et son support quotidien au cours de l'exécution de mon travail. Je tiens également à souligner la précieuse collaboration des étudiants de l'INRS, Marc-André Lavigne, Anne Croteau et Daniel Blanchette sans qui ce projet ne serait pas encore terminé.

Je remercie les membres du jury M. Robert P. Chapuis et M. John Molson pour avoir accepté de lire et de juger mon travail.

Un grand merci à M. Charles Lamontagne du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) d'avoir cru en ce projet. Le soutien financier du MDDEP, de la CGC et les fonds de recherche de Denis Marcotte ont grandement contribué à la réalisation de ce projet.

D'une manière toute spéciale, je remercie mes collègues du laboratoire de géophysique, particulièrement Bernard Giroux, Benoit Tournier et Maria Annecchione qui

m'ont apporté un support précieux dans l'utilisation de Linux et de Latex.

Mes remerciements les plus sincères s'adressent à ma conjointe Mélanie et aux autres membres de ma famille qui croient en moi et sur lesquels je peux toujours compter pour recevoir des encouragements des plus précieux.

Résumé

Le bassin de la rivière Châteauguay est localisé au sud-ouest de Montréal et il couvre une superficie totale de 2490 km², dont 43% se situent aux États-Unis. L'aquifère régional du bassin est l'un des plus importants au Québec où 65% des 100,000 résidents s'approvisionnent en eau potable. Dans le but de définir plus précisément cet aquifère régional, la Commission géologique du Canada (CGC) et le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) ont entrepris une étude conjointe visant la caractérisation hydrogéologique du bassin versant de la rivière Châteauguay.

Les unités aquifères sont composées d'une séquence subhorizontale de roches sédimentaires Paléozoïques. Ces roches sont caractérisées par des plans de litage et une fracturation subhorizontale accentuée. Compte tenu de l'échelle de l'étude, l'aquifère rocheux est considéré suffisamment fracturé pour être considéré comme un milieu poreux équivalent. La recharge provenant des eaux de précipitation a été estimée par modélisation hydrologique. De fortes évidences géologiques et hydrogéologiques observées le long des rivières principales permettent de considérer les cours d'eau en contact direct avec l'aquifère. Les rivières et le fleuve constituent les principaux exutoires de la nappe régionale.

Dans ce mémoire, une modélisation numérique de l'écoulement souterrain régional de l'aquifère de la Châteauguay est réalisée par inversions stochastiques bidimensionnelles à l'aide de la méthode d'estimation successive des flux. Le modèle numérique a été calé à partir du champ de charge hydraulique de référence. Ce champ de charges

ainsi que les conditions frontières à charges constantes utilisés dans l'algorithme d'inversion ont été obtenus par krigeage à partir des observations piézométriques provenant du Système d'information hydrogéologique (SIH) et des mesures de terrain.

Une approche stochastique a été suivie afin d'évaluer l'incertitude sur les champs de transmissivité tout en respectant les paramètres mesurés de l'aquifère. Au total, 100 champs initiaux de transmissivité, obtenus par simulations géostatistiques et conditionnés aux mesures de transmissivité, ont été créés afin de réaliser autant d'inversions. La précision moyenne des modèles calés de transmissivité sur les observations de charges est inférieure à ± 3 m. L'analyse du bilan hydrique du bassin montre que les flux moyens des modèles obtenus après inversion sont comparables aux débits de base de la rivière Des Anglais, de la rivière Châteauguay et au flux obtenu avec le logiciel HELP.

Les modèles calés ont été utilisés pour l'analyse de la pérennité de la ressource. Deux principaux scénarios ont été simulés : une augmentation de la consommation actuelle et une diminution de la recharge.

Les résultats de ce mémoire ont prouvé que la méthode de l'estimation successive des flux est rapide, très efficace et bien adaptée à l'étude de cas réels et complexes comme l'étude du bassin versant de la rivière Châteauguay.

Abstract

The Châteauguay river watershed, located southwest of Montreal, covers 2490 km², 43% of which is in the USA. The regional aquifer of this watershed is one of the most important in Quebec where it provides drinking water to 65 000 residents. To better define the aquifer, the Geological Survey of Canada (GSC) and the Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) have started a joint research project for the characterization of the Châteauguay watershed.

The aquifer consists of a subhorizontal sequence of Paleozoic sedimentary rocks characterized by bedding planes and strong subhorizontal fractures. Given the scale of the study, the matrix of the aquifer is deemed fractured enough to be considered as an equivalent porous medium. The recharge coming from precipitation water was estimated by hydrological modeling. Strong geological and hydrogeological evidence along the main watershed rivers allows the inclusion of the rivers in contact with the aquifer in the study. The rivers constitute the main outlet of the regional aquifer.

In this Master's thesis, a numerical model of the regional subsurface water flow is generated by bidimensional stochastic inversion using the method of successive flux estimation. The numerical model is calibrated to a reference hydraulic head field. The reference hydraulic head field and the constant head boundary conditions used in the inversion algorithm were obtained by kriging using field piezometric measurements and the data base of the MDDEP (Système d'information hydrogéologique, SIH).

The stochastic approach allows evaluating the transmissivity uncertainty given the

available aquifer measurements. One hundred initial transmissivity fields, obtained by geostatistical simulations and conditioned to the transmissivity measurements, were used to perform as many inversions. The average accuracy error with respect to the head observations, of the calibrated transmissivity model is less than $\pm 3\text{m}$. The groundwater budget analysis of the watershed shows that the average fluxes from the inverse model are similar to the base flows of the Des Anglais river, the Châteauguay river and to the fluxes obtained from the HELP software.

The conditioning models were also used to study the sustainability of the resource. Two main scenarios were investigated: an increase in groundwater consumption and a decrease in infiltration.

This Master's thesis proves that the method of successive flux estimation is fast, efficient and well-suited for the 2D modeling of complex watersheds such as the Châteauguay river watershed.

Table des matières

DÉDICACE	iv
REMERCIEMENTS	v
RÉSUMÉ	vii
ABSTRACT	ix
TABLE DES MATIÈRES	xi
LISTE DES FIGURES	xiv
LISTE DES TABLEAUX	xvii
LISTE DES ANNEXES	xviii
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	xix
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
1.1 Objectifs de l'étude	3
1.2 Plan du mémoire	4
CHAPITRE 2 : REVUE DE LA LITTÉRATURE	6
2.1 ÉTUDES ANTÉRIEURES DU BASSIN DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY	7

2.1.1	Localisation et morphologie	7
2.1.2	Géologie	8
2.1.3	Dépôts meubles	11
2.1.4	Recharge	13
2.1.5	Utilisation en eau	13
2.2	ÉTUDE DU BASSIN DE MIRABEL	14
2.2.1	Localisation, géologie et dépôts meubles	15
2.2.2	Conductivité hydraulique	15
2.2.3	Recharge	17
2.2.4	Modélisation	17
2.3	MÉTHODES D'INVERSION EN HYDROGÉOLOGIE	18
2.3.1	Équation de base de l'écoulement souterrain	19
2.3.2	Problème direct	20
2.3.3	Problème inverse	21
2.3.4	Méthodes de résolution du problème inverse	23
CHAPITRE 3 : THÉORIE		31
3.1	RAPPELS STATISTIQUES ET GÉOSTATISTIQUES	31
3.1.1	Variogramme	32
3.1.2	Interpolateurs spatiaux	33
3.1.3	Simulation géostatistique (FFT-ma)	35
3.2	RAPPELS HYDROGÉOLOGIQUES	37
3.2.1	Paramètres et variables d'états en hydrogéologie	37
3.2.2	Hydrogéologie à l'échelle d'un bassin versant	40
3.2.3	La recharge	43
3.3	MÉTHODE DES ÉLÉMENTS FINIS	45
3.4	MÉTHODE D'ESTIMATION SUCCESSIVE DES FLUX (MESF) . .	48

CHAPITRE 4 : MODÉLISATION	53
4.1 Définition du domaine	53
4.1.1 Contexte géologique	55
4.1.2 Définition de la recharge	57
4.1.3 Utilisation en eau	60
4.1.4 Modèle conceptuel	62
4.2 Analyse des données	64
4.2.1 Topographie	65
4.2.2 Champ de charge de référence	66
4.2.3 Champs initiaux de transmissivité	71
4.3 Inversion	75
4.3.1 Bilan hydrique	82
4.3.2 Erreurs de calage	86
CHAPITRE 5 : EXEMPLES D'APPLICATION	90
5.1 Expériences stochastiques	90
5.1.1 Diminution de la recharge	91
5.1.2 Augmentation de la consommation	94
5.2 Trajectographie et temps de transfert de particules	96
CHAPITRE 6 : CONCLUSION	100
RÉFÉRENCES	103
ANNEXES	113

Liste des figures

2.1	Bassin hydrographique de la rivière Châteauguay et topographie en arrière plan (Nastev <i>et al.</i> , 2004a).	8
2.2	Colonne stratigraphique de la région de Châteauguay (adaptée de Lavoie 2004).	9
2.3	Coupe géologique de la partie canadienne du bassin de la rivière Châteauguay	11
2.4	Bassin hydrographique de Mirabel et topographie en arrière plan (Nastev <i>et al.</i> , 2002).	16
3.1	Exemple de variogramme.	33
4.1	Comparaison des contours du bassin hydrographique et du modèle hydrogéologique de la rivière Châteauguay.	54
4.2	Partie canadienne du bassin de la rivière Châteauguay.	55
4.3	Distribution spatiale de l'épaisseur des dépôts quaternaires (m).	56
4.4	Localisation du sous-bassin de la rivière Des Anglais.	58
4.5	Distribution spatiale du taux de recharge (mm/an).	59
4.6	Consommation annuelle de l'eau souterraine selon les secteurs d'activité.	62
4.7	Localisation des frontières hydrogéologiques.	63
4.8	Modèle numérique et maillage.	65
4.9	Carte topographique du bassin (m).	66

4.10 a) Histogramme des charges hydrauliques (n=4000) et b) corrélation entre les charges et la topographie.	68
4.11 a) Localisation des observations de charges hydrauliques et b) champ de charge de référence (m).	69
4.12 a) Histogramme du $\log(T)$ et b) Variogramme du $\log(T)$	71
4.13 Localisation des observations de transmissivité.	72
4.14 a) Champ initial 17/100 du $\log(T)$ (m^2/s) et b) Champ initial 81/100 du $\log(T)$ (m^2/s).	74
4.15 Représentation graphique des statistiques des 100 champs de transmissivité initiaux (m^2/s).	75
4.16 a) Champ calé 17/100 du $\log(T)$ (m^2/s) et b) Champ calé 81/100 du $\log(T)$ (m^2/s).	78
4.17 Représentation graphique des statistiques des 100 champs finaux de transmissivité (m^2/s).	79
4.18 a) Champ calé moyen du $\log(T)$ (m^2/s) et b) Écart-type du champ calé moyen du $\log(T)$ (m^2/s).	80
4.19 Gradient correspondant au champ du $\log(T)$ moyen calé.	81
4.20 Schéma du bilan hydrique global à long terme, adapté de Nastev <i>et al.</i> (2005a) (Mm^3/an)	85
4.21 a) Diagramme binaire des charges observées et calées pour 2921 points de contrôles et b) Histogramme des résidus de charge (m).	87
4.22 Fonction de l'évolution du MAE_{Hp} et MAE_{Hs} en fonction du nombre d'itérations.	87
4.23 Distribution spatiale des résidus de charge hydraulique (m).	88
5.1 Rabattement suite à une diminution de l'infiltration de 20%, cas médian (m).	92

5.2	a) Statistiques des rabattements pour une diminution de 20% de la recharge pour la réalisation médiane (m) et b) Rabattements (m) moyens pour plusieurs scénarios de diminutions de la recharge (10, 20, 30, 40 et 50%).	93
5.3	Carte du rabattement (m) de la réalisation médiane assumant a) 20% et b) 100% de consommation accrue.	95
5.4	Trajectographie de 17 particules non réactives à travers le bassin de la rivière Châteauguay a) Champ de charges hydrauliques en arrière plan (m) et b) Champ calé du $\log(T)$ correspondant (m^2/s) en arrière plan.	98

Liste des tableaux

4.1	Taux d'infiltration basés sur les types de sédiments à la surface (Nastev <i>et al.</i> , 2002; Savard <i>et al.</i> , 2002)	57
4.2	Consommation annuelle des municipalités recensées	61
4.3	Statistiques de validation du champ de charges de référence (m)	70
4.4	Statistiques des champs de T initiaux m^2/s	73
4.5	Statistiques des champs calés de transmissivité (m^2/s)	79
4.6	Débits aux stations de jaugeage de la rivière Des Anglais	82
4.7	Comparaison des flux : modèles calés, hydrogramme et HELP	83
4.8	Moyenne globale des erreurs absolues de calage aux 4000 observations de charge et aux 92 204 nœuds krigés.	89
5.1	Rabattements (s) moyens et maximums provoqués par une consomma- tion accrue de 20 et 100% par les différents usagers du bassin (réalisation médiane)	94
5.2	Temps de transfert (<i>années</i>), distance parcourue (km) et vitesse moyenne correspondante (km/an) de 17 particules non réactives	99

Liste des annexes

ANNEXE A : CD-ROM DES DONNÉES	113
---	-----

Liste des sigles et abréviations

Lettres Romaines

- a Coefficients duaux associés à une fonction de covariance, []
- A_j Aire de l'élément j , [L^2]
- b Épaisseur de l'aquifère, [L] ou coefficients duaux des contraintes f , []
- C Covariance ou critère d'optimisation, []
- D_i Résurgence vers les rivières, [L^3T^{-1}]
- D_s Résurgence à la frontière nord, [L^3T^{-1}]
- e Erreur, []
- ETR Évapotranspiration, [L^3]
- f Contraintes de non biais du krigeage, []
- g Fonction de pondération [] ou gravitation terrestre [LT^{-2}]
- h Charge hydraulique, [L]
- h^R Charge hydraulique réelle ou de référence, [L]
- $\hat{h}$ Charge hydraulique estimée, [L]
- ∇h Gradient hydraulique, [-]
- ∇h^R Gradient hydraulique réel ou de référence, [-]
- $\hat{\nabla h}$ Gradient hydraulique estimé, [-]
- IE Infiltration efficace, [L^3]
- K Conductivité hydraulique, [LT^{-1}]
- P Pression de l'eau, [] ou précipitation, [L^3]

n_{ep}	Porosité efficace au pas p , [-]
n	Nombre total de pas de temps, []
N	Polynôme d'interpolation, []
$N(h)$	Nombre de paires espacées d'une distance h , [L]
q	Flux hydraulique, [LT^{-1}] ou [L^2T^{-1}]
Q	Terme source, [LT^{-1}]
Q_a	Prélèvement par lame d'eau, [L^3T^{-1}]
Q_w	Prélèvement des puits ponctuels, [L^3T^{-1}]
r	Distance, [L]
R	Ruissellement, [L^3] ou résidu, []
R_a	Recharge provenant des précipitations, [L^3T^{-1}]
R_i	Recharge provenant des précipitations, [L^3T^{-1}]
S	Coefficient d'emmagasinement, [-]
S_s	Coefficient d'emmagasinement spécifique, [L^{-1}]
T	Transmissivité, [L^2T^{-1}]
T_0	Transmissivité initiale, [L^2T^{-1}]
T^{max}	Transmissivité maximale admissible, [L^2T^{-1}]
T^{min}	Transmissivité minimale admissible, [L^2T^{-1}]
T^R	Transmissivité réelle ou de référence, [L^2T^{-1}]
U_i	Flux frontalier entrant, [L^3T^{-1}]
U_o	Flux frontalier sortant, [L^3T^{-1}]
v	Vitesse, [LT^{-1}]
x	Abscisse ou vecteur de paramètres, [L] ou []
y	Ordonnée, [L]
z	Élévation, [L]
Z	Variable quelconque, []
Z^*	Estimation d'une variable, []
ΔS	Ressources accumulées à la fin de la période, [L^3]

Alphabet grec

α	Portée du variogramme, [L] ou de l'itération []
β	Coefficient d'amortissement
δ	Dirac
Δ	Pas d'avancement, [L]
ϕ	Fonction de base
γ	Variogramme, [] ou poids volumique []
Γ	Frontière du domaine (Ω)
λ	Paramètre de pondération, []
σ	Écart-type
ω	Fonction test, []
Ω	Domaine à l'étude

Indices

g	Grille régulière
$geom$	Géométrie
i	Itération
j	Position
min	Minimum
max	Maximum
obs	Observé
p	Pas d'avancement
s	Simulé
sc	Simulé et conditionnel
x	Parallèle à l'abscisse

y Parallèle à l'ordonnée

Acronymes et opérateurs mathématiques

cov Matrice de covariance

∂ Dérivée partielle

$EMAE$ Espérance de la moyenne des erreurs absolues

MAE Moyenne des erreurs absolues

MSE Moyenne erreurs au carré

$\log$ Logarithme en base 10

div Opérateur divergence

$\mathfrak{F}$ Transformée de Fourier

var Variance

Dimensions des variables

L Longueur

T Temps

Chapitre 1

INTRODUCTION

En 2003, la commission géologique du Canada (CGC) et le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP) ont entrepris une étude conjointe visant la caractérisation hydrogéologique du bassin versant de la rivière Châteauguay. Ce projet d'acquisition de connaissance des eaux souterraines s'inscrit dans le cadre de l'engagement du gouvernement du Québec à réaliser l'inventaire des grands aquifères du Québec (MENV, 2003).

On retrouve dans le bassin versant de la rivière Châteauguay les plus grandes crues printanières du Québec. Au printemps seulement, le volume d'eau circulant dans la rivière Châteauguay représente près de 40 % de son volume annuel.

Le bassin versant de la rivière Châteauguay est localisé dans un climat exceptionnel. On y retrouve les plus grandes crues printanières du Québec. Au printemps seulement, le volume d'eau circulant dans la rivière Châteauguay représente près de 40 % de son débit annuel.

Bien que ce bassin versant fut étudié par le Ministère des Ressources naturelles (McCormack, 1981), la nouvelle caractérisation du bassin versant de la rivière Châteauguay comporte plusieurs aspects nouveaux. Entre autres, 13 nouveaux puits ont été installés dans l'aquifère régional par le MDDEP à des endroits stratégiques. À l'été 2004, ces puits ont été auscultés de manière exhaustive : description géologique,

essais de pompage (composite), échantillonnage (composite et multi-niveaux), essais d'injection à charge constante et diagraphie. De plus, l'évolution des connaissances en hydrogéologie et les expériences des études antérieures permettent une caractérisation plus évoluée. Cette seconde caractérisation du bassin de la rivière Châteauguay regroupe plus de 22 chercheurs, professeurs et étudiants de cycles supérieurs.

Les objectifs de l'étude de la CGC et du MDDEP sont nombreux et variés. L'ensemble des participants du projet Châteauguay a pour mandat principal de définir :

- les unités de l'aquifère principal (quaternaire et socle rocheux) ;
- les propriétés hydrauliques ;
- les paramètres hydrogéologiques dynamiques (la recharge, les taux d'écoulement, les résurgences naturelles et l'utilisation en eau) ;
- le bilan de masse de l'ensemble du domaine à l'étude ;
- la qualité de l'eau souterraine (hydrogéochimie) ;
- la vulnérabilité de l'aquifère à la contamination de surface ;
- la pérennité de la ressource.

La région à l'étude est représentée sur trois feuillets du système national de référence cartographique (SNRC) au 1 : 50000 (31H04, 31H05 et 31G01). La superficie totale du bassin s'étend sur 2 490 km^2 dont plus de 43% appartiennent aux États-Unis (Nastev *et al.*, 2004b).

Le présent projet de maîtrise fait partie de cette vaste étude. Il porte sur la définition de propriétés hydrauliques du bassin versant, dont la charge hydraulique et la transmissivité.

Le champ de charge hydraulique est une variable d'état non stationnaire difficile à évaluer. Toutefois, l'approche développée par Brochu et Marcotte (2003) permet d'obtenir des champs réalistes de charge hydraulique.

En modélisation hydrogéologique, le champ de paramètre le plus difficile à évaluer est la transmissivité. Numériquement, le champ de transmissivité peut être obtenu par modélisation inverse. Toutefois, il est connu que le problème inverse est mal posé et

mal conditionné (Hadamard, 1932), c'est-à-dire qu'un très grand nombre de solutions peuvent être définies respectant les données disponibles. Une façon de contraindre les solutions est de générer plusieurs scénarios et de traiter l'inversion dans un cadre stochastique. Toutefois, ce processus peut s'avérer laborieux et très coûteux en temps de calcul.

L'approche développée par Pasquier et Marcotte (2005) est une toute nouvelle méthode d'inversion qui s'affranchit assez bien de ces inconvénients. Cette nouvelle méthode d'inversion intitulée la méthode d'estimation successive des flux (MESF), est très efficace pour ce qui est des temps de calcul et de la stabilité numérique des solutions obtenues. Les résultats sur des cas synthétiques et réels simples ont donné d'excellents résultats (Pasquier, 2005).

Le présent projet de maîtrise se base sur la MESF en intégrant le plus possible les données existantes et les nouvelles connaissances en hydrogéologie.

1.1 Objectifs de l'étude

Ce travail de recherche a pour objectif principal de définir la transmissivité sur l'ensemble du bassin versant de la rivière Châteauguay par modélisation inverse. L'étude est basée sur une nouvelle méthode d'inversion, la méthode d'estimation successive des flux. L'inversion est effectuée dans un cadre stochastique et conditionnelle aux observations sur un modèle bidimensionnel du bassin. L'approche stochastique permet d'obtenir plusieurs versions possibles du champ de transmissivité. Cette évaluation permet de mesurer l'incertitude et de tenir compte la non unicité de la solution.

La méthode d'inversion proposée nécessite l'obtention d'un champ de charge hydraulique réaliste. Par conséquent, la définition du champ de charge et du champ de gradient hydraulique correspondant font partie des objectifs spécifiques du projet.

Le bassin versant de la rivière Châteauguay se situe dans une région agricole très productive. Compte tenu de son importance pour l'économie locale, l'eau souterraine

doit être gérée avec soin. L'utilisation des résultats d'inversion, c'est-à-dire les champs calés de transmissivité, constitue un autre objectif spécifique de ce projet. À partir de ces champs calés, une évaluation des impacts potentiels d'une consommation accrue en eau souterraine pour différents usages est effectuée. Toujours en utilisant les champs calés de transmissivité, on évalue les impacts potentiels sur les niveaux d'eau souterraine due à une réduction de l'infiltration sur le bassin.

Le modèle numérique des transmissivités obtenu permettra aux dirigeants de prendre des décisions plus éclairées en termes de gestion des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Châteauguay tels l'évaluation de l'impact de l'augmentation de la consommation de l'eau souterraine, la diminution ou l'augmentation de l'infiltration, la détermination d'aires d'alimentation et de protection de captages d'eau souterraine. Ce projet aidera à la compréhension globale de la dynamique de l'écoulement régional de l'eau souterraine du bassin versant.

1.2 Plan du mémoire

Ce mémoire comprend 6 chapitres. Le chapitre 2, présente la revue de la littérature des travaux antérieurs du bassin versant de la rivière Châteauguay, l'analyse de l'étude récente du bassin de Mirabel et il se termine par une synthèse des méthodes inverses. Au chapitre 3, quelques rappels statistiques, géostatistiques et hydrogéologiques sont présentés. Ensuite, on trouve une courte description théorique de la méthode des éléments finis. Enfin, ce chapitre se termine par une description complète de la méthode d'inversion utilisée dans ce mémoire : la méthode d'estimation successive des flux. La méthodologie et les résultats sont présentés conjointement au chapitre 4 intitulé modélisation. Ce chapitre comprend trois sous-sections : la définition du domaine, l'analyse de données et l'inversion. Le chapitre 5 présente les résultats de trois exemples d'application des modèles calés de transmissivité. Les deux premiers exemples portent sur des expériences stochastiques simples (diminution de la recharge

et consommation accrue des utilisateurs) et le troisième exemple concerne la trajectographie et les temps de transfert de particules non réactives. En guise de conclusion, le chapitre 6 synthétise les principaux résultats et des recommandations sont proposées.

Chapitre 2

REVUE DE LA LITTÉRATURE

Ce chapitre est divisé en trois sections. La première présente une revue de diverses études existantes portant directement ou indirectement sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. Bien qu'il existe plusieurs études sur ce bassin (Freeze, 1964; Dufresne, 1979; Desmeules et Gelin, 1981), celle de McCormack (1981), publiée par le Ministère de l'Environnement du Québec, constitue la plus récente des études complètes. Depuis, quelques études plus locales se sont ajoutées mais leur utilité à l'échelle régionale reste limitée. Afin de bien compléter le portrait du bassin de la rivière Châteauguay cette section inclut également les travaux récents des années 2002 à 2004 de Nastev *et al.* (2004a) sur ce même bassin. La deuxième section porte sur l'étude récente de l'hydrogéologie régionale du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec, région de Mirabel (Savard *et al.*, 2002; Nastev *et al.*, 2002, 2004b). La proximité géographique et le contexte géologique très similaire à celui de Châteauguay donnent au bassin de Mirabel un double intérêt. Enfin, la troisième section couvre les diverses méthodes d'inversion ainsi qu'une justification quant au choix de celle utilisée dans ce mémoire. Il s'agit de la méthode d'estimation successive des flux (MESF) développée par Pasquier et Marcotte (2005) dont la théorie est détaillée au chapitre 3.

2.1 ÉTUDES ANTÉRIEURES DU BASSIN DE LA RIVIÈRE CHÂTEAUGUAY

La dernière étude complète du bassin de la rivière Châteauguay remonte à 1981 (McCormack, 1981). Cette étude avait été amorcée en 1978 dans le cadre de l'inventaire hydrogéologique entrepris par le Ministère des Ressources naturelles. Par la suite, d'autres études hydrogéologiques, plus locales (Mercier, Franklin, Athelstan, St-Rémi) ont été produites mais aucune d'entre elles ne couvrait l'aspect régional.

2.1.1 Localisation et morphologie

Le bassin de la rivière Châteauguay se situe au sud-ouest de Montréal. Sa superficie totale est de 2490 km², dont 57% (1450 km²) se situent au Canada. La figure 2.1 présente le contour hydrographique du bassin et les principales municipalités. La rivière Châteauguay prend sa source dans le lac Châteauguay situé dans l'état de New York aux États-Unis. Elle coule du sud vers le nord pour terminer sa course dans le lac St-Louis. Ses principaux tributaires sont la rivière à la Truite et la rivière aux Anglais (Nastev *et al.*, 2004a). L'altitude du bassin complet est d'environ 20 m près du lac St-Louis et 1160 m près du lac Châteauguay aux États-Unis. Le présent mémoire porte essentiellement sur la partie canadienne du bassin.

La morphologie de la partie canadienne se présente sous la forme d'une immense plaine appartenant aux Basses-Terres du Saint-Laurent. Partant du fleuve, la plaine présente une légère pente qui augmente dans la direction sud. La variation topographique est très douce sur l'ensemble du bassin mais change brusquement aux collines de Covey Hill (centre sud) pour atteindre une altitude de plus de 340 m près de la frontière Canada-USA.



Figure 2.1: Bassin hydrographique de la rivière Châteauguay et topographie en arrière plan (Nastev *et al.*, 2004a).

2.1.2 Géologie

La géologie régionale de la région de Châteauguay fait partie de l'ère Paléozoïque inférieur (McCormack, 1981; Globensky, 1987; Salad-Hersi *et al.*, 2002, 2003). Le bassin est situé dans la partie centrale de la plateforme du Saint-Laurent (Sandford, 1993). Il est composée d'une succession de marges continentales passives datant de la période du Cambrien jusqu'au début de l'Ordovicien (Bernstein, 1991; Salad-Hersi *et al.*, 2002, 2003). Le socle rocheux est composé de roches sédimentaires, principalement de grès, de dolomie et de calcaire. La partie de la plateforme du Saint-Laurent située dans la région de Châteauguay se compose principalement de rift clastique du groupe de Potsdam et de la marge passive du groupe de Beekmantown (Lavoie, 2005).

Du sommet à la base de la séquence stratigraphique (figure 2.2), on retrouve les

groupes de Potsdam (formations de Covey Hill et de Cairnside), Beekmantown (formations de Beauharnois, Theresa et Carillon), Chazy, Black River, Trenton, Utica, Lorraine et Queenston. On peut regrouper les unités sédimentaires paléozoïques du sud-ouest québécois en trois catégories d'après leur composition : les unités silico-clastiques (Covey Hill, Cairnside, Chazy Inférieur), les dolomies (Beauharnois, Theresa, Carillon), et les calcaires (Chazy Supérieur, Black River, Trenton) (Savard *et al.*, 2002).

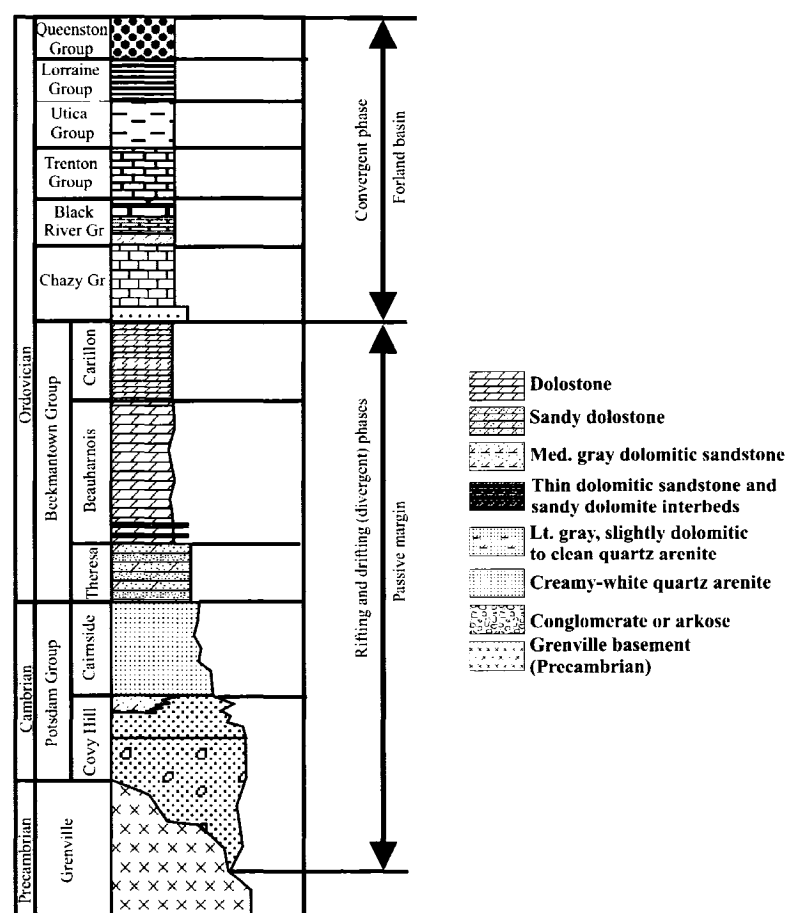


Figure 2.2: Colonne stratigraphique de la région de Châteauguay (adaptée de Lavoie 2004).

Dans le bassin de Châteauguay, on se limite aux unités silico-clastiques ou grès (Covey Hill et Cairnside), aux dolomies (Theresa et Beauharnois) et une très faible

quantité de calcaire (Chazy Supérieur) à l'extrémité nord du bassin.

Les groupes de Potsdam et de Beekmantown sont séparés par une discordance régionale subaérienne (Salad-Hersi *et al.*, 2002). En général, le groupe de Potsdam augmente en épaisseur lorsqu'on se déplace du sud-est vers le nord-ouest (Lavoie, 2005). Dans la formation de Covey Hill, le groupe de Potsdam est localement dominé par des interlits fluviaux et marins d'arkoses et de subarkoses (Lavoie, 2005). Au sommet de Covey Hill repose une mince couche d'environ 5 m de grès dolomitique fossilifère. La formation de Cairnside, au-dessus, est d'origine marine (Lavoie, 2005).

Le groupe du Beekmantown, carbonates de l'Ordovicien inférieur, est composé de deux formations : Theresa et Beauharnois (Bernstein, 1992, 1991). La formation de Theresa est constituée d'interlits de grès dolomitiques et de dolomies pures à sableuses (Lavoie, 2005). La formation de Beauharnois contient une unité inférieure de dolomie gréseuse bioclastique avec un assemblage de wackestone à packstone dolomitique et bioclastique avec des interlits non fossilifères de dolomie cristalline à grains fins (Lavoie, 2005). Elle est dominé par d'épais lits non fossilifères de dolomies à grains fins avec des lits locaux et mineurs de shale dans sa partie inférieure (Lavoie, 2005). Dans sa partie supérieure, elle est composée de packstone sableux, calcaireux et dolomitique.

La géologie structurale de la région de Châteauguay est constituée d'une multitude de plis secondaires dont le synclinal de Covey Hill (Clark, 1966). Une autre structure importante dans la région de Châteauguay est la brèche de Havelock (faille). Cette brèche est composée de fragments angulaires des formations de Potsdam et de Beekmantown (Clark, 1966). Le manque d'information sur cette brèche constitue une limitation quant à l'interpolation (continuité) de cette brèche. Des levés de géologie structurale indiquent que le pendage des formations excède rarement quatre degrés et que l'orientation de ces dernières comporte une composante dirigée vers l'ouest (McCormack, 1981). Le degré de fracturation de ces roches sédimentaires est relativement élevé, ce qui en fait l'aquifère principal du bassin. Or ce sont, ces mêmes fractures qui contrôlent la perméabilité du bassin versant.

La figure 2.3 présente la coupe stratigraphique de la partie canadienne du bassin de la rivière Châteauguay (Lavoie, 2005).

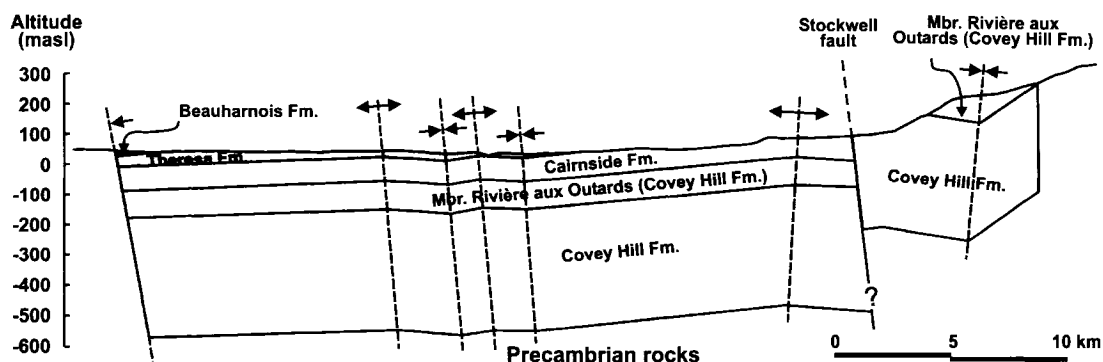


Figure 2.3: Coupe géologique de la partie canadienne du bassin de la rivière Châteauguay

Cette coupe se base sur l'information géologique provenant des données du ministère des Ressources naturelles et de travaux récents. Bien que très approximative, cette coupe indique que les formations sédimentaires formant l'aquifère peuvent atteindre une profondeur totale de près de 600 m.

2.1.3 Dépôts meubles

McCormack (1981) identifie deux catégories de dépôts meubles de surface : les perméables et les peu perméables. Les travaux récents ont permis de spécifier l'origine glaciaire et postglaciaire des dépôts perméables (sable et gravier). Plus spécifiquement, selon Tremblay *et al.* (2005), ces dépôts sont d'origine fluvio-glaciaire et alluviale et ils constituent des aquifères au potentiel élevé lorsqu'ils sont présents. Lorsque en contact avec les aquifères fracturés, ces dépôts constituent une unité aquifère d'interface et augmentent largement la transmissivité régionale. Ces dépôts servent notamment à l'alimentation de certaines municipalités, dont la ville de Châteauguay. Les dépôts peu perméables sont principalement constitués de tills, d'argiles et/ou de silts et ils contrôlent l'infiltration verticale de l'eau sur le bassin.

McCormack (1981) a identifié cinq zones d'intérêt hydrogéologique sur le bassin :

Beauharnois, Huntington, le pied de Covey Hill, Sainte-Martine et Saint-Jacques-le-Mineur. Les dépôts meubles des deux dernières zones situées respectivement au centre et à l'extrémité Est du bassin sont constitués de dépôts fluvioglaciaires grossiers (sable et gravier) très perméables enfouis sous des dépôts très peu perméables. Selon sa continuité, ce type de dépôt pourrait servir de drain pour l'aquifère. En plus de la présence des dépôts meubles, le bassin présente dans sa partie Sud une proportion importante, en termes de superficie, de roc affleurant. Ce roc affleurant se trouve principalement sur les collines de Covey Hill et aux pieds de ces dernières.

La carte topographique du roc montre une forte ressemblance à celle de surface. Il semble que le relief du roc ait contrôlé la déposition glaciaire. Cela se fait particulièrement remarquer dans le cas des rivières Châteauguay et aux Anglais où l'on retrouve les dépressions les plus importantes (Nastev *et al.*, 2004a). Ces dépressions sont remplies de dépôts fluvio-glaciaires qui pourraient hypothétiquement servir de drain hydraulique pour l'aquifère. Cependant, on ne connaît toujours pas la continuité de ces cordons dont l'épaisseur peut atteindre à certains endroits près de 35 m.

En général, les dépôts correspondant aux endroits dont l'altitude est inférieure à 60 m sont principalement composés d'épais sédiments marins de la Mer de Champlain. Ces sédiments fins (silts et argiles) recouvrent le socle rocheux dont les vallées sont remplies par des épaisseurs variables de dépôts glaciaires et constituent la partie confinée de l'aquifère (Tremblay *et al.*, 2005). Les portions du bassin où l'altitude est supérieure à 60 m, comprennent plusieurs zones d'affleurement rocheux ou de till déposé en mince couche. Ces secteurs sont considérés comme étant semi ou non confinés. Donc, les altitudes supérieures à 60 m sont considérées comme les hautes parties du bassin et elles constituent en général les zones principales de recharge.

Trois eskers enfouis sous l'argile ont été identifiés sur le bassin près de Mercier, Athelstan et Beaver Crossing-ridges. Ces eskers pourraient également être des zones de recharge car la probabilité qu'ils exposent des fenêtres donnant sur le roc fracturé est considérable. Certaines fenêtres ont été observées sur l'esker de Mercier, ce dernier

ayant été fortement étudié compte tenu du problème de contamination de ce secteur. Enfin, il existe sur le territoire quelques dépôts très peu perméables appelés terre noire qui correspondent à d'anciens lacs notamment près des villes de Sherrington et de Huntington.

2.1.4 Recharge

Une estimation très récente de la recharge a été produite par Croteau *et al.* (2005) sur un sous-bassin (rivière Aux Anglais) du bassin de la rivière Châteauguay. L'estimation a été faite à partir d'une méthode de bilan hydrique sur une maille de 250x250 m. La méthode utilisée considère la géologie et la pédologie. La recharge a été calée à partir d'un débit de base obtenu de la séparation de l'hydrogramme de deux stations canadiennes de jaugeage. Cette estimation de recharge est intégrée dans le modèle d'inversion du présent mémoire.

La distribution spatiale des précipitations sur le bassin est assez uniforme. Quantitativement, l'accumulation totale varie entre 924 à 1045 mm/an. Le potentiel d'évapotranspiration approximatif du sous-bassin est très important. Selon le bilan hydrique, l'évapotranspiration représente 53% des précipitations annuelles. Le ruissellement des eaux de surface et sous-surface est de respectivement 19% et 17%. Les 11% qui restent, représentent la recharge moyenne annuelle du sous-bassin, soit 103 mm/an.

2.1.5 Utilisation en eau

Une section de l'étude de McCormack (1981) est consacrée à l'utilisation de l'eau dans le bassin de la rivière Châteauguay. Cette section indique, entre autres, que la ville de Châteauguay s'alimente dans les dépôts meubles de sables fluviaux du Fleuve et que la ville de Huntington prend son eau de la Rivière Châteauguay. L'auteur a déterminé, à partir de 1031 puits aménagés dans le roc sur le bassin, différents potentiels de débit probable disponible selon les trois classes de perméabilité : perméabilité faible permettant des débits de 3 m³/h, moyenne de 3 à 5.5 m³/h et élevée, supérieure

à $5.5 \text{ m}^3/\text{h}$.

McCormack (1981) évalue la consommation quotidienne des habitants des municipalités à $0.36 \text{ m}^3/\text{jour/personne}$ et une capacité moyenne des puits privés dans les unités rocheuses à perméabilité élevée de $15 \text{ m}^3/\text{h}$. McCormack (1981) a de plus identifié sur le territoire du bassin, quatre sources (résurgence) dont il a évalué le débit supérieur à $5.45 \text{ m}^3/\text{h}$. Trois de ces quatre sources se situent près de la frontière états-unienne. Les débits observés étaient de 20, 21 et $23 \text{ m}^3/\text{h}$ pour une moyenne de $20.5 \text{ m}^3/\text{h}$.

L'étude de Simard et DesRosiers (1979) indique que la production moyenne par puits sur le bassin est estimée à $360 \text{ m}^3/\text{jour}$, avec une transmissivité moyenne de $1.1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, et une profondeur de puits moyenne de 30.5 m (conductivité hydraulique de $3.6 \times 10^{-5} \text{ m/s}$). Actuellement, l'aquifère régional de Châteauguay est toujours reconnu comme étant l'un des plus perméable et productif du Québec (Simard et DesRosiers, 1979).

Les résultats d'une nouvelle étude de l'utilisation de l'eau sont présentés à la section 4.1.3. Ce qui a beaucoup changé depuis l'étude de McCormack (1981) c'est l'accroissement de la population et de l'industrialisation. Compte tenu du contexte actuel, les contraintes que subit l'aquifère sont différentes d'où la nécessité de mieux préciser les paramètres du bassin. De plus, l'utilisation de nouveaux outils de modélisation devrait permettre de mieux caractériser le bassin qu'à l'époque. La méthode inverse proposée (section 2.3) fait partie de ces outils.

2.2 ÉTUDE DU BASSIN DE MIRABEL

La justification de l'étude du bassin de Mirabel est simple. Géographiquement et géologiquement ce bassin est très similaire à celui de Châteauguay. En effet, la distance la plus courte entre les deux bassins est inférieure à 15 km et ils font tous deux parties de la même séquence stratigraphique. De plus, le bassin de Mirabel a

fait l'objet d'une étude récente (Savard *et al.*, 2002; Nastev *et al.*, 2002). Cette étude a été entièrement réalisée par la commission géologique du Canada avec des moyens techniques de terrain similaires à l'étude de Châteauguay. En somme, l'expérience et les connaissances acquises à Mirabel combinées aux résultats d'études antérieures du bassin de Châteauguay, suggèrent un ordre de grandeur des résultats attendus. Tout au long de cette sous-section des comparaisons entre les deux bassins en question seront faites.

2.2.1 Localisation, géologie et dépôts meubles

Le bassin de Mirabel se situe au nord-ouest de Montréal et a une superficie d'environ 1500 km² (figure 2.4). Son altitude varie de 20 m près de la rivière des Mille-Îles à 249 m dans les collines d'Oka. La géologie fait partie de la même séquence que celle de Châteauguay mais avec des proportions différentes. La séquence comprend la formation de Covey Hill qui est généralement composée de grès peu cimenté et bien fracturé et de dolomies du Beekmantown très fracturées. Cette dernière formation constitue l'unité principale de l'aquifère régional de Mirabel. Les dépôts meubles sont semblables à Châteauguay. On trouve principalement un till recouvrant le roc et parfois des dépôts fluvio-glaciaires minces et très perméables pouvant servir de drainage. Enfin des dépôts d'argile marins couvrent 73% du territoire. Lors de l'étude, il a été constaté que lorsque la couche d'argile est absente en surface, des liens hydrauliques entre les rivières et l'aquifère sont présents.

2.2.2 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique du bassin a été déterminée à partir de 37 essais de pompage, 328 essais d'injection et 123 essais de capacité. Les auteurs ont identifié deux types de conductivité hydraulique, une mixte et une de roc fracturé. La conductivité mixte correspond aux endroits où le roc est très fracturé et/ou surmonté d'un dépôt de sable et gravier. La conductivité mixte (moyenne géométrique), obtenue par

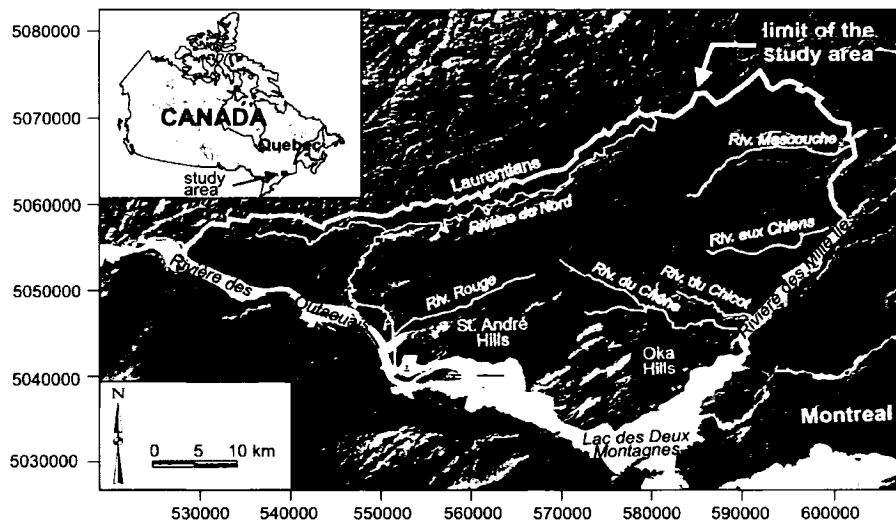


Figure 2.4: Bassin hydrographique de Mirabel et topographie en arrière plan (Nastev *et al.*, 2002).

des essais hydrauliques dans les puits installés dans la partie supérieure du roc (jusqu'à 5 m de profondeur), est de 7.8×10^{-4} m/s avec un coefficient d'emmagasinement de 7×10^{-4} . Noter que cette valeur de coefficient d'emmagasinement est typique pour un aquifère confiné. La moyenne géométrique pour le reste des essais hydrauliques (2^e type) donne une conductivité hydraulique de 2.06×10^{-5} m/s avec un coefficient d'emmagasinement de 4×10^{-4} . Cette valeur moyenne de conductivité est du même ordre de grandeur que celle estimée par Simard et DesRosiers (1979) dans le bassin de Châteauguay (3.6×10^{-5} m/s). Noter que la valeur de conductivité diminue graduellement avec la profondeur pour devenir un ordre de grandeur en moins. Autour de 100 m de profondeur (profondeur maximale des puits testés) la conductivité hydraulique moyenne obtenue par des essais d'injection de charge constante est de 6.7×10^{-6} m/s. Les auteurs ont ainsi déterminé une relation empirique sur ce territoire qui mentionne que la probabilité de trouver de l'eau en quantité intéressante (débit exploitable), diminue avec la profondeur du trou dans la séquence rocheuse.

En somme, l'eau de l'aquifère régional coule sur une épaisseur variable qui est

bornée au sommet par l'unité mixte composée des dépôts glaciaires combinés à du roc très fracturé ($K = 7,81 \times 10^{-4}$ m/s). La conductivité hydraulique moyenne du roc fracturé est de l'ordre de 2×10^{-5} m/s et diminue graduellement avec la profondeur. Les auteurs reconnaissent cependant la possibilité que des séquences plus perméables puissent se trouver à des plus grandes profondeurs mais, pour l'instant, les données disponibles ne permettent pas de les définir plus précisément. Les dépôts de surface reposant au-dessus des dépôts quaternaires n'ont pas d'intérêt pour la transmissivité de l'aquifère régional. Ces dépôts sont importants et ils contrôlent la partie d'eau de précipitation qui s'infiltre jusqu'à l'aquifère régional ainsi que le débit et la distribution des résurgences.

2.2.3 Recharge

La recharge du bassin de Mirabel se fait principalement dans les matériaux grossiers et dans le roc affleurant des hauts sommets topographiques. Ces zones de recharge d'étendues variables sont réparties de manière éparpillée sur l'ensemble du territoire. La moyenne annuelle des précipitations sur ce bassin est de 1046 mm dont 22% tombe en neige. Comme pour le bassin de Châteauguay, le mois le plus productif est septembre (100.9 mm) et le moins est février (63 mm). Lors de l'évaluation du bilan hydrique global et de la modélisation numérique de l'écoulement souterrain, il a été estimé que les précipitations rechargent l'aquifère rocheux à un taux de 69 mm/an. La fluctuation du niveau piézométrique de la nappe captive est de l'ordre de 0.7 à 2.7 m et de 1.9 à 3.8 m pour les portions de nappe libre.

2.2.4 Modélisation

La modélisation du variogramme du logarithme des conductivités du bassin de Mirabel a donné un modèle sphérique isotrope comportant un effet pépite de 0.60, un palier à 0.97 et une portée de 10 km. On constate que l'effet pépite représente les deux tiers de la structure de la variabilité. Ces résultats sont très intéressants

car ils constituent de bons indicateurs pour le traitement des données du bassin de Châteauguay.

Tous les paramètres énumérés précédemment ont servi à construire le modèle numérique d'écoulement du bassin de Mirabel. Le modèle a une superficie de 1220 km² et est constitué de 24458 éléments contenant au total 12559 nœuds (Nastev *et al.*, 2004a). Afin de mieux représenter les endroits potentiellement sensibles du modèle, un raffinement dans les zones de fort gradient, aux limites du domaine, le long des rivières et près des collines a été apporté. Noter que le modèle a été calé sur la piézométrie mesurée sur le terrain (350 puits mesurés). Le taux de résurgence des rivières a été comparé aux débits des cours d'eau. Enfin pour faire ressortir la ligne de partage des eaux, les auteurs ont augmenté la recharge sur ces mêmes lignes.

Le lecteur intéressé devra se référer au document original (Nastev *et al.*, 2002) pour plus d'informations concernant les autres aspects étudiés. Ces points traitent notamment de la caractérisation hydrogéochimique, de la qualité de l'eau, de la vulnérabilité de l'aquifère et d'une base interactive de données hydrogéologiques pour la région du sud-ouest québécois. Finalement, il est important de toujours garder à l'esprit que des résultats d'étude régionale ne devraient pas être appliqués aveuglement à des études locales.

2.3 MÉTHODES D'INVERSION EN HYDROGÉOLOGIE

La littérature concernant les méthodes d'inversion et particulièrement celles qui s'appliquent à l'hydrogéologie est abondante. En effet, plusieurs auteurs y sont allés de leur propre synthèse des diverses méthodes existantes. Parmi ces auteurs, on trouve d'excellentes revues de littérature dont celles de Yeh (1986), Carrera (1987), Ginn et Cushman (1990) et une plus mathématique écrite par McLaughlin et Townley (1996). Une autre revue, plus récente, de Marsily *et al.* (2000) résume très bien les méthodes

les plus importantes et les plus marquantes des quatre dernières décennies. Notons que la classification des méthodes inverses définie par de Marsily *et al.* (2000), est celle adoptée dans le présent travail.

Les hydrogéologues ont tenté de résoudre le problème inverse de différentes manières au cours des 40 dernières années sans trop de succès éclatants (de Marsily *et al.*, 2000). L'une des motivations qui a incité ces auteurs à l'étude des diverses méthodes de résolution du problème inverse vient du fait que ce dernier est souvent mal posé (Hadamard, 1932). Le terme mal posé, signifie soit la non unicité de la solution ou/et l'instabilité numérique du modèle sous de faibles perturbations des données utilisées dans l'inversion. Un attrait important des méthodes inverses est qu'une fois les paramètres déterminés par l'inversion, l'utilisateur peut simuler, sous de nouvelles conditions, un changement d'état (une sécheresse par exemple) du même domaine tout en respectant les nouvelles observations.

La présente section comprend une courte synthèse des méthodes inverses ainsi qu'une brève discussion sur l'émergence de l'approche stochastique appliquée à ces méthodes. Une section présente un exemple d'application de l'approche stochastique aux méthodes inverses sur une partie du bassin de Mirabel (Larocque *et al.*, 2003). Il faut se rappeler que la méthode inverse utilisée pour les calculs dans ce mémoire s'intitule la méthode d'estimation successive des flux (MESF) développée par Pasquier et Marcotte (2005). Évidemment, cette méthode ne fait pas partie des revues mentionnées précédemment compte tenu du fait qu'elle est très récente. Toutefois, une section du chapitre 3 est entièrement consacrée aux détails de la MESF.

2.3.1 Équation de base de l'écoulement souterrain

La solution du problème direct ou inverse passe par la résolution numérique de l'équation d'écoulement de l'eau souterraine (équation de diffusion). Il convient ici de

rappeler l'équation générale d'écoulement utilisée en hydrogéologie pour le cas 2D :

$$\operatorname{div} [T \cdot \nabla h] - q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.1)$$

où T correspond à la transmissivité, h à la charge hydraulique, q un terme source, S au coefficient d'emmagasinement et t au temps. Cette équation est composée de termes que l'on nomme paramètres ou variables d'état.

Il est impératif de bien différencier les paramètres des variables d'états en hydrogéologie. Les paramètres tels la conductivité hydraulique, la transmissivité, la porosité, le coefficient d'emmagasinement et la dispersivité sont des propriétés intrinsèques, pour un fluide homogène, des matériaux formant l'aquifère. En général, les paramètres sont considérés fixes dans le temps tandis que les variables d'états telles la charge hydraulique, le flux et la concentration varient dans le temps.

2.3.2 Problème direct

Le problème direct est généralement résolu par des méthodes numériques telle la méthode des différences, des éléments ou des volumes finis (voir section 3.3). Ces méthodes résolvent l'équation différentielle partielle de diffusion à chacun des nœuds du domaine discrétisé. La méthode nécessite avant tout une définition sur tout le domaine des paramètres sous une forme discrète. Le résultat obtenu est une variable d'état, soit la charge hydraulique et/ou le flux et la solution est unique. Dans le cas idéal de l'évaluation parfaite des paramètres, les charges calculées égalent celles observées. Cependant ce cas n'est en réalité jamais rencontré exactement. Plusieurs raisons expliquent cela, d'une part la résolution de l'équation différentielle du système n'est qu'une approximation numérique (discrétisation du domaine). De plus, la géométrie, les conditions frontières, les termes sources, les charges observées ainsi que les paramètres du modèle comprennent divers degrés d'incertitude. La modification manuelle ou automatique des paramètres du problème direct suite à un manque

d'ajustement aux charges observées constitue le problème inverse.

2.3.3 Problème inverse

Le problème inverse consiste à déterminer, soit manuellement soit automatiquement les valeurs des paramètres à partir d'observations des variables d'états. On parle aussi de calage du modèle. Contrairement au problème direct, il n'existe pas de solution unique pour le problème inverse. De plus, il arrive parfois d'obtenir par ces méthodes des solutions tout à fait irréalistes pouvant caler les charges. Le problème inverse est sous-déterminé et est numériquement instable. Par la résolution de ce problème, on cherche à déterminer les paramètres conditionnels aux observations. Dans la plupart des cas, les observations portent sur la charge hydraulique mais elles peuvent également porter sur des paramètres et/ou d'autres variables d'états. Certaines méthodes inverses exigent que le champ réel de charge soit parfaitement déterminé (Sagar *et al.*, 1975; Ponzini et Lozej, 1982; Guo et Zhang, 2000). En général, le problème inverse en hydrogéologie consiste à évaluer le paramètre transmissivité à partir des données connues de charges hydrauliques. L'évaluation de la transmissivité par méthode inverse est le problème le plus courant, le plus difficile et le plus souvent étudié (de Marsily *et al.*, 2000).

Le calage en modélisation se fait soit par essais et erreurs ou de manière automatique. Dans ce qui suit, seul le calage automatique est abordé car celui par essais et erreurs est trop laborieux et très subjectif. Le calage automatique est soit itératif ou non-itératif. Ces méthodes peuvent parfois comporter des instabilités numériques considérables si le problème n'est pas contraint. Les méthodes de calage non-itératifs permettent une plus grande stabilité mais résultent habituellement en un moins bon calage.

2.3.3.1 Données de base

Le succès de la résolution de la méthode inverse repose essentiellement sur la qualité et la quantité des données de bases (information a priori), principalement la charge hydraulique. Cette dernière est, en général, une mesure précise et simple à obtenir. Par contre, il est aussi vrai qu'une forte perturbation de la transmissivité peut n'amener qu'une faible perturbation de la charge (problème mal posé). À l'inverse, les effets des perturbations de la transmissivité peuvent aussi se faire sentir à très grande distance des points de mesure de la charge.

Bien que les charges hydrauliques soient moins coûteuses à relever sur le terrain que les transmissivités, il est malheureusement fréquent que les charges hydrauliques mesurées soient peu nombreuses et de piètre qualité. La qualité peut être directement liée à plusieurs facteurs dont la précision des appareils, les erreurs d'installation, les erreurs de lecture et les erreurs de positionnement. Le facteur temps est à considérer comme source d'erreur puisque le champ de charge varie dans le temps. Notons que les données utilisées dans le présent mémoire comportent toutes ces sources d'erreur. En effet, les données ont été prises sur plusieurs années (Système d'information hydrogéologique (SIH) du ministère) et le positionnement est établi à partir d'un MNT (modèle numérique de terrain) sur une grille de 90x90 m dont la précision rapportée est de ± 5 m.

Les transmissivités obtenues à l'aide des essais de pompage constituent des observations importantes. Elles sont obtenues avec les solutions analytiques de Theis et Cooper-Jacob (Todd, 1980) basées sur des hypothèses simplificatrices telles qu'un milieu homogène et isotrope. Le non respect de ces hypothèses constitue une première source d'erreur d'estimation des vraies transmissivités même si l'essai de pompage est réalisé sans embûche. L'échelle définie par l'essai de pompage dépend en majeure partie de la durée du pompage. En effet, plus le temps de pompage est long, plus l'effet se fait sentir loin du puits. Cela augmente les probabilités d'englober des hétérogénéités qui peuvent par conséquent modifier la transmissivité mesurée. Une caractéristique

importante concernant la transmissivité est qu'elle se présente sous la forme d'un tenseur.

En somme, la transmissivité d'un essai de pompage correspond à une certaine moyenne des transmissivités de tous les matériaux rencontrés dans le rayon d'influence du pompage sous une recharge connue. Notons que tout au long du présent travail, la transmissivité, à l'échelle de l'élément, est considérée comme un scalaire. L'anisotropie de la transmissivité à une plus grande échelle peut-être prise en compte par l'agencement des transmissivités isotropes dans de nombreuses cellules à une échelle moindre.

2.3.3.2 Paramétrisation

La très grande quantité de paramètres ajustables donne au système beaucoup de degrés de liberté. Historiquement, la paramétrisation consistait à réduire le nombre de paramètres à identifier lors de l'inversion. Carrera et Neuman (1986a,b) ont montré qu'il était possible de rendre le problème mieux posé par une paramétrisation adéquate. En effet, d'après leurs études, la paramétrisation rend le problème plus stable, ce qui par conséquent permet au modèle de converger plus facilement. Cependant, il semble que le concept de paramétrisation ne constitue qu'un point de vue. En effet, Pasquier et Marcotte (2005) ont montré qu'il n'y avait pas de risque à surparamétriser un problème si ce dernier était bien contraint.

2.3.4 Méthodes de résolution du problème inverse

En hydrogéologie, le problème inverse peut être résolu à l'aide d'algorithmes d'inversion qui se regroupent en trois grandes catégories : les méthodes d'optimisation, d'inversion géostatistique et celles basées sur un champ de potentiel (charges hydrauliques). La plupart de ces méthodes peuvent être linéaires ou non-linéaires, dépendant du lien établi entre les variables et les paramètres.

2.3.4.1 Méthode d'optimisation

Les méthodes d'optimisation se basent principalement sur l'ajustement des paramètres par programmation non-linéaire. Elle consiste à la minimisation d'une fonction objectif mesurant l'écart entre les observations et la solution. Afin d'accroître cette technique d'optimisation, on peut la combiner à un critère de plausibilité. Ce critère de plausibilité a été défini par Neuman (1973). Il est basé sur le fait que d'un point vu géologique, lorsque les paramètres sont optimisés, ils devraient représenter le modèle conceptuel de l'aquifère. Sinon, on fait face à un manque d'information dans les données pour l'estimation des paramètres (Poeter et Hill, 1996a,b). Le critère d'optimisation par Neuman est le suivant :

$$\min [C_1 + \lambda C_2] \quad (2.2)$$

où C_1 représente l'ajustement du modèle aux charges mesurées, C_2 représente l'estimation qui ne doit pas trop dévier de celle faite a priori par le géologue et λ sert simplement de facteur de pondération.

La méthode d'optimisation non-linéaire la plus connue est celle de la zonation pure (Yeh, 1986). Voici un exemple de fonction objectif à minimiser :

$$\begin{aligned} \phi = C_1 + \lambda C_2 = & (h_{obs} - h_{sim})^T cov(e_h) (h_{obs} - h_{sim}) + \lambda \\ & (T_{apriori} - T_{sim})^T cov(e_T) (T_{apriori} - T_{sim}) \end{aligned} \quad (2.3)$$

où C_1 est le critère d'ajustement aux observations de charge, C_2 est nommé le critère de plausibilité de Neuman pondéré par un poids λ et $cov(e_h)$ et $cov(e_T)$ sont respectivement les matrices de covariance des erreurs de mesure des charges et celles des paramètres. Ce type de formulation est très fréquemment utilisé en inversion dans d'autres domaines, entre autres, en géophysique (Tarantola et Valette, 1982; Menke, 1989).

Keidser et Rosbjerg (1991) ont démontré que cette méthode présente des problèmes lorsque le champ est très hétérogène. Cependant pour un champ relativement homogène elle donne de bons résultats même si l'on possède peu de données ou que certaines d'entre elles sont erronées. Une des difficultés de cette méthode est le choix du paramètre de pondération λ et la détermination des $cov(e_h)$ et $cov(e_T)$. De plus, elle est très demandante en temps de calcul étant donné le nombre de paramètres à optimiser. Finalement les solutions obtenues peuvent correspondre à des optimums locaux peu satisfaisants en terme d'ajustement.

2.3.4.2 Méthode géostatistique

Le premier à souligner que les paramètres hydrogéologiques étaient régionalisées et possédaient une structure spatiale fut Delhomme (1976, 1978). Ces champs peuvent être étudiés en utilisant les outils de la géostatistique (Matheron, 1965).

On reconnaît deux approches géostatistiques, une directe et une autre itérative. L'approche directe consiste au krigeage de la transmissivité ou au cokrigeage de la transmissivité avec la capacité spécifique (Delhomme, 1978), des points doublons (Brochu et Marcotte, 2003) ou de la charge hydraulique (de Fouquet, 2000). La deuxième approche est itérative, basée sur l'estimation des points pilotes (de Marsily *et al.*, 1984; Lavenue *et al.*, 1995; Rama Rao *et al.*, 1995) ou des points maîtres (Sahuquillo *et al.*, 1992; Capilla *et al.*, 1997; Gomez-Hernandez *et al.*, 1997; Gagnon, 1998). Une autre variante de l'approche itérative est d'inclure un simulateur d'écoulement pour tenir compte des conditions frontières et du principe de conservation de masse Yeh *et al.* (1995).

Ces deux méthodes reposent essentiellement sur une même base, à savoir l'inférence de la fonction de covariance de la transmissivité. La finalité de ces méthodes est la reproduction du champ de charge hydraulique observé.

L'inconvénient de la méthode directe, c'est qu'elle n'assure pas la reproduction des charges mêmes si elle respecte les paramètres de la fonction de covariance. Selon

Dagan (1989), un champ dont la variance du logarithme des transmissivités ($\log(T)$) est supérieure à un, constitue un milieu trop hétérogène pour l'estimation directe par méthode géostatistique. Dans ces conditions le champ cokrigé de transmissivité ne permet pas de reproduire les charges observées. De plus, des puits ou des sources artificielles peuvent apparaître sur les cartes cokrigées (Brochu et Marcotte, 2003).

Les méthodes géostatistiques itératives permettent de résoudre complètement l'équation d'écoulement et ainsi de caler les charges. Parmi les méthodes itératives connues, il faut mentionner celle des points pilotes (de Marsily, 1978; de Marsily *et al.*, 1984) qui est basée sur l'approche Bayésienne et le krigeage. Dans un premier temps, cette méthode construit par krigeage le champ a priori de transmissivité. Par la suite, ce champ est modifié par l'insertion de points pilotes (considéré comme données de valeur inconnue) qui sont insérés dans le système de krigeage. Lors du calage, la méthode identifie de manière séquentielle les endroits de sensibilité maximale où des points pilotes peuvent s'insérer afin de permettre la décroissance de l'erreur du calage. La valeur du point pilote est calculée par minimisation de la fonction objectif mentionnée précédemment. Keidser et Rosbjerg (1991) ont observé que cette méthode avait des aptitudes particulières à reproduire des éléments régionaux.

Les avantages de la méthode des points pilotes selon de Marsily *et al.* (2000) sont qu'elle présente des résultats moins lisses que les autres méthodes et elle peut, très localement, changer l'apparence de la solution krigée. Par contre, ils mentionnent qu'elle comporte un risque d'instabilité quand la fonction objectif ne contient pas de terme de régularisation. Larocque *et al.* (2003) et Gagnon (1998) ont remarqué que cette méthode conserve assez bien la structure spatiale (variogramme) du paramètre ($\log(T)$).

La méthode des points pilotes a été modifiée par Gomez-Hernandez *et al.* (1997) pour devenir une méthode moins rigide, les points maîtres. La modification principale apportée consiste à optimiser sur une grille régulière plusieurs points pilotes simultanément afin de pouvoir mieux converger (Sahuquillo *et al.*, 1992; Gomez-Hernandez

et al., 1997). Le danger de cette méthode est de trop paramétriser si le problème n'est pas contraint.

L'avantage des méthodes géostatistiques itératives est qu'elles préservent assez bien le variogramme expérimental (Larocque *et al.*, 2003; Gagnon, 1998) ainsi que les observations. Par contre, le temps de calcul d'une seule inversion par ces méthodes est long, il peut devenir prohibitif lors d'étude de Monte Carlo (Pasquier et Marcotte, 2005). Un autre désagrément des méthodes géostatistiques est la nécessité d'estimer la covariance de $\log(T)$. Or, ce paramètre est souvent connu en quantité et en qualité très limité ce qui rend la détermination de la structure spatiale de $\log(T)$ difficile.

Enfin, un aspect intéressant de la géostatistique est que cet outil a rendu possible d'aborder le problème inverse sous un angle stochastique. En effet, l'introduction de simulations conditionnelles permet de produire plusieurs champs initiaux de transmissivité (Chiles et Delfiner, 1999). Ces champs initiaux permettent de générer autant d'inversions équiprobables tout en respectant les mesures et le modèle de covariance des données (Larocque *et al.*, 2003). Ceci permet de résoudre un problème donné avec un grand éventail de résultats équiprobables et acceptables.

Exemple d'application de l'approche stochastique pour deux méthodes d'inversion à l'aquifère de Mirabel

Pour la plupart des méthodes inverses, il est possible d'adopter une approche stochastique afin d'illustrer la variabilité (non-unicité) de la solution. Les résultats obtenus par Larocque *et al.* (2003) montrent bien l'applicabilité et l'apport des approches stochastiques aux méthodes d'inversion. L'étude de Larocque *et al.* (2003) a été réalisée sur une partie (375 km²) du bassin de Mirabel présenté à la section 2.2. Ils ont testé deux types de méthodes inverses basées sur une approche stochastique.

Comme première approche, les auteurs ont utilisé la méthode géostatistique des points pilotes (PP) dont les transmissivités initiales ont été obtenues à partir de si-

mulations séquentielles gaussiennes. La deuxième approche, qui n'est pas basée sur la géostatistique, se nomme l'approche multi-échelle (MS ou downscaling parameterization procedure).

Les résultats indiquent, pour les deux méthodes, que l'augmentation du nombre d'observations des charges conditionnantes augmente l'erreur de calage mais diminue l'incertitude sur le calage de la transmissivité. Larocque *et al.* (2003) ont obtenu des erreurs de calage sur les charges plus petites avec la MS que la PP. Toutefois, le variogramme des transmissivités calé par la PP représente mieux le variogramme des observations que celui obtenu par MS. L'approche stochastique permet de constater que les variogrammes obtenus par PP sont plus semblables entre eux que ceux obtenus par MS. Par contre cet écart diminue lorsque le nombre d'observations de charge augmente.

2.3.4.3 Méthode de champ de potentiel

La troisième catégorie de méthode de résolution du problème inverse est celle qui utilise un champ de potentiel (équation de diffusion) afin de déterminer la conductivité hydraulique. Cette catégorie de méthodes est très intéressante car elle inclut la méthode d'estimation successive des flux (MESF) développée par Pasquier et Marcotte (2005), méthode utilisée pour les calculs du présent mémoire. Cette section, se limite uniquement à la résolution du problème de Cauchy et à une brève introduction à la MESF.

Les approches de résolution du problème inverse, par le problème de Cauchy, ont considérablement varié depuis le développement de Nelson (1960, 1961) de la méthode des tubes proposée par Stallman (1956). D'un point de vue mathématique, la résolution du problème de Cauchy est la solution ultime au problème inverse, en hydrogéologie. Bien que cette méthode soit relativement simple à résoudre, il en ressort deux difficultés majeures ; la sensibilité à la solution initiale qui nécessite une interpolation des charges hydrauliques (laquelle choisir ?) et la difficulté à déterminer

une transmissivité sur chaque tube de courant en l'absence de mesures de débit.

L'équation de diffusion 2.1 en 2D et en régime permanent devient :

$$\operatorname{div} [T \cdot \nabla h] = q \quad (2.4)$$

Lorsque la charge est connue, cette équation devient une équation d'ordre un avec la transmissivité comme seule inconnue (un problème de type Cauchy). Emsellem et de Marsily (1971) ont modifié le schéma type du problème de Cauchy en ajoutant une frontière de type Neumann (flux imposé) connue qui coupe tout le domaine et qui permet de résoudre directement l'équation d'ordre un. L'astuce est d'utiliser des coordonnées orthogonales, l'une dans le sens des lignes de courant et l'autre selon les isopièzes. De cette façon, on remarque une parfaite indépendance mathématique entre les transmissivités le long de deux lignes de courant.

À ce moment-ci, deux difficultés apparaissent, assurer la continuité des transmissivités entre les lignes de courant et déterminer cette même transmissivité en présence de gradient presque nul. De tous les auteurs qui ont tenté de résoudre le problème de Cauchy dans le cas de l'écoulement souterrain, les résultats obtenus par Frind et Pinder (1973) sont les plus intéressants. Ces derniers ont utilisé la méthode des éléments finis et ils ont remarqué que la précision sur l'estimation de la transmissivité augmentait avec l'ordre des polynômes d'interpolation dans le calcul de la charge. De plus, ils suggèrent de bien contraindre la solution car la présence de faibles erreurs de mesure de charge peut provoquer des valeurs négatives de transmissivité.

Le modèle de comparaison de Ponzini et Lozej (1982) constitue le noyau de la MESF. Même si ces derniers n'ont pas fait le lien avec le problème de Cauchy, il s'agit du même type de problème. Leur résultat revient à résoudre le problème de Cauchy mais en coordonnées cartésiennes :

$$T(x, y) = \frac{\| -\bar{q}(x, y) \|_2}{\| \nabla h(x, y) \|_2} \quad (2.5)$$

En milieu isotope, la transmissivité est considérée comme un scalaire tandis que le gradient et le flux hydraulique sont des vecteurs parallèles. La méthode de Ponzini et Lozej est extrêmement sensible au choix de la solution initiale. Ils ont noté des problèmes de convergence avec l'utilisation de vraies données et des instabilités aux régions de faibles gradients. La MESF est en réalité similaire au modèle de comparaison mais elle comporte d'importantes modifications pour atténuer les problèmes rencontrés par Ponzini et Lozej (1982).

La MESF permet de résoudre le problème de Cauchy avec une solution pour les endroits de faibles gradients et en régime transitoire. La MESF nécessite l'estimation de la charge en tout point, un simulateur d'écoulement (ex. : la méthode des éléments finis), ainsi que la définition d'un paramètre d'amortissement, d'un facteur de correction et de contraintes sur les coefficients. En somme la méthode utilise un germe initial de transmissivité sur tout le domaine, de même qu'une estimation du champ de charge hydraulique. Le chapitre 3 présente en détail cette méthode.

Pasquier et Marcotte (2005) et Pasquier (2005) ont obtenu d'excellents résultats en termes de précision et de temps de calcul sur des modèles synthétiques. De plus, les auteurs ont comparé la méthode à celle des points maîtres et les résultats obtenus ont été supérieurs en termes de précision et de rapidité. Ce mémoire constitue une première application de la MESF dans le cas d'un bassin versant.

Chapitre 3

THÉORIE

Ce chapitre comprend quatre sections. Il a pour but de rappeler succinctement la théorie portant sur les diverses méthodes et concepts employés dans ce mémoire. La première section porte sur des rappels statistiques et géostatistiques dont le variogramme, les interpolateurs spatiaux et la simulation géostatistique de type FFT-ma. La deuxième section, intitulée rappels hydrogéologiques, décrit les paramètres et les variables d'états en hydrogéologie, l'écoulement à l'échelle du bassin versant et le concept de la recharge. La troisième section résume brièvement la méthode des éléments finis. Enfin, la quatrième section présente le développement de la méthode d'estimation successive des flux (MESF).

3.1 RAPPELS STATISTIQUES ET GÉOSTATISTIQUES

Les observations hydrogéologiques telles que les charges hydrauliques et la transmissivité peuvent être décrites par leur distribution statistique. Cette simple analyse statistique permet entre autres de déterminer la variabilité des observations et de repérer les données aberrantes.

La géostatistique, quant à elle, contribue à définir les structures spatiales de co-

variance parmi les observations. Lorsqu'une telle structure spatiale existe, l'on peut procéder à des interpolations par krigeage et des simulations géostatistiques pour combler les lacunes entre les observations.

3.1.1 Variogramme

L'outil de base en géostatistique est le variogramme. Il permet de déterminer la structure spatiale entre les observations. En fait, le variogramme exprime sous la forme d'une fonction, la covariance entre les différentes paires d'observations. Les paires sont séparées d'une distance variable h selon une direction donnée. L'équation 3.1 permet de calculer le variogramme expérimental.

$$\gamma(h)_e = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \quad (3.1)$$

où $Z(x_i)$ et $Z(x_i + h)$ constituent une paire d'observations séparées d'une distance h . $N(h)$ et $\gamma(h)$ sont respectivement le nombre de paires et la valeur correspondante du variogramme expérimental pour un espacement h .

Quant au variogramme théorique, il est défini par la demi variance entre deux observations espacées d'une distance h (équation 3.2).

$$\gamma(h) = 1/2 \text{ var}(Z(x) - Z(x + h)) \quad (3.2)$$

Il existe plusieurs modèles de variogramme théorique : effet de pépite, sphérique, exponentiel, gaussien, puissance, gravimétrique et autres (Chiles et Delfiner, 1999). Le choix du modèle se fait par ajustement manuel ou automatique aux valeurs du variogramme expérimental. La figure 3.1 présente un exemple d'ajustement d'un variogramme expérimental par un effet pépite combiné à un modèle gaussien. Une fois le modèle obtenu, on peut procéder au krigeage et aux simulations.

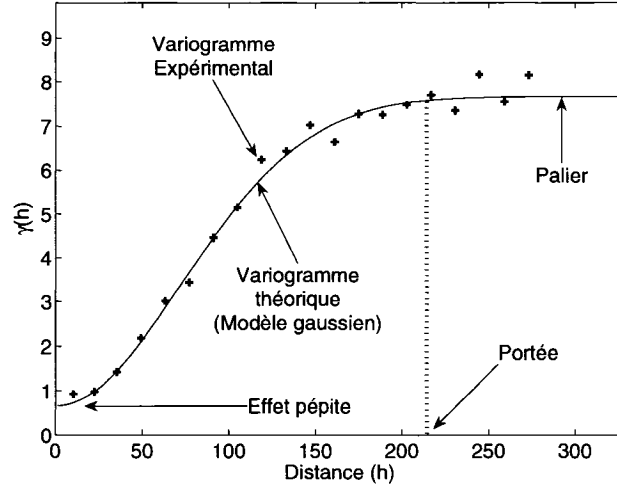


Figure 3.1: Exemple de variogramme.

3.1.2 Interpolateurs spatiaux

Cette sous-section présente une courte description des deux types d'interpolateurs spatiaux utilisés dans ce mémoire. Ces interpolateurs sont l'inverse de la distance carrée et le krigeage.

3.1.2.1 Inverse de la distance carrée

L'interpolation par l'inverse de la distance carrée consiste à une somme pondérée, des n observations z_i avoisinant le point à estimer Z^* .

$$Z^* = \frac{\sum_{i=1}^n z_i \times \omega_i}{\sum_{i=1}^n \omega_i} \quad (3.3)$$

où les poids ω_i correspondent à l'inverse de la distance au carré ($1/d_i^2$) entre le point à estimer et les observations qui l'entourent.

Cette méthode d'interpolation est très simple à utiliser car elle ne nécessite aucun paramètre d'entrée. Elle a principalement été utilisée pour l'interpolation du modèle numérique de terrain (MNT) aux points d'observations des charges hydrauliques afin d'uniformiser toutes les charges au même référentiel (section 4.4.2).

3.1.2.2 Krigeage

Le krigeage est un estimateur linéaire qui assure la variance d'estimation minimale. Sous l'hypothèse de stationnarité (moyenne constante), il existe deux grandes catégories de krigeages ; le krigeage simple lorsque la moyenne est connue et ordinaire lorsqu'elle est inconnue.

Dans le cas non stationnaire (moyenne variable), telle la charge hydraulique, il faut généralement opter pour un krigeage avec dérive. Ce troisième type de krigeage reproduit la moyenne locale par une tendance générale appelée dérive (gradient non nul). Les fluctuations ou résidus autour de cette dérive représentent un terme aléatoire stationnaire. Par exemple, une observation de charge hydraulique est composée de la somme du terme de dérive et du terme aléatoire.

$$h(x, y) = \underbrace{m(x, y)}_{\text{dérive}} + \underbrace{Y(x, y)}_{\text{aléatoire}} \quad (3.4)$$

L'utilisation d'un krigeage avec dérive adaptée (Brochu et Marcotte, 2003) permet d'obtenir un champ de charge réaliste en utilisant simplement les observations connues. Ce krigeage tient compte de la dérive dans les observations et permet également l'implantation de contraintes à l'aide de points doublons. Ces derniers sont très utiles pour simuler une frontière imperméable ou pour imposer un gradient hydraulique déterminé. L'équation 3.5 présente la formulation duale de ce krigeage pour un cas 2D avec puits et gradient régional (Brochu et Marcotte, 2003).

$$\hat{h}(x_0, y_0) = \sum_{i=1}^n a_i k_{i0} + \sum_{i=0}^3 b_i f_{i0} \quad (3.5)$$

Les coefficients duaux a sont associés à la fonction de covariance k du terme aléatoire. Les quatre coefficients duaux b correspondent au terme de dérive et sont associés aux contraintes f . Ces contraintes de non biais représentent respectivement une constante, les composantes x et y du gradient régional et l'effet de puits. La formulation duale

présente l'avantage de déterminer le gradient régional d'un aquifère. L'inconvénient est qu'il n'est pas possible d'évaluer la variance de krigeage.

La fonction de covariance adaptée pour le krigeage des charges est une fonction de type gravimétrique (Chiles et Guilhen, 1984; Marcotte et Chouteau, 1993).

$$C(r) = C_0\delta(r) + C \left(1 + \frac{r^2}{\alpha^2}\right)^{-1/2} \quad (3.6)$$

où $C(r)$ est la covariance entre deux observations espacées d'une distance r ; C_0 est l'effet de pépite (constant pour toutes les données); C est la variance du phénomène; α la portée et δ est un dirac nul à $r = 0$.

Les paramètres C et α sont obtenus de manière *ad hoc* ou expérimentale. Ces deux paramètres sont ajustés pour que le champ de charge krigée soit relativement lisse. L'effet pépite, C_0 , représente la variance de l'erreur de la mesure, une quantité normalement connue.

3.1.3 Simulation géostatistique (FFT-ma)

Les algorithmes de simulations géostatistiques sont nombreux et variés. Le choix d'un type de simulation plutôt qu'un autre dépend essentiellement des besoins à combler. Le critère de base qui contraint le choix d'un type de simulation est généralement la taille du champ à simuler et la puissance de l'ordinateur. Le grand avantage des simulations géostatistiques est qu'elles permettent de générer autant de champs équiprobables que l'on désire.

L'algorithme de simulation choisi dans ce mémoire se nomme la FFT-ma (Fast Fourier Transform moving average). Le choix de cette méthode repose essentiellement sur le fait qu'elle permet de simuler de très grands champs, qu'elle est rapide et simple à programmer. Cependant, cette méthode comprend, deux inconvénients. D'une part, elle s'utilise seulement sur une grille régulière et d'autre part, elle nécessite un post-conditionnement par krigeage pour pouvoir reproduire les données observées.

Toutefois, ces inconvénients ne posent pas de problèmes majeurs.

Le principe de la méthode FFT-ma est de générer un champ non conditionnel Z_g^s aux observations sur une grille régulière. Le champ simulé se fait à l'aide d'un produit de convolution entre un bruit blanc gaussien $Y \rightarrow N(0,1)$ et une fonction de pondération g .

$$Z_g^s = Y * g \quad (3.7)$$

L'algorithme utilise la transformée de Fourier ($\mathfrak{F}$), de manière à simplifier les calculs, car dans le domaine spectral le produit de convolution devient un simple produit scalaire.

$$Z_g^s = \mathfrak{F}^{-1} [\mathfrak{F}(Y) \cdot \mathfrak{F}(g)] \quad (3.8)$$

La fonction de pondération g correspond à la fonction de covariance C des observations.

$$\mathfrak{F}(g) = \mathfrak{F}(C)^{0.5} \quad (3.9)$$

Les champs simulés par l'algorithme FFT-ma sont non conditionnels. Un champ non conditionnel veut simplement dire qu'il ne tient pas compte des observations.

Le post-conditionnement nécessite un krigeage simple et il s'applique sur la même grille régulière.

$$Z_g^{sc} = Z_g^* + (Z_g^s - Z_g^{s*}) \quad (3.10)$$

où Z_g^{sc} représente la valeur simulée et conditionnelle aux observations, Z_g^* la valeur krigée à partir des observations, Z_g^s la valeur simulée non conditionnelle et Z_g^{s*} la valeur krigée en utilisant les valeurs simulées aux points d'observation. L'indice g indique que toutes les variables sont situées sur la grille régulière.

Pour évaluer Z_g^{s*} , il faut simuler aux points d'observation. Pour ce faire, on peut se servir d'un autre type de simulation (exemple, LU). Toutefois, si la grille régulière est très serrée, on peut simplement lui associer la valeur de la simulation non conditionnelle la plus près de la grille régulière.

Une simulation conditionnelle est deux fois moins précise qu'une estimation faite par krigeage. Toutefois, on s'affranchit de cette imprécision en procédant à plusieurs réalisations. En effet, la valeur associée à la moyenne d'un grand nombre de réalisations conditionnées va tendre vers celle que l'on obtiendrait par krigeage. Le but d'une simulation toutefois n'est pas de fournir une estimation précise mais plutôt de reproduire la variabilité spatiale du champ réel.

3.2 RAPPELS HYDROGÉOLOGIQUES

Cette section rappelle les paramètres et les variables d'états en hydrogéologie, les concepts de base régissant l'écoulement souterrain à l'échelle du bassin versant et la notion de recharge.

3.2.1 Paramètres et variables d'états en hydrogéologie

Les quelques paramètres et variables d'états importants en hydrogéologie sont définis dans cette sous-section. Un paramètre est une propriété intrinsèque des matériaux formant l'aquifère. Les paramètres sont considérés fixes dans le temps tandis que les variables d'états ne le sont pas. Les principaux paramètres sont la conductivité hydraulique et la transmissivité et les variables d'états sont la charge, le gradient et le flux hydraulique.

3.2.1.1 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique est le paramètre le plus important et le plus difficile à évaluer en hydrogéologie. De plus, son estimation dépend largement de l'échelle à

laquelle on l'étudie. La conductivité hydraulique représente la mesure de perméabilité d'un milieu poreux dans une direction d'écoulement donné pour une densité et une viscosité cinématique constante (Chapuis, 1999). Noter que, sous sa forme générale en 3D, la conductivité hydraulique se présente comme un tenseur symétrique comprenant 6 termes.

3.2.1.2 Transmissivité

La transmissivité est définie comme étant le taux d'écoulement s'effectuant horizontalement à travers une couche complètement saturée d'épaisseur b , d'une unité de largeur et sous un gradient unitaire pour une densité et une viscosité cinématique constante. Ce paramètre est généralement évalué à l'aide des résultats d'un essai de pompage.

3.2.1.3 Charge hydraulique

La charge hydraulique est définie comme l'énergie disponible par unité de masse d'eau soumise à un champ gravitationnel (Chapuis, 1999). La charge est une quantité scalaire qui varie dans l'espace et dans le temps. Elle constitue l'énergie potentielle du fluide (eau) et cette énergie se calcule à l'aide de l'équation de Bernouilli. L'énergie qui compose la charge se divise en trois parties : l'énergie d'élévation, de pression et de vitesse. Cette dernière est en général omise dû à sa quantité négligeable. La charge hydraulique est définie par l'équation 3.11.

$$h = z + \frac{P}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2g} \quad (3.11)$$

où h est la charge, z est l'élévation, P la pression de l'eau, γ_w le poids volumique de l'eau, g l'accélération gravitationnelle et v la vitesse du fluide. L'ensemble des charges $h(x,y,z,t)$ sur le domaine constitue un champ de potentiel.

3.2.1.4 Gradient hydraulique

La charge permet de définir le gradient hydraulique. Le gradient est un champ vectoriel défini par les dérivées partielles de la charge dans l'espace (x,y,z) . Il dicte la direction d'écoulement de l'eau.

$$\nabla(h) = i \frac{\partial(h)}{\partial(x)} + j \frac{\partial(h)}{\partial(y)} + k \frac{\partial(h)}{\partial(z)} \quad (3.12)$$

où i, j, k sont les vecteurs unitaires dans les directions x, y et z respectivement.

3.2.1.5 Flux hydraulique

En multipliant la conductivité hydraulique par le gradient on obtient la loi de Darcy (Darcy, 1856) qui régit l'écoulement de l'eau souterraine en milieu poreux. Le résultat de ce produit donne une quantité vectorielle définie par l'équation 3.13.

$$q = \frac{Q}{A} = -K \nabla(h) \quad (3.13)$$

où le vecteur q est la vitesse de Darcy ou flux hydraulique (écoulement volumétrique par unité de surface), Q le débit, A est une surface, K et $\nabla(h)$ sont respectivement la conductivité et le gradient hydraulique.

La relation de Darcy montre que dans le cas isotrope le flux hydraulique est proportionnel à la conductivité et au gradient hydraulique. Ce lien n'est valide que si l'écoulement est laminaire (non turbulent).

Noter que la vitesse de l'eau à travers les pores est différente de la vitesse de Darcy (vitesse de section). Pour obtenir la vitesse de l'eau à travers les pores, il faut diviser la vitesse de Darcy par la porosité effective.

3.2.2 Hydrogéologie à l'échelle d'un bassin versant

En hydrogéologie, l'écoulement à travers un bassin versant se manifeste par l'action des forces drainantes. King (1899) reconnaissait déjà, l'existence des forces drainantes. Ces forces drainantes sont à l'origine de l'écoulement souterrain. À l'époque, il les qualifiait de trois natures : les forces gravimétriques, thermales et capillaires. De nos jours, cette nomenclature des forces drainantes est toujours valide, seules les forces tectoniques se sont ajoutées.

Cette sous-section est divisée en deux parties, la définition du bassin versant et l'écoulement souterrain à l'échelle régionale.

3.2.2.1 Le bassin versant

En hydrologie, il est relativement simple de délimiter, un bassin versant. De manière générale, le contour du bassin hydrographique correspond aux lignes de partage des eaux de surface. Par conséquent, c'est le réseau hydrique et les hauts sommets topographiques qui dictent le contour du bassin hydrographique. Toutefois, le bassin hydrographique ne coïncide pas nécessairement avec le modèle hydrogéologique.

Dans le cas de nappe libre, le bassin hydrogéologique correspond généralement à une réplique quasi exacte du bassin hydrographique. Toutefois pour une nappe captive, cette hypothèse simplificatrice est moins acceptée. Ainsi, la base de la caractérisation de l'écoulement souterrain d'un bassin versant commence par la caractérisation, des types d'aquifères qui le compose.

Lorsque la nappe est libre, on assume généralement que la surface piézométrique est un duplicata de la surface topographique bornée par le bassin hydrographique. Pour poser le même genre d'hypothèse dans le cas d'une nappe captive, il faut enquêter davantage. L'une des premières vérifications est d'analyser, s'il y a une forte corrélation entre la surface piézométrique et la topographie. Si oui, on peut définir les limites d'un bassin hydrogéologique par les hauts sommets topographiques. Ces hypothèses sont très importantes lors de la définition des conditions frontières du

bassin hydrogéologique.

3.2.2.2 L'écoulement souterrain

Les développements conceptuels et théoriques de l'écoulement souterrain présentés ici viennent principalement des travaux de King (1899) et Hubbert (1969).

Pour commencer, définissons l'écoulement de l'eau souterraine. Pour un domaine donné, on assume qu'il existe un champ de potentiel (quantité scalaire) nommé charge hydraulique. Ce champ de potentiel varie dans l'espace et le temps. Ainsi, comme le champ de charge varie dans l'espace, il existe un gradient. Dans un milieu poreux isotrope, les vecteurs gradients sont perpendiculaires aux surfaces équipotentiels et colinéaires aux lignes d'écoulement. Le mouvement de l'eau souterraine est dicté par le gradient hydraulique (loi de Darcy). L'écoulement de l'eau souterraine respecte le principe de conservation de la masse. Ce principe mentionne que la différence entre le taux massique d'infiltration et de résurgence est égale à la variation en masse de l'emmagasinement de l'aquifère dans le temps. Comme le champ est défini conservatif, la divergence permet de calculer le flux net sortant par unité de volume. L'équation 3.14 représente l'équation générale de l'écoulement souterrain.

$$\nabla(K \cdot \nabla(h)) = S_s \frac{\partial(h)}{\partial(t)} + q \quad (3.14)$$

où S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique.

En régime permanent, l'équation se simplifie comme suit :

$$\nabla(K \cdot \nabla(h)) = q \quad (3.15)$$

S'il n'y a pas de terme source, et que K est constant sur tout le domaine, la solution

de l'écoulement souterrain revient simplement à résoudre l'équation de Laplace¹.

$$K\nabla^2(h) = 0 \quad (3.16)$$

Dans un massif rocheux, la conductivité hydraulique peut être fortement anisotrope. Contrairement aux dépôts meubles, la conductivité hydraulique d'un massif rocheux est principalement contrôlée par le réseau de fractures tandis que la matrice est relativement imperméable. L'écoulement se fait dans les fractures en fonction de leurs ouvertures et leurs densités et surtout leurs degrés d'interconnexion. L'écoulement, en milieu fracturé, commence lorsque le seuil de percolation est atteint. Le seuil de percolation est défini comme la quantité d'intersections de fractures suffisante pour permettre l'écoulement. En général, l'écoulement suit les discontinuités et l'anisotropie de la géologie. Lorsque la densité des fractures est suffisante (relative à la résolution spatiale du modèle numérique), l'aquifère de roc fracturé peut être considéré comme un milieu poreux équivalent. Cette simplification permet d'appliquer la loi de Darcy au milieu fracturé.

L'écoulement de l'eau souterraine est étroitement lié à la recharge du bassin et aux eaux de surface. En zone de recharge, l'écoulement est essentiellement vertical en s'enfonçant dans le sol. En zone de résurgence, l'eau se dépressurise et l'écoulement est quasi vertical, vers le haut. Entre ces deux situations l'écoulement est essentiellement horizontal. Au Québec, une bonne proportion du débit des rivières provient des aquifères. En général, le lien hydraulique va de l'aquifère vers la rivière (Nastev *et al.*, 2005b).

¹Le symbole ∇ est un opérateur mathématique différent selon qu'il s'applique à un champ scalaire ou vectoriel :

- Gradient : ∇ appliqué à un champ scalaire
- Divergence : ∇ appliqué à un champ vectoriel
- Laplacien : ∇^2 appliqué à un champ scalaire

3.2.3 La recharge

Le renouvellement de l'eau souterraine à l'intérieur d'un bassin versant se nomme la recharge. La recharge se compose principalement d'une fraction des précipitations et d'une fraction des eaux de surface.

Une partie importante des précipitations ruisselle vers les rivières. Du reste, une grande proportion est directement interceptée par la végétation et par la rétention de surface. La proportion des précipitations qui s'infiltre dans le sol suit trois parcours différents : l'écoulement hypodermique (débit intermédiaire, évapotranspiration), la recharge de l'aquifère (débit de base) et l'écoulement en grande profondeur.

Lerner *et al.* (1990) ont caractérisé la recharge selon trois catégories : la recharge directe, indirecte et localisée. La recharge directe représente une percolation verticale à partir de la surface du sol, en passant par les zones racinaires et vadoses pour finalement atteindre la zone saturée. La recharge indirecte est l'apport des cours d'eau à l'aquifère. La recharge localisée provient d'une accumulation horizontale d'eau telle une nappe perchée.

L'évaluation de la recharge nécessite, une grande connaissance des éléments de surface du bassin. Ces derniers exercent un contrôle important sur le taux d'infiltration. Les principaux éléments de surface qui contrôlent la recharge sont : la topographie, la végétation et le type ainsi que l'épaisseur des dépôts meubles.

La surface topographique de l'aquifère est une information importante pour localiser les zones à fort potentiel de recharge. Le type et l'épaisseur des matériaux de surface sont également de bons indicateurs pour évaluer des taux d'infiltration. Pour le cas de Châteauguay, les affleurements rocheux sont généralement considérés comme des zones de recharges. Les dépôts meubles permettent de préciser si l'aquifère est libre, confiné ou semi-confiné.

Dans le cas d'un aquifère confiné, si la surface des dépôts peu perméables est suffisamment grande, elle peut fournir une quantité importante d'eau à l'aquifère. En général, la majeure partie de la recharge d'un aquifère confiné vient toutefois

des hauts sommets topographiques perméables. Pour un aquifère à nappe libre, les zones de recharge peuvent être très variables car l'eau souterraine se trouve à pression atmosphérique.

L'étude des gradients verticaux est également un indicateur de recharge. Les travaux de terrain, permettent d'identifier les zones de recharge. En effet, le mouvement vertical de l'eau, lors d'un forage de puits, indique si le puits est localisé ou non dans une zone de recharge (Toth, 1963). Si le niveau d'eau descend à mesure que le puits s'enfonce, il s'agit d'une zone de recharge. Sur un terrain plat, il est extrêmement difficile de trouver les zones de recharge et de décharge car les équipotentielles sont verticales et l'écoulement est plus ou moins horizontal.

En modélisation hydrogéologique, la recharge est une variable clé mais difficile à évaluer car elle nécessite l'évaluation de nombreux paramètres. Les liens qui unissent la recharge aux conditions frontières, aux débits de pompage, à la décharge à l'exutoire et à tous les paramètres hydrogéologiques sont non-linéaires.

Bien qu'il existe une panoplie de méthodes pour définir la recharge, ces dernières peuvent être regroupées en quatre grandes catégories (Flint *et al.*, 2002), soit les méthodes :

- physiques (lois de Darcy et Richards) ;
- empiriques (analyse statistique, régression) ;
- de traçage environnemental (isotopes de la pluie) ;
- de modèle conceptuel de bassin versant (recharge = infiltration efficace).

La méthode classique d'évaluation de la recharge pour un modèle régional est le modèle conceptuel de bassin versant. Cette méthode se base sur un bilan hydrologique ou bilan de masse (équation 3.17).

$$P = R + ETR + IE \pm \Delta S \quad (3.17)$$

où la variable P représente le volume des précipitations totales sur le bassin pour une période donné, R le ruissellement, ETR est l'évapotranspiration, IE est infiltration

efficace et le terme $\pm\Delta S$ représente la variation des ressources accumulées à la fin de la période.

Lors de l'évaluation du bilan hydrologique on considère les paramètres suivants : l'évaporation, la transpiration, la condensation, les précipitations, l'interception (plantes) et le stockage (creux ou dépression dans le sol), l'infiltration et la percolation ainsi que l'écoulement. Cet écoulement est séparé en trois types différents : l'écoulement de surface, hypodermique et de base. La méthode de la séparation de l'hydrogramme est la manière classique d'évaluer le volume correspondant aux écoulements de surface et de base.

Dans un modèle numérique, la recharge est généralement présentée comme un flux de percolation par unité de surface ($m^3/s/m^2$). Cette façon de représenter la recharge permet simplement de la distribuer sur le domaine. Évidemment, l'évaluation d'une recharge n'est représentative que pour une période donnée. Comme les précipitations sont variables dans le temps, la pratique courante est d'évaluer la recharge sur une base annuelle.

3.3 MÉTHODE DES ÉLÉMENTS FINIS

La méthode des éléments finis (MEF) permet de résoudre de manière très générale des problèmes à géométries complexes pouvant contenir plusieurs paramètres hétérogènes. Cette méthode a comme objectif de résoudre une équation différentielle correspondant à un phénomène physique par une approximation numérique. Bien qu'il existe d'autres méthodes numériques pour résoudre les équations différentielles, telle que la méthode bien connue des différences finies, la MEF est la plus générale.

La modélisation de l'écoulement souterrain dans un bassin versant se résout directement par la MEF en solutionnant l'équation de diffusion (3.18). La présentation de la MEF se limite ici au cas bidimensionnel du problème stationnaire d'écoulement

souterrain en milieu isotrope saturé et sans terme source (Pinder et Gray, 1977).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h(x, y)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial h(x, y)}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.18)$$

où h est la charge hydraulique et T est la transmissivité.

La MEF est un problème variationnel basé sur la méthode des résidus pondérés.

$$\int_{\Omega} R(x, y) \cdot \omega_i(x, y) d\Omega = 0 \quad 1 \leq i \leq N \quad (3.19)$$

où $R(x, y)$ est le résidu, $\omega(x, y)$ est une fonction *test* dérivable sur le domaine avec N inconnues.

Le théorème de Green permet de réduire l'équation différentielle d'ordre 2 de l'écoulement à une équation d'ordre 1 à l'aide d'une intégration par parties. Ce résultat se nomme la formulation faible du problème variationnel.

$$- \int_{\Omega} T \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial h}{\partial y} \right) d\Omega + \int_{\Gamma} T \omega \frac{\partial h}{\partial n} d\Gamma = 0 \quad (3.20)$$

L'étape qui suit consiste à choisir le type d'élément à utiliser et à définir la fonction d'interpolation sur l'élément. L'équation 3.21 représente la forme générale de la fonction d'interpolation.

$$h(x, y) = \sum_{i=1}^{\Omega_e} N_i(x, y) h_i \quad (3.21)$$

où h_i est la valeur aux nœuds et $N_i(x, y)$ est un polynôme d'interpolation 2D.

Le choix du type d'élément joue un rôle important sur la précision des résultats obtenus. Ce choix doit être fait de manière à assurer la continuité de la solution entre ces mêmes éléments. La continuité doit être de C_{m-1} où m est l'ordre des dérivées de la formulation intégrale. Dans notre cas $m=1$, ce qui implique que l'on doit assurer au moins une continuité C_0 , c'est-à-dire la fonction d'interpolation doit être au moins

linéaire.

Ensuite on pose la fonction test (ω) égale à la fonction d'interpolation choisie (Méthode de Galerkin). Une fois les calculs au niveau de l'élément faits, on procède à l'assemblage et à la résolution du système matriciel. Pour plus de détails se référer à Pinder et Gray (1977).

En pratique, l'utilisation de la méthode des éléments finis est relativement simple. Le point de départ consiste à discrétiser le domaine en sous-domaines appelés éléments finis (maillage). Le maillage est une opération délicate pouvant influencer la solution finale. Lors de la modélisation, il arrive que des portions du domaine présentent une précision insuffisante ou des résultats numériquement instables. On peut alors soit refaire le maillage à l'aide d'éléments plus petits ou choisir des fonctions d'interpolation d'ordre supérieur.

La modélisation du bassin de la rivière Châteauguay est traitée en deux dimensions comme un problème stationnaire d'écoulement en régime permanent et en milieu saturé. La solution du problème direct est gouvernée par l'équation 3.22.

$$\begin{aligned} \operatorname{div}(T \cdot \nabla(h)) &= q & (x, y) \in \Omega \\ h &= \hat{h} & (x, y) \in \Gamma_1 \\ -(T \cdot \nabla(h)) \cdot n &= 0 & (x, y) \in \Gamma_2 \end{aligned} \tag{3.22}$$

où T est la transmissivité, $\nabla(h)$ est le gradient hydraulique et q est le terme de recharge. Les segments frontières appartenant à Γ_1 sont de type Dirichlet et celles appartenant à Γ_2 sont de type Neumann.

3.4 MÉTHODE D'ESTIMATION SUCCESSIVE DES FLUX (MESF)

Cette section présente la théorie concernant la méthode d'estimation successive des flux (MESF) développée par Pasquier et Marcotte (2005) et Pasquier (2005). Il s'agit d'une nouvelle méthode d'inversion en hydrogéologie qui permet de déterminer rapidement un champ de transmissivité ou de conductivité hydraulique. Les auteurs ont montré que cette méthode d'inversion peut être utilisée en trois dimensions et en régime transitoire. Cependant, la présentation qui suit se limite au cas bidimensionnel en régime permanent pour un aquifère incompressible et totalement saturé.

La formulation de la MESF repose essentiellement sur le développement algébrique de Ponzini et Lozej (1982).

$$T^R(x, y) = \frac{\|-\vec{q}^R(x, y)\|_2}{\|\nabla h^R(x, y)\|_2} \quad (x, y) \in (\Omega) \quad (3.23)$$

Pasquier et Marcotte (2005) ont démontré que l'équation 3.23, développée par Ponzini et Lozej, représentait le problème de Cauchy dans sa formulation cartésienne.

L'équation 3.23 indique que la transmissivité réelle (T^R) peut être connue à condition de connaître les champs réels du flux ($\vec{q}^R$) et du gradient (∇h^R) sur tout le domaine. En régime permanent, si ces deux quantités étaient parfaitement connues sur un domaine donné, pour une discrétisation donnée, et pour un aquifère totalement saturé, le problème serait directement résolu. Toutefois, ce scénario n'est pas très réaliste puisque, en général, les hydrogéologues disposent de quelques observations de charge hydraulique et de très peu d'observations de flux.

Brochu et Marcotte (2003) ont montré qu'il est possible, à l'aide d'une méthode d'interpolation adéquate, d'estimer le champ réel de charge avec une précision suffisante et ce avec peu d'observations. Ainsi, l'interpolation de la charge ne pose pas de problème majeur car il s'agit d'un champ scalaire. Par contre, l'interpolation du

champ (vectoriel) de flux n'est pas possible selon nos connaissances.

Afin d'obtenir une estimation du flux sur l'ensemble du domaine, la MESF profite du lien linéaire qu'offre la loi de Darcy.

$$\vec{q}^i(x, y) = -T^i(x, y) \cdot \nabla h^i(x, y) \quad (3.24)$$

où T^i et ∇h^i sont respectivement un champ de transmissivité et de gradient hydraulique quelconque et $\vec{q}^i$ est le flux correspondant à la solution du produit de ces champs.

Par conséquent l'équation 3.23 est modifiée comme suit.

$$T^R(x, y) = \frac{\|\vec{q}^i(x, y)\|_2}{\|\nabla h^R(x, y)\|_2} = T^i(x, y) \cdot \frac{\|\nabla h^i(x, y)\|_2}{\|\nabla h^R(x, y)\|_2} \quad (x, y) \in (\Omega) \quad (3.25)$$

Ce changement impose que $\vec{q}^R$ et $\vec{q}^i$ soient parallèles et de norme égale. Pour respecter ces deux conditions, la résolution du problème peut nécessiter plusieurs itérations. Donc, la MESF est résolue de manière itérative.

$$T^{i+1}(x, y) = T^i(x, y) \cdot \frac{\|\nabla h^i(x, y)\|_2}{\|\nabla h^R(x, y)\|_2} \quad (x, y) \in (\Omega) \quad (3.26)$$

De cette façon, la transmissivité est ajustée à chaque itération i ce qui a pour effet de réduire l'écart entre les charges hydrauliques h_i et h_R . L'algorithme prend fin lorsque la valeur du critère d'arrêt ou le nombre maximal d'itérations, préalablement définis, est atteint. La valeur critère d'arrêt est comparée à la moyenne des erreurs au carré (MSE) entre les charges observées et celles calculées aux piézomètres.

La méthode MESF nécessite un champ initial de transmissivité (T_0). Comme le nombre d'observations de transmissivité est généralement restreint, il est préférable de déterminer ce champ à partir de simulations géostatistiques plutôt que par interpolation. Cela permet de produire plusieurs champs équiprobables de transmissivité initiale. Ainsi, la MESF permet de produire un ensemble de solutions équiprobables

pour un même champ de charge tout en respectant les observations des transmissivités.

Une fois que le champ initial de transmissivité est déterminé, la MESF utilise un simulateur d'écoulement qui résout l'équation de diffusion par la méthode des éléments finis pour calculer le champ de charge hydraulique correspondant.

Le simulateur d'écoulement estime la charge hydraulique à tous les nœuds du domaine. Pour obtenir le gradient (∇h^i) les dérivées du champ de charge sont calculées au centre de chacun des éléments.

Dans le cas bidimensionnel du régime permanent pour un aquifère confiné, isotrope et sans terme source, le simulateur d'écoulement résout le système d'équations 3.27.

$$\begin{aligned} \operatorname{div}(T^i \cdot \nabla h^i) &= 0 & (x, y) \in \Omega \\ h^i|_{(\Gamma_1)} &= h^R(x, y) & (x, y) \in \Gamma_1 \\ -T^i \cdot \nabla h^i \cdot n|_{(\Gamma_2)} &= \vec{q}^R(x, y) \cdot n & (x, y) \in \Gamma_2 \end{aligned} \quad (3.27)$$

où Ω est le domaine d'écoulement borné par la combinaison de deux types de frontière $\Gamma = \Gamma_1 \cup \Gamma_2$, T^i est un champ de transmissivité quelconque et h^i est la charge hydraulique correspondant au champ T^i .

La modification principale apportée au développement de Ponzini et Lozej est l'ajout d'un facteur d'amortissement (Pasquier et Marcotte, 2005; Pasquier, 2005). Ce dernier assure un calage rapide et il préserve la structure initiale du champ de transmissivité. La limitation concernant les gradients hydrauliques faibles est en bonne partie résolue par l'ajout de ce facteur d'amortissement qui empêche les changements brusques de transmissivité lors des premières itérations. De plus, il assure la convergence et supprime les oscillations de la solution dans les endroits de faible gradient. Ce facteur est défini par l'équation 3.28.

$$\beta^i = \beta^0 e^{-3i/\alpha} \quad (3.28)$$

β^0 est une valeur initiale d'amortissement, β^i est l'amortissement à l'itération i , et α est la portée des itérations. Noter que lorsque l'itération i est égal à la portée α , le coefficient d'amortissement est réduit à 5% de sa valeur initiale.

En introduisant le facteur d'amortissement dans l'équation 3.26, on obtient l'équation complète de la MESF :

$$T_j^{i+1} = T_j^i \cdot \frac{\|\nabla h_j^i\|_2 + \beta^i}{\|\nabla \hat{h}_j\|_2 + \beta^i} \quad (3.29)$$

où i est l'itération, j l'élément et $\nabla \hat{h}_j$ est l'estimation par interpolation du gradient réel (∇h_j^R).

De l'équation 3.29, il découle :

$$\begin{aligned} \|\nabla h_j^i\|_2 &> \|\nabla \hat{h}_j\|_2 \rightarrow T^{i+1} \nearrow \\ \|\nabla h_j^i\|_2 &< \|\nabla \hat{h}_j\|_2 \rightarrow T^{i+1} \searrow \end{aligned} \quad (3.30)$$

$$\|\nabla h_j^i\|_2 = \|\nabla \hat{h}_j\|_2 \rightarrow T^{i+1} \text{ inchangé} \quad (3.31)$$

Les gradients ∇h_j^i et $\nabla \hat{h}_j^i$ sont évalués à l'aide des fonctions d'interpolation du simulateur d'écoulement au centre des éléments.

$$\|\nabla h\|_2 = \sqrt{\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial h}{\partial y}\right)^2} \quad (3.32)$$

Les valeurs de transmissivité obtenues à chaque itération sont bornées par un minimum et un maximum absolu ou un écart maximal entre T^{i+1} et T^i . L'imposition de cette contrainte est d'assurer un résultat géologiquement réaliste. De cette façon si l'algorithme trouve une valeur de T^{i+1} excédant la contrainte relative ou absolue, la valeur que T^{i+1} prend est celle de la contrainte. En pratique, si un trop grand nombre de contraintes sont activées c'est soit que les contraintes adoptées sont incompatibles avec les données soit que l'amortissement utilisé est insuffisant.

L'algorithme d'inversion prend fin lorsqu'il atteint le seuil de convergence ou le nombre maximum d'itérations préalablement définis.

$$\|\nabla h_j^i\|_2 \cong \|\nabla \hat{h}_j\|_2 \quad \forall j \quad (3.33)$$

Noter que le nombre d'itérations et le seuil de convergence sont tous deux spécifiés par l'utilisateur.

Chapitre 4

MODÉLISATION

Ce chapitre présente de manière combinée la méthodologie et les résultats correspondant à chacune des étapes de la modélisation de l'aquifère de Châteauguay. Le chapitre se divise en trois sections. La première section comprend la définition du domaine, le contexte géologique, la définition de la recharge et le modèle conceptuel. La seconde section contient l'analyse des données, la définition du champ de charge de référence et celle des champs initiaux de transmissivité. Enfin, la dernière section présente les modèles calés de transmissivité obtenus après inversion, une analyse de bilan hydrique et une présentation des erreurs de calage.

4.1 Définition du domaine

Comme indiqué à la section 3.2.2.1, les hydrogéologues ont souvent recours au contour du bassin hydrographique pour définir les limites de l'aquifère (modèle hydrogéologique). Le contour du bassin hydrographique est basé sur les hauts sommets topographiques et la direction de l'écoulement de surface. Cette hypothèse est généralement bien acceptée par les hydrogéologues dans le cas des nappes libres. Toutefois, cette hypothèse peut s'avérer inexacte dans le cas d'une nappe captive.

La définition du modèle hydrogéologique de la rivière Châteauguay a été conçue de

manière *ad hoc* en tenant compte du contour des sous-bassins hydrographiques et des conditions frontières naturelles. La figure 4.1 permet de comparer le contour du modèle hydrographique de la rivière Châteauguay avec le contour du modèle hydrogéologique. La superficie totale du bassin hydrographique fait environ 2490 km^2 dont 57% de sa

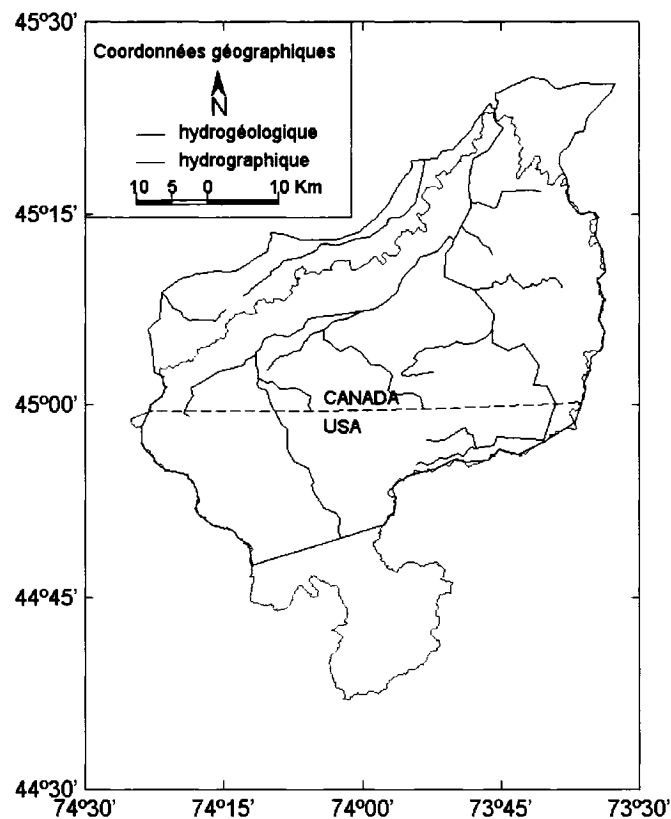


Figure 4.1: Comparaison des contours du bassin hydrographique et du modèle hydrogéologique de la rivière Châteauguay.

surface fait partie du Canada (1450 km^2). Quant au modèle hydrogéologique, sa superficie totale fait 2618 km^2 dont 72% est canadienne (1882 km^2). En somme, le contour du modèle hydrogéologique est très similaire à celui du bassin hydrographique à l'exception des parties nord et sud.

Les différences entre les deux contours résident principalement dans le choix des conditions frontières qui définissent le domaine numérique utilisé lors de l'inversion.

Au nord, le fleuve St-Laurent constitue une frontière naturelle connue (charge hydraulique). Il s'agit donc d'une source d'information importante à utiliser dans le modèle conceptuel de l'aquifère. Au sud, la limite du domaine est considéré perpendiculaire à la rivière Châteauguay et parallèle aux lignes d'écoulement. De plus, cette frontière sud marque la présence du contact lithologique entre l'aquifère de roches sédimentaires et le socle précambien composé principalement de gneiss granitique imperméable (mangérite et charnockite).

La figure 4.2 présente la partie canadienne du bassin sur lequel tous les résultats de ce mémoire sont présentés. Cette figure indique l'emplacement de deux zones d'intérêt majeur du bassin. Ces deux zones sont les collines de Covey Hill (contour bleu) au sud et l'important secteur d'activité agricole (contour rouge), au nord-est du bassin.

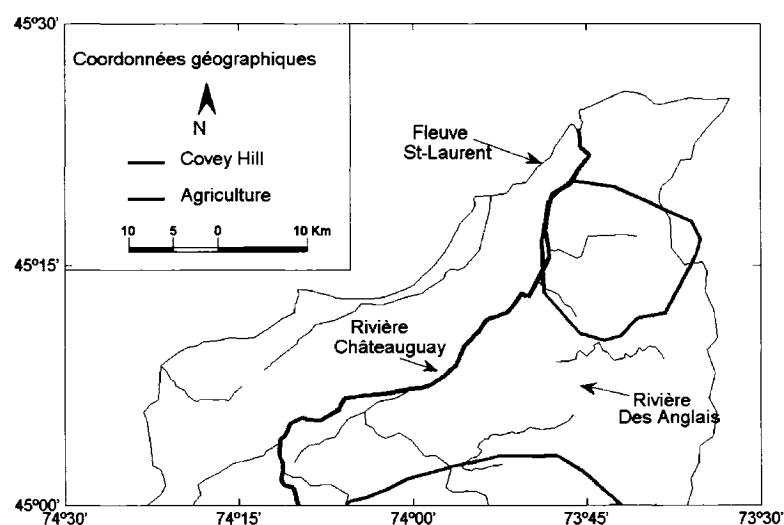


Figure 4.2: Partie canadienne du bassin de la rivière Châteauguay.

4.1.1 Contexte géologique

La formation géologique de l'aquifère régional est composée d'une séquence subhorizontale de roches sédimentaires (section 2.1.2). Ces roches sont principalement des grès, dolomies et calcaires présentant des fractures subverticales et subhorizontales.

Ces fractures subverticales permettent l'infiltration des eaux de surfaces. À travers le bassin, l'eau circule par les fractures subhorizontales correspondant aux plans de litages des formations rocheuses (Morin et Godin, 2005).

Spatialement la transmissivité de ces roches fracturées est très variable et elle a un effet prépondérant sur l'écoulement local. Cependant, compte tenu de la haute densité des fractures et de l'échelle de l'étude, cet effet local s'estompe et la transmissivité régionale devient une variable plus uniforme avec des écarts en bas d'un ordre de grandeur. L'aquifère fracturé peut donc être considéré comme un milieu poreux équivalent.

Les sédiments quaternaires qui couvrent le bassin sont principalement composés de sédiments glaciaires et post-glaciaires. Ces sédiments se caractérisent par des dépôts relativement perméables de sable et gravier et des dépôts peu perméables de silt et d'argile. La figure 4.3 présente la distribution spatiale de l'épaisseur des dépôts quaternaires. Les sédiments quaternaires ne font pas partie de l'aquifère étudié. Toutefois, ils sont utilisés pour aider à définir la recharge.

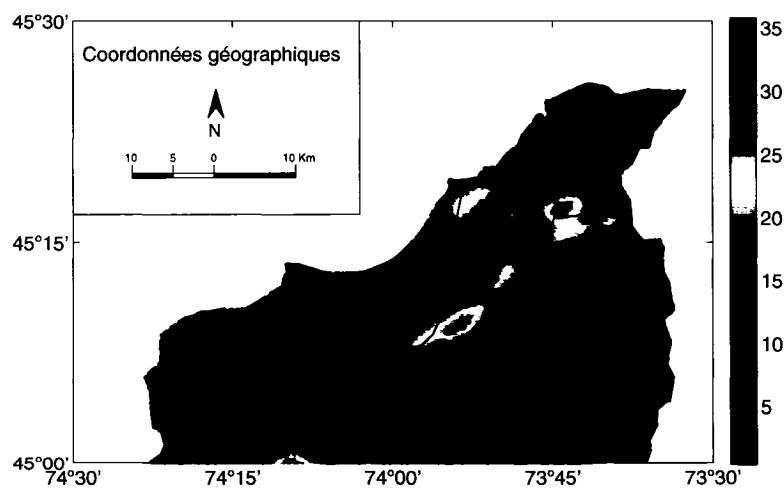


Figure 4.3: Distribution spatiale de l'épaisseur des dépôts quaternaires (m).

Pour plus de détails concernant la géologie et les dépôts meubles, voir les sections

2.1.2 et 2.1.3 du chapitre 2.

4.1.2 Définition de la recharge

La définition de la recharge a été évaluée à partir de deux approches différentes. L'approche qualitative consiste à une évaluation, très approximative, de la recharge basée sur le type de dépôts meubles. Tandis que l'approche quantitative se base sur un modèle hydrologique.

4.1.2.1 Évaluation qualitative

La recharge de l'aquifère est étroitement liée aux types et à l'épaisseur des dépôts de surface. Selon leur position dans la colonne hydrostratigraphique, les dépôts meubles exercent un contrôle significatif sur le taux d'infiltration des eaux de surface.

L'approche qualitative donne une évaluation des taux d'infiltration basée sur la description géologique des sédiments en place et sur des estimations passées pour des sols similaires dans les conditions climatiques du Québec (Nastev *et al.*, 2002; Savard *et al.*, 2002).

Le tableau 4.1 présente, pour chacun des types de sols, le taux d'infiltration discret ayant servi à définir la recharge.

TAB. 4.1: Taux d'infiltration basés sur les types de sédiments à la surface
(Nastev *et al.*, 2002; Savard *et al.*, 2002)

Types de sol	Taux d'infiltration (<i>mm/an</i>)
Sols organiques	10
Argiles et sédiments très fins	20
Till et sédiments glaciaires	30
Till discontinu (mince)	100
Affleurement rocheux	150
Complexe de Covey hill, sable et gravier	200
Sédiments fluvioglaciaires (subaquatique)	300
Sédiments fluvioglaciaires (eskers)	350

Les taux d'infiltration annuelle associés à chacun des types de sols varient de 10 à 350 mm/an.

4.1.2.2 Évaluation quantitative

L'évaluation quantitative de la recharge a été produite par Croteau et al. (2005). Cette évaluation porte uniquement sur le sous-bassin de la rivière Des Anglais (figure 4.4).

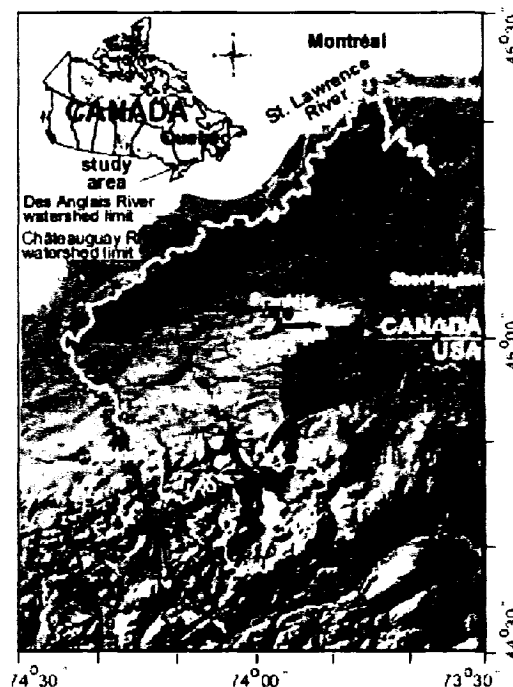


Figure 4.4: Localisation du sous-bassin de la rivière Des Anglais.

Croteau et al. (2005) ont utilisé le logiciel de modélisation hydrologique HELP (Schroeder *et al.*, 1994) afin d'évaluer la recharge. La validation des résultats consiste à comparer le volume d'eau calculé par HELP et les débits de base de la rivière Des Anglais, obtenus par la séparation des hydrogrammes à deux stations de jaugeages différentes. La moyenne des infiltrations, obtenue à l'aide du logiciel HELP, sur le sous-bassin de la rivière Des Anglais est de 103 mm/an.

4.1.2.3 Recharge retenue

L'estimation qualitative du taux moyen d'infiltration du sous-bassin de la rivière Des Anglais (tableau 4.1) est environ de 50% inférieure au taux moyen de l'évaluation quantitative. On considère que l'estimation obtenue avec HELP est plus fiable car elle est validée par les hydrogrammes.

Toutefois cette estimation porte seulement sur une partie du domaine. Lors de l'inversion, la recharge doit être connue sur l'ensemble du bassin. Ainsi, pour l'extrapolation des taux d'infiltration sur le reste du domaine, l'estimation qualitative a été multipliée par un facteur de deux. Ce facteur représente le ratio entre les estimations quantitative/qualitative dans le bassin de la rivière Des Anglais.

La figure 4.5 présente la distribution spatiale des taux d'infiltration. La moyenne globale sur l'ensemble du bassin est de 81 mm/an. Noter que, pour l'inversion, un

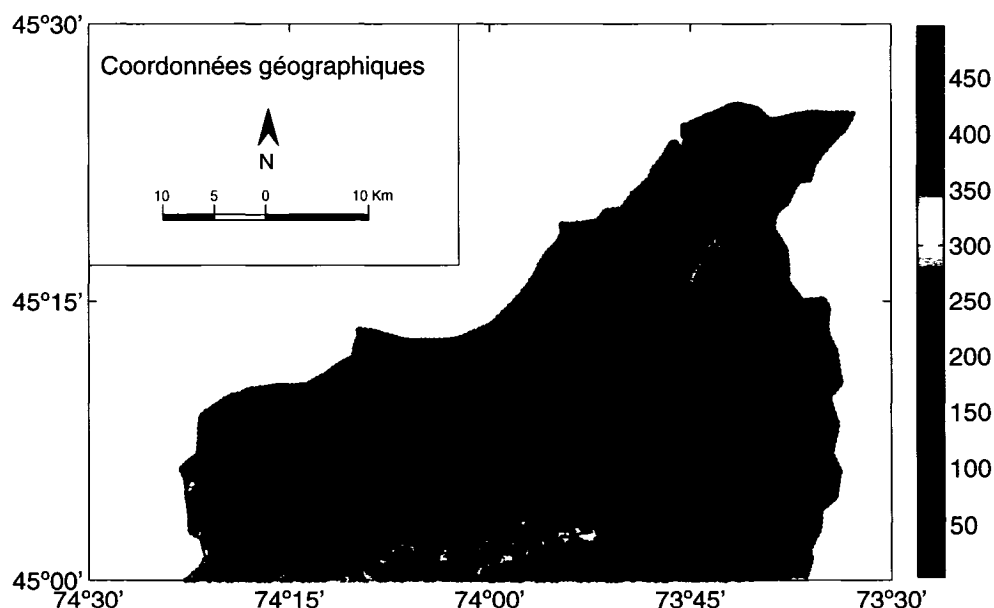


Figure 4.5: Distribution spatiale du taux de recharge (mm/an).

taux unique d'infiltration est associé à chacun des éléments du domaine. Les taux d'infiltration liés à la carte de recharge ont été lissés en utilisant une moyenne mo-

bile. Ce lissage permet de réduire les discontinuités entre les éléments et les risques d'instabilité numérique.

4.1.3 Utilisation en eau

Tout comme la recharge, l'utilisation en eau souterraine est une variable très importante à évaluer lors de la modélisation de l'aquifère régional. Les principaux consommateurs d'eau souterraine sont les secteurs d'activité suivants :

- domestique (puits privés)
- domestique (aqueduc) ou municipalité
- agriculture (élevage, agriculture, culture maraîchère, vergers)
- commercial (alimentation, récréotouristique, etc)
- embouteillage
- carrière

D'après l'Institut de la Statistique du Québec, 47 921 personnes dépendent d'un puits privé dans la région du bassin versant de la rivière Châteauguay (ISQ, 2003). On estime la consommation d'eau des personnes à 200 litres par jour, ce qui donne un volume annuel total de $3\,502\,090\text{ m}^3$. Dans le modèle numérique, les puits privés sont représentés par une lame d'eau uniforme. Ainsi le volume annuel total est distribué sur chaque élément du domaine de manière proportionnelle ($m^3/m^2/an$).

Parmi les municipalités situées sur le bassin, 7 d'entre elles, possédant un aqueduc, ont été recensées et font donc partie du modèle numérique, les autres ont des puits privés. Les volumes annuels d'eau consommée par les villes recensées ont été évalués à partir de rapports de consultants (2003 à 2005). Le tableau 4.2 présente la consommation annuelle des municipalités recensées.

L'activité agricole est très intense sur le bassin de la rivière Châteauguay. Le secteur agricole se répartit en : agriculture, culture maraîchère, élevage d'animaux et vergers. Annuellement, ces quatre secteurs consomment respectivement $5\,238\,611\text{ m}^3$, $1\,512\,924\text{ m}^3$, $1\,431\,846\text{ m}^3$ et $438\,300\text{ m}^3$ pour un grand total de $8\,621\,680\text{ m}^3$.

TAB. 4.2: Consommation annuelle des municipalités recensées

Villes	Consommation annuelle (m^3)
Châteauguay	6 162 504
Hemmingford	298 614
St-Chrysostome	142 813
St-Rémi	1 308 070
Howick	99 538
St-Isidore	401 775
Ormstown	700 567

m^3 . Les volumes d'eau du secteur agricole sont représentés dans le modèle sous la forme d'une lame d'eau à l'exception des maraîchers de la région de Ville-Mercier. L'étude détaillée de Pontlevoy (2004) a permis de localiser de manière ponctuelle ces 175 maraîchers. Les maraîchers pompent sur une période d'environ quatre mois. Annuellement, le débit moyen pompé par les maraîchers est de $25.3 m^3/jour$ avec un débit minimal de $0.01 m^3/jour$ et maximal de $371 m^3/jour$.

Le modèle inclut également deux carrières, la carrière Chenail située près de St-Chlotide et la carrière Silvio Gallipeau. Ces carrières sont très importantes en termes de volume annuel d'eau soustraite à l'aquifère, soit $4\,017\,750 m^3$ pour la carrière Chenail et $394\,470 m^3$ pour Silvio Gallipeau.

Enfin, les autres consommateurs d'eau souterraine sont l'embouteillage ($558\,833 m^3/an$) et le secteur commercial ($1\,851\,437 m^3/an$) qui comprend des industries alimentaires, des activités récréotouristiques, etc.

La figure 4.6 indique la proportion de la consommation annuelle de l'eau souterraine selon les secteurs d'activité.

Lors de l'inversion, tous les volumes soutirés par les utilisateurs d'eau sur l'ensemble du domaine sont représentés par une infiltration négative pour chacun des éléments. Ces volumes d'eau pompés sont soustraits à la recharge. Les utilisateurs sont soit représentés par une lame d'eau uniforme (puits privés, élevage, agriculture standard) ou ils sont représentés ponctuellement sur un élément (maraîchers, indus-

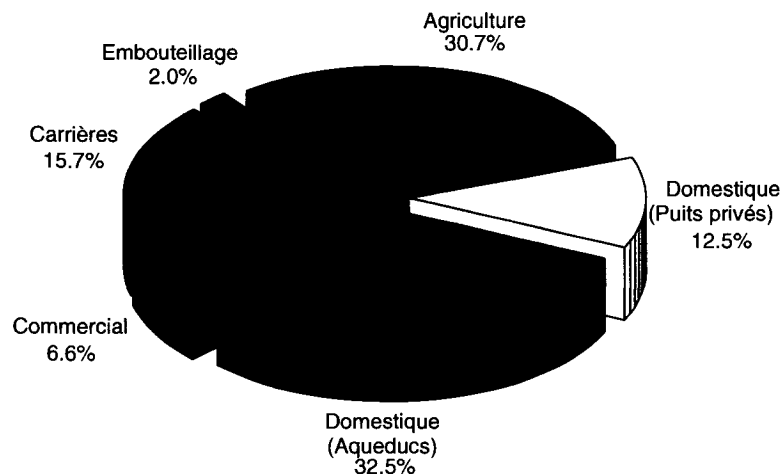


Figure 4.6: Consommation annuelle de l'eau souterraine selon les secteurs d'activité.

trie, carrières, municipalités, embouteillage).

4.1.4 Modèle conceptuel

Le modèle numérique, représentant le modèle hydrogéologique, est un domaine limité par deux types de frontières, soit les frontières à charges constantes de type Dirichlet et les frontières de flux nul de type Neumann. Au nord du bassin, on trouve une frontière à charge constante qui correspond au fleuve St-Laurent. Les frontières au sud, à l'est et à l'ouest sont considérées imperméables. La frontière sud indique la séparation entre l'aquifère régional composé de roches sédimentaires et le socle rocheux (gneiss) imperméable. L'écoulement à cet endroit est perpendiculaire à la rivière Châteauguay. Les frontières est et ouest représentent des limites de sous-bassins versant.

Les frontières intérieures représentent les cours d'eau les plus importants sur le bassin. Dans le modèle numérique, ces rivières drainent l'aquifère et elles sont représentées par des charges fixées (obtenues par krigeage) de type Dirichlet. La figure 4.7 indique la localisation des frontières du modèle hydrogéologique.

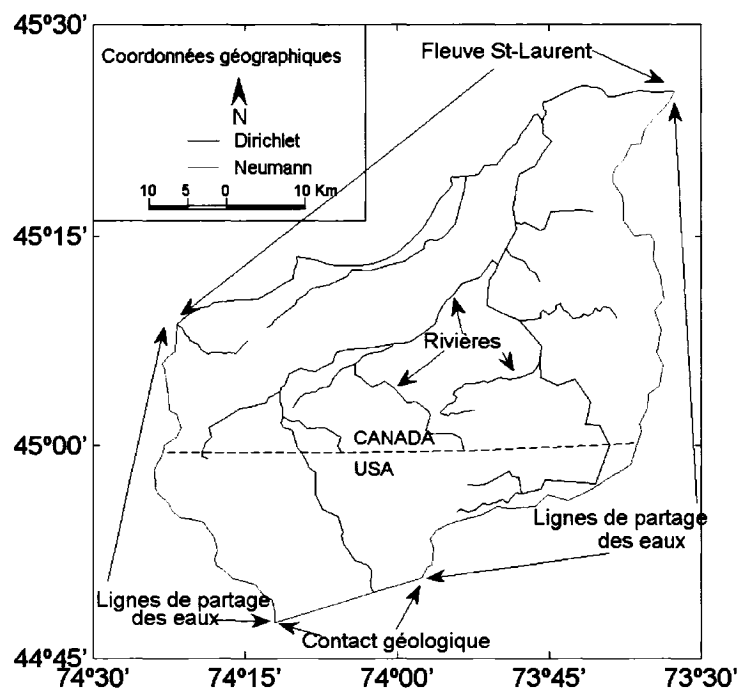


Figure 4.7: Localisation des frontières hydrogéologiques.

De fortes évidences géologiques et hydrogéologiques permettent de considérer les cours d'eau en contact direct avec l'aquifère. Parmi ces évidences, plusieurs affleurements rocheux sont visibles dans les rivières. Par exemple, lors des travaux de terrain de l'été 2004, des affleurements ont été observés notamment dans la rivière Châteauguay entre les villes de Ormstown et Mercier. De plus, à certains endroits, le long de ce tronçon, les dépôts meubles en bordure de la rivière Châteauguay atteignent par endroits plus de 20 m d'épaisseur. Les dépôts dans les rivières auraient donc été érodés.

Le lien entre les rivières et l'aquifère régional a également été observé par Tommy Tremblay lors de son étude Quaternaire (Tremblay *et al.*, 2005). En somme, les rivières à l'intérieur du domaine drainent l'aquifère régional et le reste du domaine est confiné par les sédiments quaternaires peu perméables. Évidemment, on est conscient que le

drainage de l'aquifère par les rivières n'est pas présent partout à 100% mais cette hypothèse permet de simplifier le modèle.

Les charges hydrauliques en bordure des rivières sont supérieures à l'élévation de la surface de ces cours d'eau. Ainsi, l'écoulement souterrain dans l'aquifère régional se dépressurise lorsqu'il arrive en contact avec les rivières qui agissent comme des drains. Donc, la charge hydraulique au droit de la rivière correspond au niveau de la surface du cours d'eau. Les valeurs de charges dans les rivières proviennent de l'interpolation des charges hydrauliques en bordure des rivières. Toutefois, pour s'assurer que les rivières drainent effectivement l'aquifère dans le modèle numérique, un mètre a été soustrait de la charge interpolée au niveau de la rivière. Noter que toutes les frontières de type Dirichlet sont obtenues par krigeage et les frontières de type Neumann sont toutes des flux nul.

L'intérieur du domaine est discrétisé en 45 815 éléments finis munis de fonctions d'interpolation quadratiques (92 204 nœuds). Compte tenu de l'échelle de l'étude, la taille des éléments est suffisamment petite avec des segments de longueur inférieure à 500 m. La figure 4.8 présente le maillage sur l'ensemble du domaine.

Le maillage sur l'ensemble du domaine est relativement uniforme. Une section typique et agrandie du maillage montre que les éléments sont géométriquement réguliers.

4.2 Analyse des données

L'analyse des données de base est une étape cruciale lors de la modélisation. En fait, c'est sur la quantité et la qualité de ces données, principalement la charge hydraulique, que reposent le succès de l'inversion. L'analyse de données permet entre autres de filtrer les observations erronées ou douteuses afin de produire des cartes réalistes. Les principales données de bases utilisées dans ce mémoire sont les élévations de terrain (MNT), les charges hydrauliques et les transmissivités.

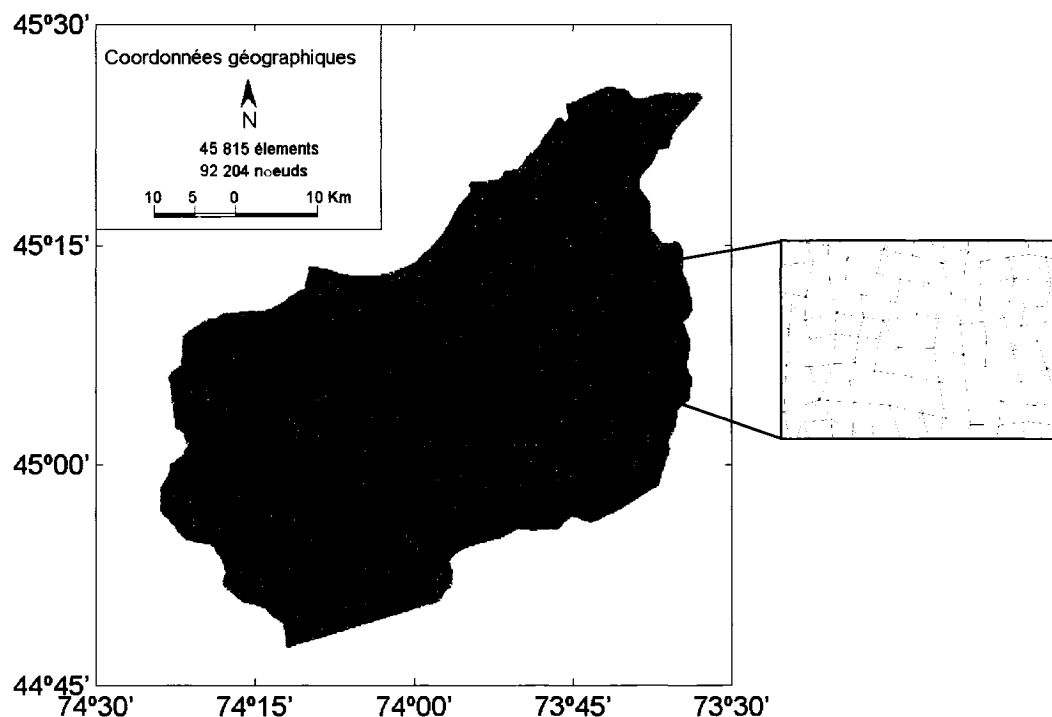


Figure 4.8: Modèle numérique et maillage.

4.2.1 Topographie

Les données de topographie proviennent d'un modèle numérique de terrain (MNT). Ces valeurs d'élévation sont distribuées sur une grille régulière selon un espacement régulier de 90 m. La figure 4.9 présente, la carte topographique du bassin versant.

La carte topographique donne, à l'hydrogéologue, une première approximation de l'écoulement régional ainsi qu'une bonne idée des conditions frontières et des zones principales de recharge. Par exemple, le MNT du bassin de la Châteauguay indique un écoulement préférentiel allant du sud vers le nord. Il permet également de définir les limites des sous-bassins et d'indiquer deux zones importantes de recharge qui sont les hauts sommets topographiques de Covey Hill au nord et les collines de Huntingdon à l'extrémité ouest du bassin.

L'utilité principale du MNT dans cette étude réside dans l'uniformation des obser-

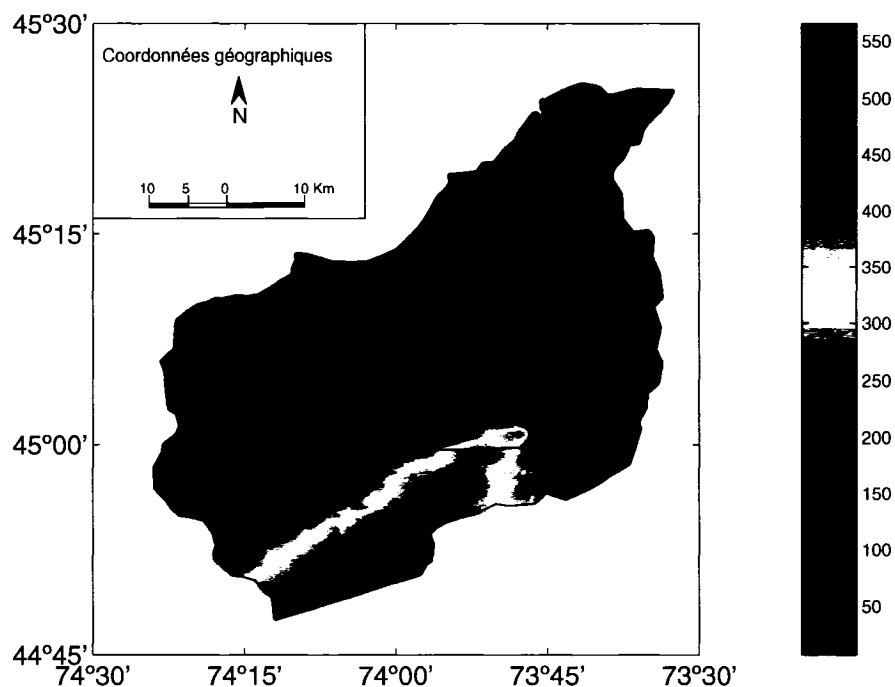


Figure 4.9: Carte topographique du bassin (m).

vations de charge hydrauliques. Cette uniformisation des charges est très importante car les observations proviennent de diverses sources et il n'est pas possible de connaître la précision de leurs élévations. Les observations de charges retenues ont toutes pu être recalées car la profondeur de l'eau dans le puits est connue. La précision rapportée du MNT est ± 5 m pour une différence totale en élévation de 570 m sur l'ensemble du modèle.

4.2.2 Champ de charge de référence

Le bassin de la rivière Châteauguay comprend dans sa partie canadienne plus de 10 000 puits. Actuellement, environ 5000 sont répertoriés dans le Système d'information hydrogéologique (SIH) du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec (MDDEP). Pour chacun des puits, la base de données contient

des informations sur la profondeur, le niveau de l'eau, la production et la capacité spécifique du puits. Sur l'ensemble des puits, la profondeur moyenne à partir de la surface est de 24 m dont 15 m dans le roc (Lavigne *et al.*, 2005).

Les taux de pompage correspondant aux puits de la base de données SIH varient de 0.89 L/min à plus de 2300 L/min. Les rabattements engendrés par ces puits peuvent atteindre jusqu'à 40 m. Le SIH du MDDEP est une source importante d'information d'où provient la plupart des observations de charges hydrauliques utilisées dans ce mémoire. Le grand avantage du SIH est qu'il offre un très grand nombre de données, ce qui permet de bien couvrir la zone d'étude. Toutefois, la qualité des données n'est pas assurée et des erreurs importantes peuvent se glisser. De plus, comme la date à laquelle les données ont été prises ne figure pas toujours, il s'avère difficile de considérer les fluctuations saisonnières.

Un tri nécessaire des observations de charges s'est fait en deux étapes. Premièrement, seules les données localisées dans l'aquifère régional (puits au roc) ont été retenues. Les plus anciennes données du SIH concernant les ouvrages, situées dans le roc, remontent à 1978. Ensuite, un deuxième processus d'élimination a permis de rejeter plusieurs données erronées ou aberrantes. Enfin, un total de 3501 observations de charges hydrauliques a été retenu du SIH. Ce total représente 88% des 4000 observations de charges utilisées pour la création de la carte piézométrique. Les autres observations de charges proviennent des travaux de terrains de l'été 2003 (132), de relevés de points de résurgence (30), de niveau du fleuve (120) et des points fixes (217).

Compte tenu que la charge hydraulique correspond à l'élévation du niveau de l'eau dans un puits et que l'élévation est une mesure souvent imprécise, les données de charges ont été uniformisées par rapport au MNT. La position du puits est assumée précise, l'élévation correspondant à sa position est obtenue à l'aide du MNT par l'inverse des distances au carré (section 3.1.2.1). La charge correspond simplement à la soustraction entre l'élévation du MNT moins la profondeur de l'eau dans le puits.

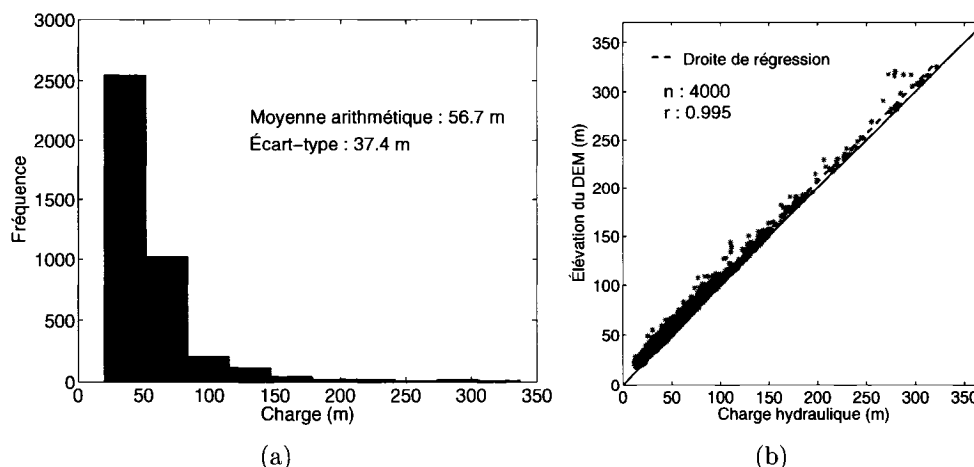


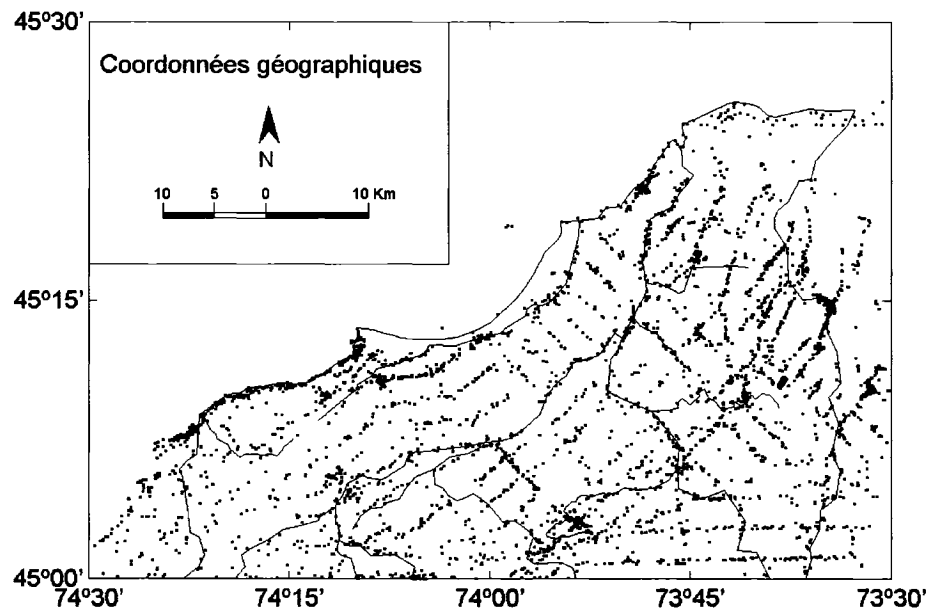
Figure 4.10: a) Histogramme des charges hydrauliques ($n=4000$) et b) corrélation entre les charges et la topographie.

Les mesures de charges s'étalent sur une période de près de 20 ans. Comme la valeur de la charge hydraulique fluctue par saison, l'étalement temporel des mesures constitue une autre source d'imprécision.

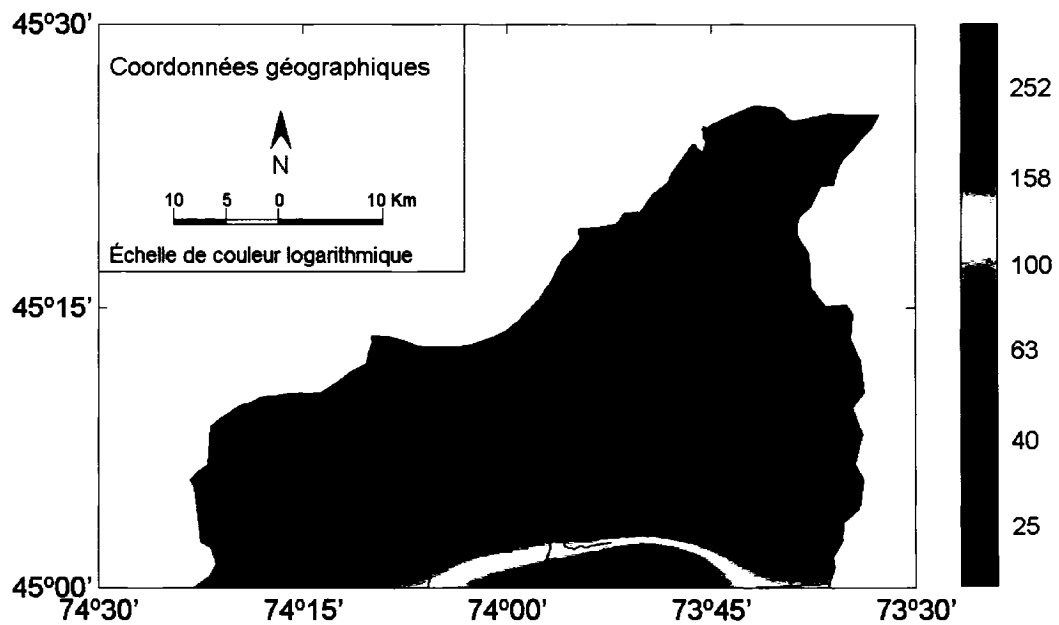
La figure 4.10(a) présente l'histogramme des observations de charges dont la distribution statistique est lognormale. Le diagramme binaire, figure 4.10(b), montre une très forte corrélation de 0.995 (droite de régression en rouge) entre les observations de charges hydrauliques et de topographie. Cette corrélation appuie l'hypothèse que le modèle hydrogéologique est un miroir du bassin hydrographique défini par les lignes de partages des eaux.

La figure 4.11(a) présente la localisation des 4000 observations des charges hydrauliques sur le bassin. Le champ de charge de référence (figure 4.11(b)) est obtenu en krigéant les 4000 charges suivant l'approche décrite par Brochu et Marcotte (2003). Noter que l'échelle de couleur est logarithmique de manière à faire ressortir plus de contrastes.

La valeur minimale de charge est de 20 m en bordure du fleuve St-Laurent et la valeur maximale est de 343 m au sommet de Covey Hill. Sur la carte du champ de charge (figure 4.11(b)), il est clair que l'écoulement régional se fait du sud vers le nord



(a)



(b)

Figure 4.11: a) Localisation des observations de charges hydrauliques et b) champ de charge de référence (m).

tandis que localement il converge vers les cours d'eau.

Les paramètres utilisés lors du krigeage ont été choisis de manière à rendre le champ de charge lisse afin d'éliminer plusieurs minimums locaux. La fonction de covariance adaptée pour le krigeage des charges est une fonction de type gravimétrique (équation 3.6).

Les deux seuls paramètres à spécifier pour ce type de krigeage, sont l'effet pépité (C_0) et la portée spatiale (α). L'effet pépité de 4 m^2 , qui représente la variance de l'erreur de la mesure et la portée de 15 km (portée effective de 300 km) ont été choisis de manière *ad hoc*. Ces deux paramètres sont ajustés pour que le champ de charge krigé soit suffisamment lisse. Noter que le paramètre C est posé égal à la variance expérimentale.

Le tableau 4.3 présente les statistiques d'erreur du champ de charges de référence. Ces statistiques sont la moyenne des erreurs absolues (mae), la moyenne des erreurs au carré (mse), la moyenne globale des champs et le biais par rapport à la moyenne des observations de charges hydrauliques qui est de 55.21 m. Les statistiques sont calculées d'une part aux points d'observation par krigeage et d'autre part aux points d'observation à l'aide du champ d'observation krigé aux nœuds suivi d'une interpolation par les éléments finis quadratiques.

TAB. 4.3: Statistiques de validation du champ de charges de référence (m)

	Points d'observation krigés	Champ krigé aux nœuds, interpolation aux points d'observation par FEM
$mae \text{ (m)}$	2.93	3.02
$mse \text{ (m}^2\text{)}$	15.49	16.43
$Moyenne \text{ (m)}$	55.21	55.21
$Biais \text{ (m)}$	0.06	0.06

Ces résultats sont très satisfaisants car ils sont en accord avec la précision rapportée du MNT ($\pm 5 \text{ m}$). Comme la différence des moyennes les observations et les valeurs krigées est très faible (6 cm), l'interpolation est sans biais. Noter que la

moyenne des observations présentée au tableau 4.3 diffère de celle de la figure 4.10(a). À la figure 4.10(a) le nombre d'observations est de 4000 tandis qu'au tableau 4.3, il est de 2921, les statistiques de validation étant calculés seulement pour les points à l'intérieur du domaine.

4.2.3 Champs initiaux de transmissivité

Les observations de transmissivité proviennent de diverses sources : essais de pompes composites et à charge constante, essais de capacité spécifique et slug tests. Suite à un tri minutieux des données provenant du SIH et de rapports de consultants, un total de 470 observations de transmissivité a été retenu pour représenter l'ensemble du bassin. À cela, s'ajoutent les 12 mesures des travaux de terrain de l'été 2004 sur les puits du MDDEP, pour un total de 482 observations de transmissivité. La figure 4.12(a) présente l'histogramme du $\log(T)$ et la figure 4.12(b) illustre le variogramme du $\log(T)$.

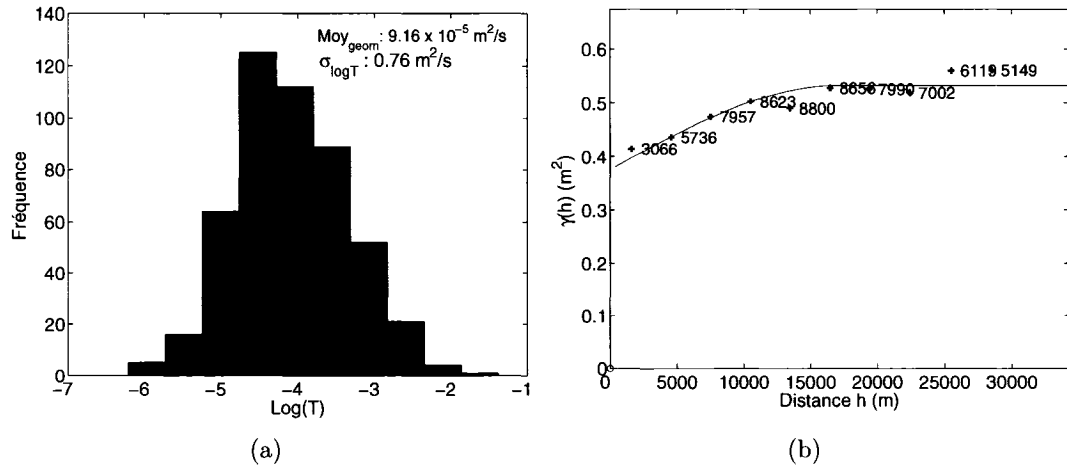


Figure 4.12: a) Histogramme du $\log(T)$ et b) Variogramme du $\log(T)$.

Les transmissivités ont une distribution log-normale avec une moyenne géométrique de $9.16 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ et un écart-type en $\log(T)$ de 0.76. Le variogramme possède deux structures, un fort effet pépite et une structure sphérique. L'effet pépite de 0.375 m^2

représente à lui seul 70.5% de la structure totale du variogramme. Le plateau est à 0.532 m^2 et la portée est de 17 km. Ce variogramme est très similaire à celui obtenu pour le bassin versant de Mirabel où l'effet pépité représente 62% de la structure sphérique avec une portée de 10 km (voir section 2.2.4).

La figure 4.13 présente la distribution spatiale des observations de transmissivité. Les points en bleu proviennent du SIH et ceux en rouge représentent les 12 puits du MDDEP auscultés à l'été 2004.

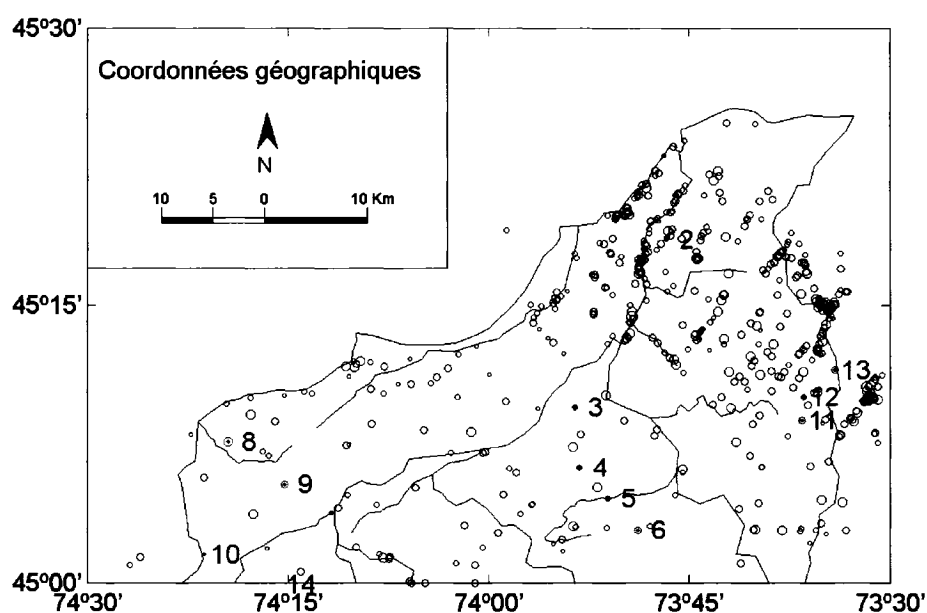


Figure 4.13: Localisation des observations de transmissivité.

Les observations de transmissivité contiennent beaucoup d'incertitude. Les principales causes d'incertitude relèvent des erreurs de terrain et de l'effet d'échelle. En effet, la valeur de transmissivité dépend grandement des hétérogénéités englobées lors des essais de terrain et de la technique de forage.

Une approche stochastique a été suivie afin d'évaluer l'incertitude sur les champs de transmissivité tout en respectant les paramètres de l'aquifère. Au total, 100 champs initiaux de transmissivité ont été créés afin de réaliser autant d'inversions.

Les champs initiaux de transmissité ont été obtenus par simulations géostatistiques en utilisant un algorithme de type FFT-ma (section 3.1.3). Par la suite, ces champs ont été post-conditionnés par krigeage aux 482 observations de transmissivité.

Les figures 4.14(a) et 4.14(b) présentent deux des 100 champs initiaux de transmissivités obtenus par simulation. Ces champs (17/100 et 81/100) ont été choisis aléatoirement. La moyenne géométrique de l'ensemble des 100 champs est de l'ordre de $10^{-4} m^2/s$. Les textures des champs initiaux de transmissivité sont très ressemblantes. Toutefois, en observant minutieusement, on constate plusieurs différences.

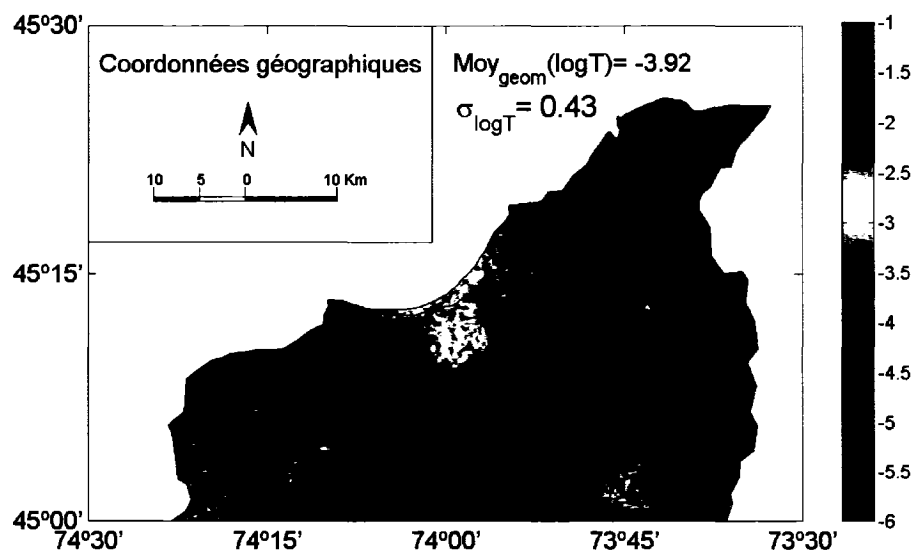
Le tableau 4.4 montre les statistiques de base de transmissivité pour les observations, les champs initiaux des inversions 17 et 81 et celles de la moyenne des 100 champs initiaux. Comme attendu, le champ correspondant à la moyenne des 100 champs montre moins de variabilité (dernière colonne du tableau 4.4)

TAB. 4.4: Statistiques des champs de T initiaux m^2/s

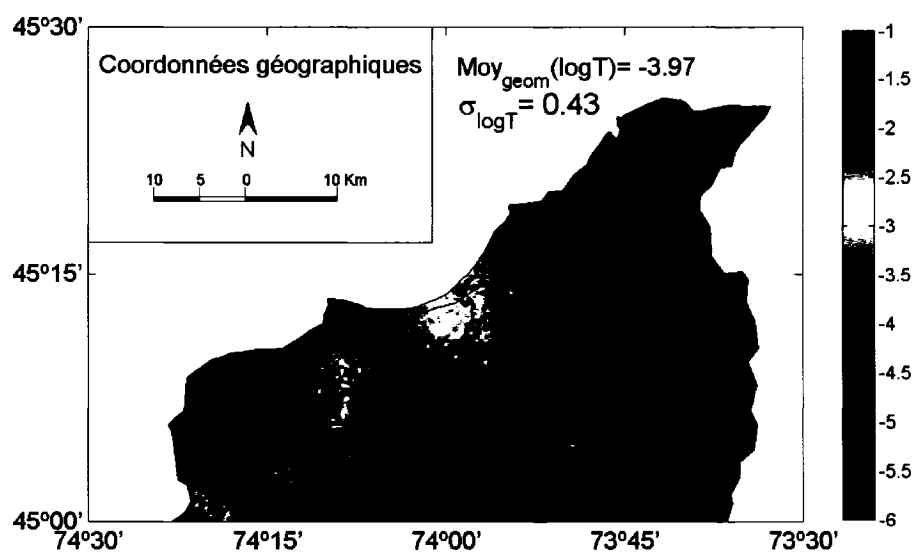
Statistiques	Observations T	$T_{initial}(17/100)$	$T_{initial}(81/100)$	$T_{initial}(moyen)$
$Min(T)$	6.20×10^{-7}	1.48×10^{-6}	3.05×10^{-6}	2.48×10^{-5}
$Max(T)$	4.13×10^{-2}	1.89×10^{-2}	9.12×10^{-3}	7.10×10^{-4}
$Moy_{geom}(T)$	9.16×10^{-5}	1.21×10^{-4}	1.06×10^{-4}	1.13×10^{-4}
$Min(logT)$	-6.21	-5.83	-5.52	-4.60
$Max(logT)$	-1.38	-1.72	-2.04	-3.15
$Moy(logT)$	-4.04	-3.92	-3.97	-3.95
$\sigma(logT)$	0.76	0.43	0.43	0.22

La figure 4.15 reproduit graphiquement les statistiques du tableau 4.4. Cette figure permet de visualiser les variations des statistiques pour chacun des champs initiaux.

L'écart-type des champs initiaux est d'environ un demi-ordre de grandeur. Cette variabilité est un peu plus faible que celle des observations. Individuellement, les statistiques de chacun des champs initiaux sont comparables à celles des observations car les simulations géostatistiques sont conditionnées à ces mêmes observations.



(a)



(b)

Figure 4.14: a) Champ initial 17/100 du $\log(T)$ (m^2/s) et b) Champ initial 81/100 du $\log(T)$ (m^2/s).

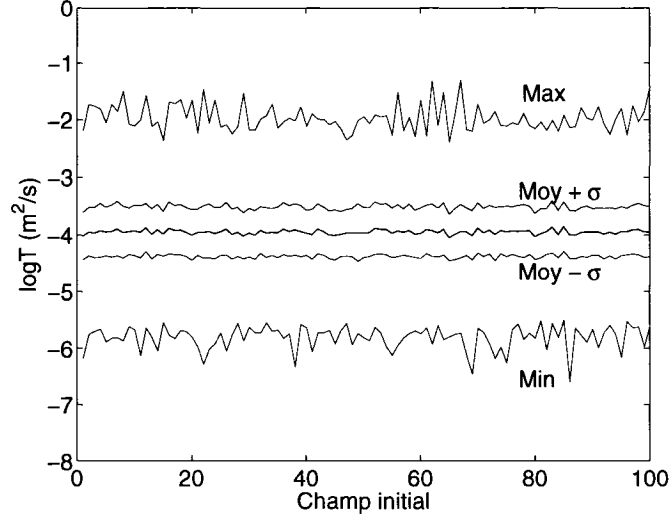


Figure 4.15: Représentation graphique des statistiques des 100 champs de transmissivité initiaux (m^2/s).

4.3 Inversion

Les sections précédentes ont permis d'obtenir tous les paramètres nécessaires pour résoudre le problème inverse suivant la méthode d'estimation successive des flux (MESF). Rappelons succinctement la méthode récemment développée par Pasquier (2005) (voir section 3.4). Cette méthode est une modification du modèle de comparaison de Ponzini et Lozej (1982). La méthode repose sur le lien linéaire entre le gradient hydraulique et la transmissivité. En somme, l'algorithme modifie localement les transmissivités par une évaluation du ratio du gradient de l'itération i avec celui du champ de charge de référence. Voici la formule qui permet l'ajustement des transmissivités sur chaque élément.

$$T_j^{i+1} = T_j^i \cdot \frac{\|\nabla h_j^i\|_2 + \beta^i}{\|\nabla \hat{h}_j\|_2 + \beta^i} \quad (4.1)$$

où T est la transmissivité; $\hat{h}$ est le champ de référence obtenu par krigeage; β est un facteur d'amortissement présentant une décroissance exponentielle afin de prévenir des changements brusques des transmissivités; i est un compteur d'itérations; j est l'indice des éléments, et h^i est la charge hydraulique calculée à l'itération i .

La charge hydraulique h^i est obtenue en résolvant l'équation de diffusion suivante avec les conditions frontières appropriées.

$$\nabla (T(x) \cdot \nabla h(x)) = Q(x) \quad (4.2)$$

où x est le vecteur des coordonnées 2D et Q est le terme source contenant la recharge et les débits de pompage. Le problème direct est solutionné avec la méthode des éléments finis par le logiciel FEMLAB (Comsol, 2004) à l'aide d'un solveur linéaire stationnaire.

En plus du modèle d'éléments finis, du champ de charge hydraulique de référence, des champs initiaux de transmissivité, de la recharge et de l'utilisation en eau, l'algorithme d'inversion nécessite la spécification des paramètres suivants. Les paramètres β^0 et α du facteur d'amortissement de l'équation 3.28 sont respectivement 0.10 et 71. Les contraintes absolues de transmissivité sont 1×10^{-7} et $1 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$. Noter que le calcul des gradients se fait à l'aide des fonctions internes de FEMLAB au centre des éléments.

Les figures 4.16(a) et 4.16(b) présentent les résultats des champs calés pour les inversions 17/100 et 81/100 présentées à la section précédente. Le tableau 4.5, présente les statistiques de ces deux champs calés de transmissivité.

Visuellement, après inversion, le calage augmente les transmissivités. En effet, la transmissivité moyenne est passée de $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ pour les champs initiaux à $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ pour les finaux. Cet effet d'échelle a été observé lors de l'interprétation des essais de terrain de l'été 2004 par Lavigne *et al.* (2005). Il a également été constaté lors de l'étude du bassin de Mirabel (Nastev *et al.*, 2004a). À l'échelle régionale les hétérogénéités telles que les fractures, failles, changement d'unités stratigraphiques

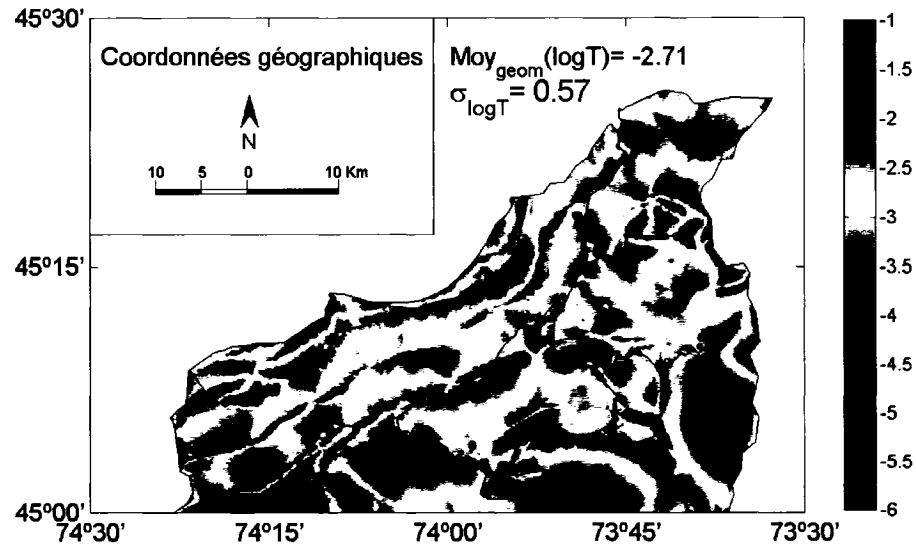
et autres sont négligées et fondues dans une distribution spatiale représentant une fonction continue. Pour ce genre d'aquifère, cet effet d'échelle est tout à fait attendu car les champs initiaux représentent des transmissivités locales tandis que les champs calés correspondent à des transmissivités régionales.

Il est intéressant d'observer que de larges structures, absentes sur les cartes des champs initiaux de transmissivité, deviennent apparentes sur les cartes des champs calés. Toutefois, il est difficile de statuer sur la nature de ces structures avec l'information disponible. Évidemment, on s'attend à ce que ces structures soient de nature géologique. Bien que peu souhaitable, il est également possible que certaines structures soient des artéfacts numériques ou qu'ils soient liés aux conditions frontières spécifiques, en particulier les conditions pour représenter les rivières.

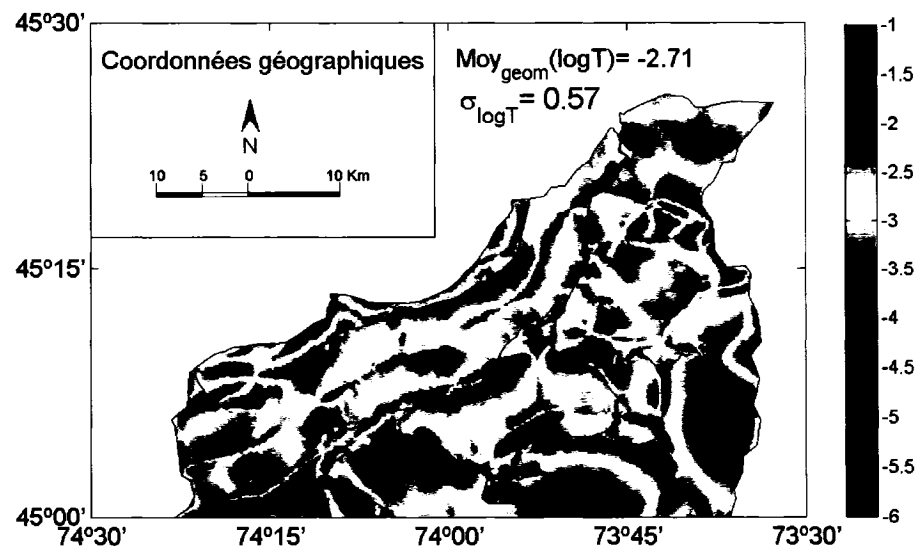
Parmi les structures principales, une d'entre elles présente un intérêt particulier. Cette structure, située au nord-ouest de la rivière Châteauguay, se reconnaît par sa forme de cordon. Ce cordon de faible transmissivité, dont le $\log(T)$ est de l'ordre de -3.5, se superpose à une ligne de partage des eaux correspondant à de hauts sommets topographiques (figure 4.1). Comme la topographie du roc à faible profondeur suit généralement celle de la surface, il est fort probable de trouver à cet endroit un relief positif du roc. Ainsi, le relief positif de ce roc correspondrait à cette zone de transmissivité plus faible. Le roc de cette zone serait probablement plus compétent que le roc qui l'entoure. Ce qui expliquerait sa plus grande résistance à l'abrasion des glaciers. De plus, un tel bombement du roc indique des contraintes de compression ayant tendance à refermer les fractures d'où la transmissivité plus faible.

Les champs calés englobent potentiellement plusieurs structures régionales absentes sur les champs initiaux. Toutefois, il est important de garder à l'esprit que ces champs calés ne sont valides qu'à l'échelle régionale. À l'échelle locale, la validité de ces champs ne peut être garantie.

Le tableau 4.5 et la figure 4.17 présentent les statistiques des champs calés de transmissivités.



(a)

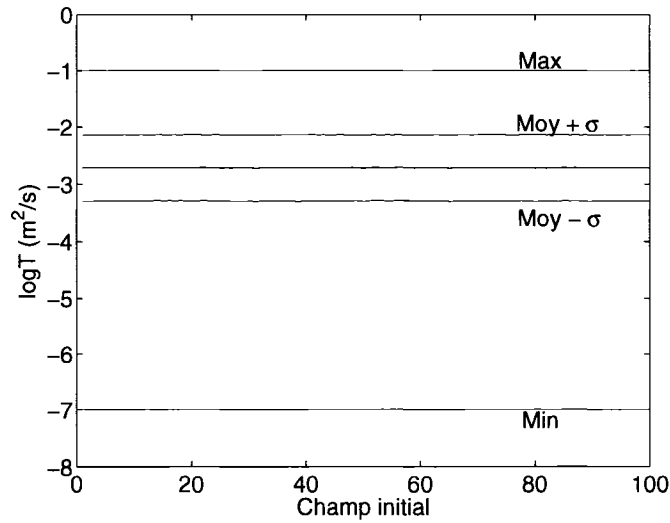


(b)

Figure 4.16: a) Champ calé 17/100 du $\log(T)$ (m^2/s) et b) Champ calé 81/100 du $\log(T)$ (m^2/s).

TAB. 4.5: Statistiques des champs calés de transmissivité (m^2/s)

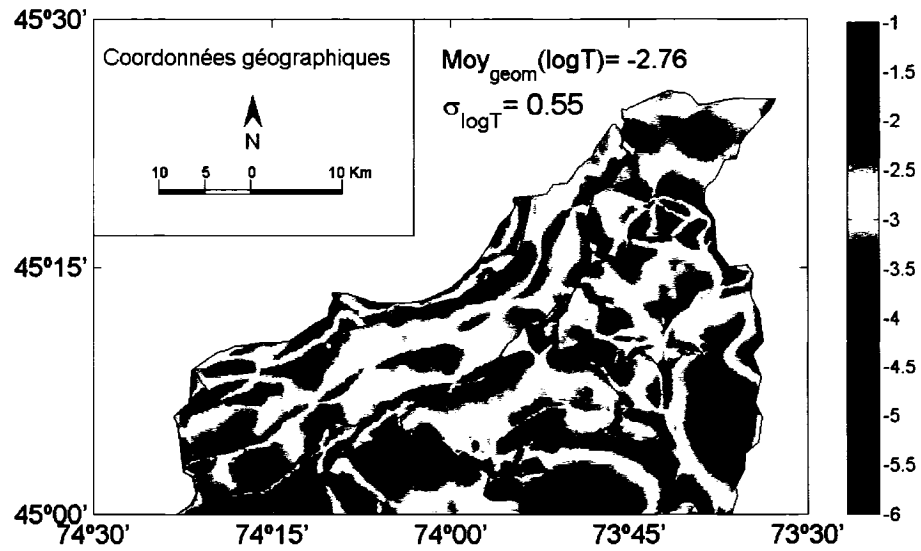
Statistiques	Observations T	$T_{calé}(17/100)$	$T_{calé}(81/100)$	$T_{calé}(moyen)$
$Min(T)$	6.20×10^{-7}	1.00×10^{-7}	1.00×10^{-7}	1.00×10^{-7}
$Max(T)$	4.13×10^{-2}	1.00×10^{-1}	1.00×10^{-1}	1.00×10^{-1}
$Moy_{geom}(T)$	9.16×10^{-5}	1.93×10^{-3}	1.93×10^{-3}	1.75×10^{-3}
$Min(logT)$	-6.21	-7.00	-7.00	-7.00
$Max(logT)$	-1.38	-1.00	-1.00	-1.00
$Moy(logT)$	-4.04	-2.71	-2.71	-2.76
$\sigma(logT)$	0.76	0.57	0.57	0.55

Figure 4.17: Représentation graphique des statistiques des 100 champs finaux de transmissivité (m^2/s).

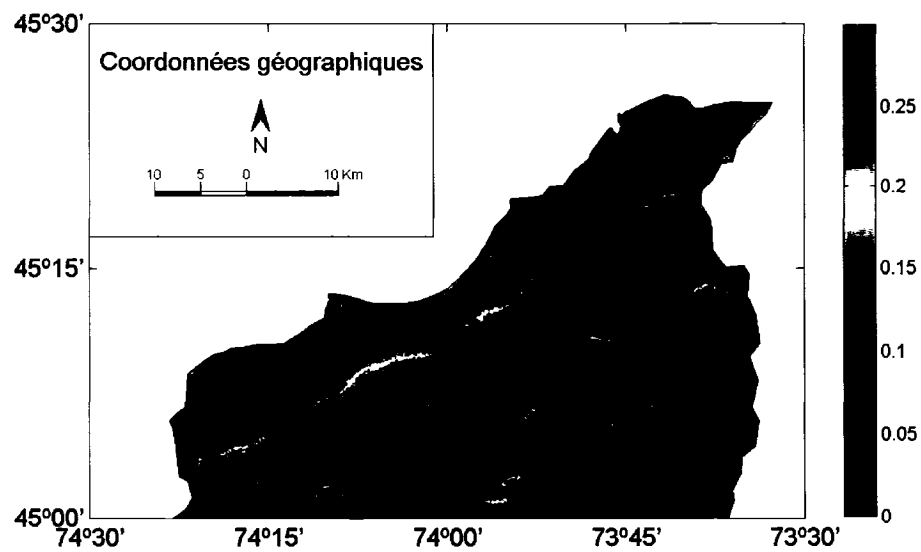
L'écart-type pour une inversion est comparable à celui des observations et des champs initiaux, soit approximativement un demi-ordre de grandeur. Toutefois, les statistiques montrent que les champs calés de transmissivité sont très similaires les uns aux autres. Le choix de la solution initiale ne semble pas influencer sur le résultat de l'inversion.

Les figures 4.18(a) et 4.18(b) présentent la carte de la moyenne des 100 champs calés de transmissivité et celle des écarts-types.

Les valeurs d'écart-type en $\log(T)$ sont relativement faibles (moins de 0.7% de toutes les valeurs sont supérieures à 0.30). La plus haute valeur d'écart-type en $\log(T)$



(a)



(b)

Figure 4.18: a) Champ calé moyen du $\log(T)$ (m^2/s) et b) Écart-type du champ calé moyen du $\log(T)$ (m^2/s).

est de 1.07. Cette valeur se trouve au même endroit que le cordon de transmissivité faible, sur la zone de partage des eaux du bassin hydrographique au nord-ouest de la rivière Châteauguay. En comparant toute la carte des écarts-types des transmissivités à celle des gradients hydrauliques (figure 4.19), il est clair que les hautes valeurs d'écarts-types apparaissent généralement dans les zones de faible gradient.

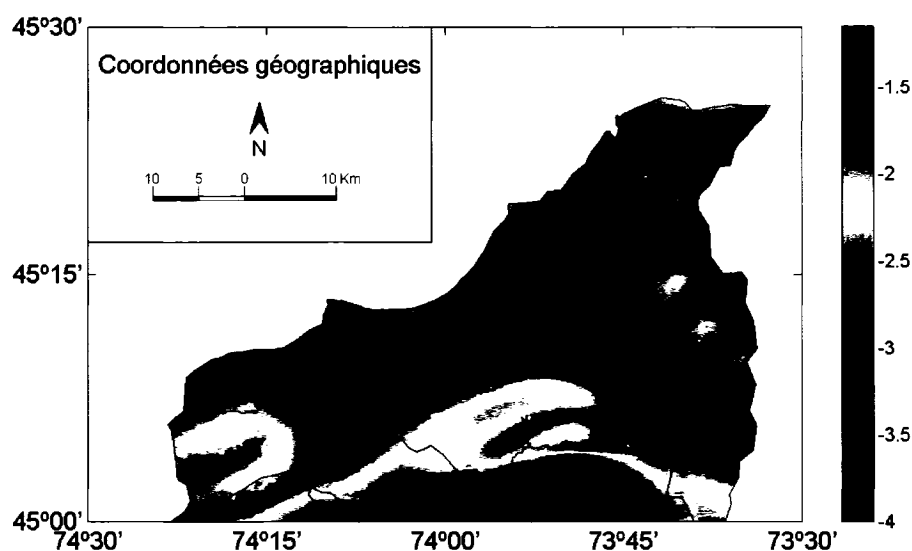


Figure 4.19: Gradient correspondant au champ du $\log(T)$ moyen calé.

Le cordon situé au nord-ouest de la rivière Châteauguay, pourrait également correspondre à un simple artéfact numérique. La cause de ce genre d'artéfact pourrait dans ce cas s'expliquer par la présence à cet endroit de faibles gradients hydrauliques.

La carte des écarts-types présente un intérêt pratique important. Elle permet de localiser les endroits de plus grande variabilité. Ces hautes valeurs d'écarts-types pourraient être la cible de travaux de terrain permettant d'accroître les connaissances sur le bassin afin d'améliorer le modèle numérique.

4.3.1 Bilan hydrique

En hydrogéologie, tout modèle numérique doit vérifier le principe de conservation de la masse à l'échelle globale. Cette sous-section présente les résultats du bilan hydrique des deux rivières principales et le bilan hydrique global à long terme de l'ensemble du bassin.

4.3.1.1 Bilan des rivières

Le bilan hydrique des 100 modèles calés a été évalué pour deux cours d'eau, la rivière Des Anglais et la rivière Châteauguay. Pour chacune des rivières, les flux des modèles calés sont calculés à l'aide de la loi de Darcy sur chaque élément dont un segment correspond au tracé de la rivière. La sommation de l'ensemble de ces flux correspond au flux total de la rivière.

Pour le sous-bassin versant de la rivière Des Anglais, il y a deux stations de jaugeage, 02OA057 et 02OA059, situées tout près de la jonction avec la rivière Châteauguay. Pour la station 02OA057, la moyenne du débit total de la rivière est calculée sur une période de 24 ans, soit de 1974 à 1999. L'apport de l'aquifère correspond à 22.3% du débit total. Pour ce qui est de la station 02OA059, la moyenne du débit total de la rivière est calculée sur 5 années de mesure (1968-1972). Dans ce cas, l'aquifère contribue dans une proportion de 19.5% du débit total. Le tableau 4.6 présente les débits annuels totaux de la rivière Des Anglais et le débit de base pour les deux stations.

TAB. 4.6: Débits aux stations de jaugeage de la rivière Des Anglais

Station	Débit total rivière m^3/an	Débit de base m^3/an
02OA057	2.64×10^8	5.88×10^7
02OA059	3.00×10^8	5.84×10^7

Le débit de base obtenu après séparation de l'hydrogramme correspond à la contribution de l'aquifère régional. Le débit de base calculé est très similaire pour les deux

stations.

En plus de l'évaluation classique par séparation de l'hydrogramme, un deuxième type d'évaluation a été produit à l'aide d'un modèle hydrologique (logiciel HELP). Les résultats de la modélisation obtenus avec le logiciel HELP, pour la rivière Des Anglais, donnent un débit de base moyen de $7.18 \times 10^7 m^3/an$ sur une période de 42 ans. Le débit de base obtenu par la séparation de l'hydrogramme est de $5.88 \times 10^7 m^3/an$. Noter l'écart entre les résultats de la séparation de l'hydrogramme et les résultats de HELP. Cet écart peut s'expliquer par l'ensemble des incertitudes reliées à séparation des hydrogrammes et du choix des paramètres d'entrée dans HELP ainsi que les pompes présents dans le sous-bassin.

Le débit de base obtenu par la séparation de l'hydrogramme pour la rivière Châteauguay est de $21.00 \times 10^7 m^3/an$. La modélisation à l'aide du logiciel HELP n'a pas encore été faite pour la rivière Châteauguay au moment de l'écriture de ce mémoire.

Tous ces résultats de débits de base servent à valider les flux calculés dans chacune des rivières pour les 100 modèles calés. Le flux moyen des 100 modèles calés est de $6.81 \times 10^7 m^3/an$ pour la rivière Des Anglais et de $19.08 \times 10^7 m^3/an$ pour la rivière Châteauguay.

Le tableau 4.7 résume les flux calculés à la rivière Des Anglais et la rivière Châteauguay pour les modèles calés de transmissivité, la séparation de l'hydrogramme et le logiciel HELP.

TAB. 4.7: Comparaison des flux : modèles calés, hydrogramme et HELP

		Modèles calés	Hydrogramme	HELP
Rivière	Flux (m^3/an)	6.81×10^7	5.88×10^7	7.18×10^7
Des Anglais	Écart	-	-15.8%	5.2%
Rivière	Flux (m^3/an)	19.08×10^7	21.00×10^7	-
Châteauguay	Écart	-	7.2%	-

Les flux moyens des modèles calés se comparent bien avec le débit de base des rivières (hydrogramme) et le flux obtenu avec le logiciel HELP. Le flux moyen des

modèles calés, dans le cas de la rivière Des Anglais, présente un écart de -15.8% avec l'hydrogramme et (5.2%) avec modèle hydrologique HELP. Pour la rivière Châteauguay l'écart est de 7.2% (hydrogramme). Ces écarts de flux s'expliquent par toutes les incertitudes relatives à la séparation des hydrogrammes, au choix des paramètres utilisés dans HELP et à la méthode des éléments finis pour qui le bilan n'est assuré qu'à l'échelle globale et non locale. Noter finalement que le calcul des débits de base avec les modèles calés a été réalisé sans aucun ajustement aux débits obtenus par les autres modèles. Il s'agit donc d'une mesure indépendante.

4.3.1.2 Bilan global

Le bilan hydrique global à long terme d'un aquifère régional s'évalue à partir de la relation 4.3 (Nastev *et al.*, 2005a).

$$R_a + R_i + U_i = D_i + D_s + U_o + Q_w + Q_a \quad (4.3)$$

où R_a est la recharge provenant des précipitations, R_i est la recharge induite par les pompages en bordure des cours d'eau, U_i est le flux frontalier entrant, D_i est la résurgence vers les rivières, D_s est la résurgence à la frontière nord (fleuve St-Laurent), U_o est le flux frontalier sortant, Q_w est le prélèvement des puits ponctuels et Q_a est le prélèvement par lame d'eau. Noter que pour le modèle numérique du bassin Châteauguay, les flux frontaliers entrant (U_i) et sortant (U_o) sont nuls car les frontières correspondantes sont de type Neumann à flux nul.

La figure 4.20 présente schématiquement la distribution des flux des différentes composantes du bilan global. Le flux annuel total qui transite dans l'aquifère régional de Châteauguay est de $236.9 \text{ Mm}^3/\text{an}$. Les apports du flux total proviennent à 96.8% de l'infiltration associée aux précipitations (R_a). Le volume annuel des précipitations qui s'infiltreront est de $229.2 \text{ Mm}^3/\text{an}$ ou $87.6 \text{ mm}/\text{an}$ ($0.0876 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{an}$). Le reste des apports (3.2%) provient de la recharge induite (R_i) par les pompages ($7.5 \text{ Mm}^3/\text{an}$).

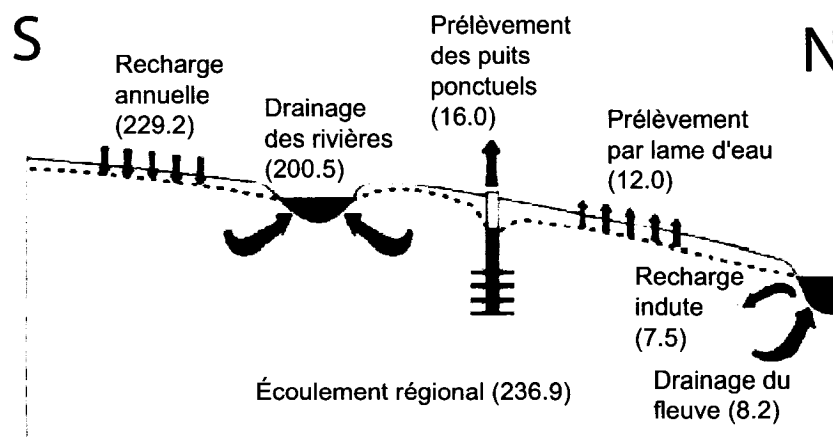


Figure 4.20: Schéma du bilan hydrique global à long terme, adapté de Nastev *et al.* (2005a) (Mm^3/an)

À la fin de son séjour dans l'aquifère, la majeure partie (84.7%) de l'eau souterraine sort du système par résurgence aux rivières D_i ($200.5 Mm^3/an$). Le reste est drainé (3.5%) par le fleuve St-Laurent D_s ($8.2 Mm^3/an$) et prélevé (11.8%) par les puits ponctuels Q_w ($16.0 Mm^3/an$) et les lames d'eau Q_a ($12.0 Mm^3/an$). Compte tenu de la limitation du modèle 2D, la proportion de résurgence (3.5%) au fleuve St-Laurent est sous estimée car les conditions limites aux rivières empêchent l'eau de l'aquifère de se rendre jusqu'au fleuve.

Le système aquifère de Châteauguay, a une profondeur moyenne d'environ 500 m (figure 2.3). Le volume total de l'aquifère est approximativement de $1308.8 km^3$. Selon l'estimation des essais d'injection à charge constante dans les 100 premiers mètres de l'aquifère, l'estimation de la porosité efficace varie de 0.6% à 1% (Godin et Rouleau, 2005; Lemieux, 2002; Nastev *et al.*, 2002).

En condition de nappe libre la porosité efficace est à peu près équivalente à la capacité spécifique (Nastev *et al.*, 2002). En multipliant volume de l'aquifère par la porosité efficace on obtient la réserve en place totale de l'aquifère qui est d'environ $8900 Mm^3/an$. Ainsi, l'écoulement régional du modèle numérique est de $236.9 Mm^3/an$, ce qui représente 2.7% de la réserve en place. Enfin, l'utilisation en

eau sur la partie canadienne du bassin représente seulement 0.3% de la réserve totale du bassin.

4.3.2 Erreurs de calage

Bien que la conservation de la masse soit respectée (à l'échelle globale), les modèles calés doivent présenter des erreurs acceptables de calage. Cette sous-section présente les résultats des erreurs de calage de la charge hydraulique. La présentation des résultats se limite au cas médian des 100 réalisations. Pour déterminer le cas médian, la moyenne des erreurs est calculée pour chacune des réalisations sur tout le champ. Ensuite, chaque réalisation est classée selon l'erreur moyenne. Le cas médian représente le percentile 50 de la distribution de l'erreur moyenne.

La figure 4.21(a) présente le diagramme binaire entre les 2921 charges observées à l'intérieur du domaine et les charges ajustées par le modèle calé aux mêmes coordonnées. Ce résultat indique que les résidus ($H_{observée} - H_{ajustée}$) sont distribués de manière très serrée autour de la ligne à 45°. L'écart moyen entre les charges est de 2.97 m pour les 2921 points de contrôle. Un écart moyen de 2.97 m, entre les charges, est un très bon résultat pour deux raisons. Dans un premier temps, il respecte la précision du modèle numérique de terrain (MNT) de $\pm 5m$ utilisé pour la compilation des observations de charges. De plus, dû principalement à un manque d'information, les variations saisonnières de la charge hydraulique n'ont pu être tenues en compte.

La figure 4.21(b) présente l'histogramme des résidus de charge hydraulique, c'est-à-dire des différences entre les charges calées et celles du champ de référence.

La figure 4.22 montre d'une part, la décroissance de la moyenne des erreurs absolues (MAE) entre les valeurs de charge du modèle ajusté et celles aux points d'observation des charges hydrauliques (H_p). D'autre part, la figure 4.22 montre la différence entre les valeurs de charge du modèle ajusté avec la carte de charge de référence (H_s) pondéré par la surface des éléments.

Sur les deux courbes, la moyenne des erreurs absolues décroît rapidement, de

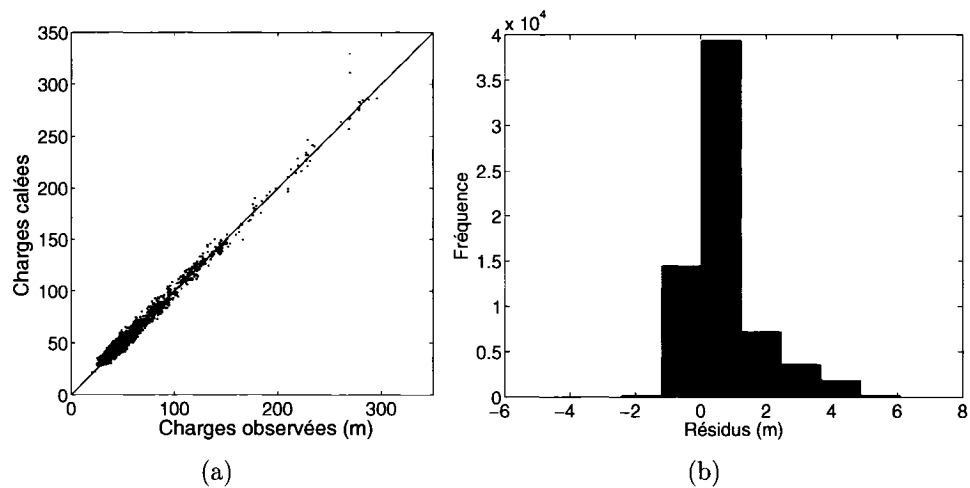


Figure 4.21: a) Diagramme binaire des charges observées et calées pour 2921 points de contrôles et b) Histogramme des résidus de charge (m).

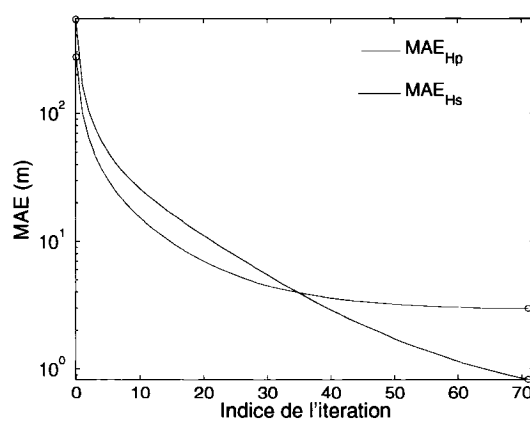


Figure 4.22: Fonction de l'évolution du MAE_{Hp} et MAE_{Hs} en fonction du nombre d'itérations.

manière exponentielle. Initialement, le MAE_{Hp} est de 273 m et le MAE_{Hs} est 532 m. Après 71 itérations seulement, les MAE_{Hp} et MAE_{Hs} ont chuté respectivement à 2.97 et 0.84 m.

La figure 4.23 présente la distribution spatiale de ces résidus de charge. On constate que les hautes valeurs de résidus sont spatialement groupées. Dans ces groupes, les différences sont tout de même acceptables, de l'ordre de -4.8 à 7.3 mètres au-dessus du champ de référence. En considérant la différence totale de charge hydraulique, de plus 330 mètres, sur l'ensemble de la partie canadienne du bassin, ce résultat est très bon.

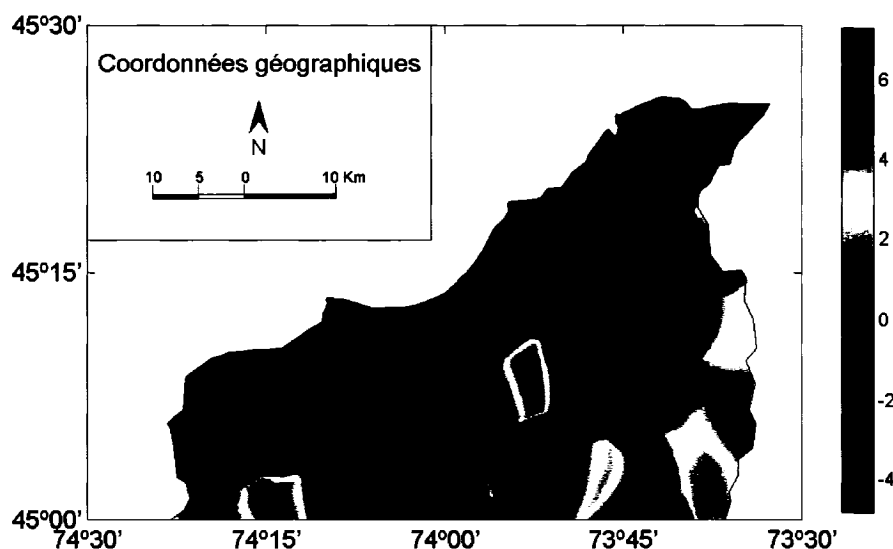


Figure 4.23: Distribution spatiale des résidus de charge hydraulique (m).

Les hautes valeurs de résidus sur la figure 4.23 présentent un aspect pratique très intéressant. Afin d'améliorer le modèle existant, ces groupes de hautes valeurs résiduelles peuvent être utilisés comme cibles de manière à localiser des endroits où des travaux complémentaires pourraient être effectués. Par exemple, il se pourrait que la recharge ou les débits extraits pour ces zones soient mal estimés.

Le tableau 4.8 présente la moyenne globale des erreurs absolues de calage pour les

100 champs initiaux et calés.

TAB. 4.8: Moyenne globale des erreurs absolues de calage aux 4000 observations de charge et aux 92 204 nœuds krigés.

Observations		Krigeage	
$\text{EMAE}(h_{obs}^i, h_{obs}^R)$		$\text{EMAE}(h^i, h^R)$	
(m)		(m)	
i=0	i=70	i=0	i=70
241.66	2.97	359.16	0.84

Ces résultats montrent une diminution significative de l'erreur de calage après 71 itérations. De plus, on constate que les valeurs de charges obtenues par krigeage sont mieux reproduites que les observations de charges mesurées. La raison est que le krigeage a la propriété de filtrer le bruit aléatoire. Enfin, l'amplitude de ces erreurs est en accord avec la précision rapportée du MNT.

Chapitre 5

EXEMPLES D'APPLICATION

Le chapitre 5 présente trois exemples d'application des modèles calés de transmissivité du bassin de la rivière Châteauguay. Les deux premiers exemples portent sur des expériences stochastiques simples et le troisième exemple concerne la trajectographie et les temps de transfert de particules non réactives.

5.1 Expériences stochastiques

Les expériences stochastiques permettent d'ajouter un aspect probabiliste aux résultats d'inversion. La méthode d'inversion utilisée (MESF) s'adapte parfaitement à l'approche stochastique. L'approche stochastique permet d'évaluer l'incertitude et d'offrir plusieurs solutions toutes équiprobables. Dans ce chapitre, deux types d'expériences sont présentés. La première porte sur une diminution de la recharge et l'autre sur la consommation accrue en eau souterraine par les différents usagers du bassin.

L'impact des changements climatiques sur les eaux souterraines est complexe et difficile à évaluer. L'une des conséquences certaines consiste en une diminution ou une augmentation de la recharge des aquifères. Nous examinons l'hypothèse que le bassin versant de la rivière Châteauguay subisse une diminution importante de la recharge.

Le premier type d'expérience stochastique présenté dans ce mémoire permet d'évaluer ce genre de scénario (sécheresse). Les résultats sont présentés par les rabattements potentiels causés par la diminution de la recharge.

Dans le bassin de la rivière Châteauguay la population croît d'année en année. De plus, la demande en eau augmente plus rapidement que la croissance de la population. L'industrie agricole, de plus en plus productive, exige également plus d'eau. Le contrôle environnemental est plus sévère. La gestion de l'eau souterraine des bassins versants devient très importante pour la santé et l'économie locale. Pour ces raisons, le deuxième type d'expérience stochastique évalue l'impact d'une consommation accrue en eau par les différents usagés.

Le nombre d'inversion étant relativement grand (100), seuls les résultats pour le cas médian sont présentés dans ce chapitre. Pour déterminer le cas médian, le rabattement moyen est calculé pour chaque réalisation pour les deux types d'expériences. Ensuite les réalisations sont classées suivant le rabattement moyen. Le cas médian correspond au percentile 50. À noter toutefois que les variations sont relativement faibles d'une simulation à l'autre ce qui peut s'expliquer par la présence de nombreuses rivières représentées par des conditions de Dirichlet.

Le rabattement correspond à la différence entre deux champs de charge hydraulique. Le premier champ est calculé en résolvant le problème direct à l'aide des 100 champs calés de transmissivité. Le deuxième champ de charge est calculé avec les mêmes paramètres que le premier à l'exception du terme source où une perturbation est ajoutée. La perturbation correspond dans un premier temps à une diminution de la recharge et dans un deuxième temps à une consommation accrue des usagés.

5.1.1 Diminution de la recharge

La première expérience stochastique consiste à simuler une diminution de la recharge. Pour ce faire, on suppose un taux d'infiltration égale à 80% de celui utilisé dans la phase de calage. Bien qu'on soit conscient qu'une diminution de la recharge ne

serait pas uniforme, cette hypothèse permet de simplifier le modèle. La distribution spatiale des rabattements (s) est présentée sur la figure 5.1 dans le cas médian.

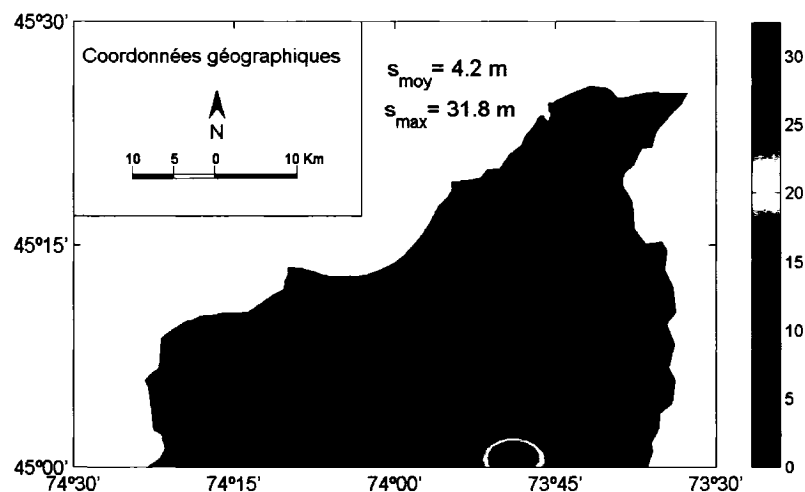
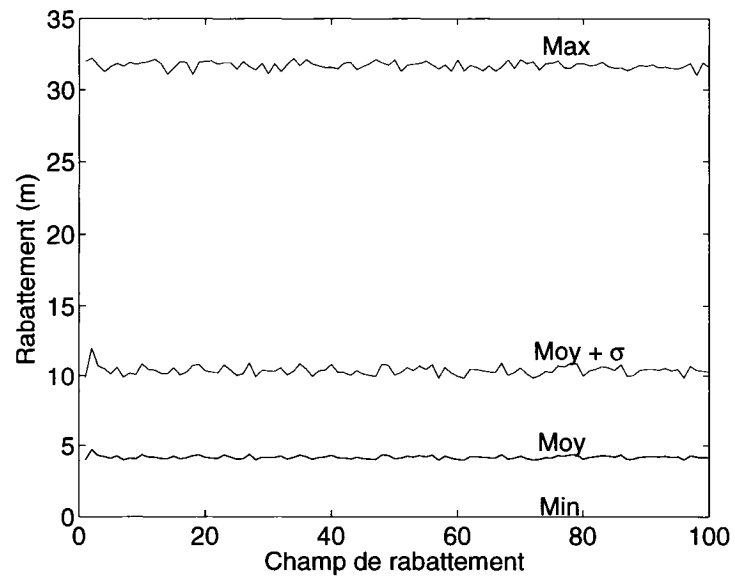


Figure 5.1: Rabattement suite à une diminution de l'infiltration de 20%, cas médian (m).

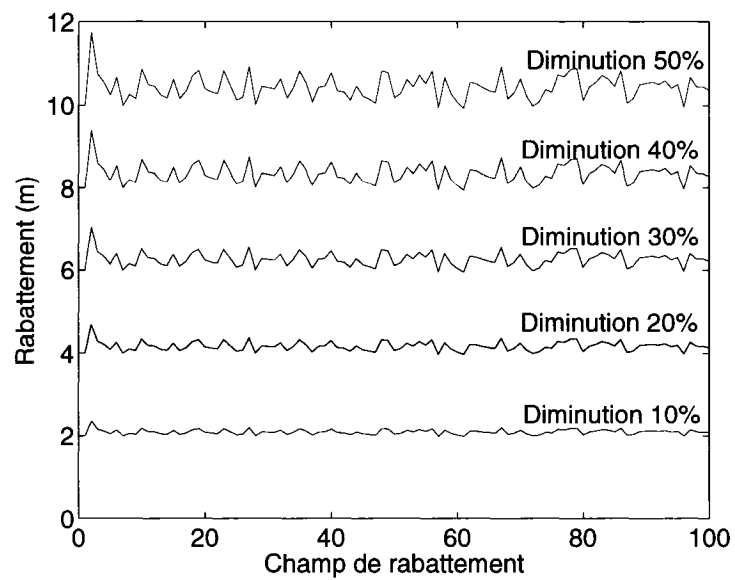
Pour cette réalisation les rabattements moyens et maximums sont respectivement de 4.2 et 31.8 mètres. D'après ces résultats, Covey Hill est la région la plus sensible à une diminution de la recharge. Pour cette région du bassin, il est clair que les niveaux de l'eau souterraine sont directement proportionnels au taux d'infiltration tandis qu'ailleurs, les rabattements seraient amortis par les zones de recharge et les flux provenant des hauts sommets topographiques.

La figure 5.2(a) présente des statistiques portant sur les rabattements, pour chacune des inversions, associés à une diminution de 20% de la recharge. La figure 5.2(b) présente les rabattements moyens associés à différents scénarios de diminution de la recharge (10, 20, 30, 40 et 50%).

Pour un même scénario, la variabilité entre les inversions est faible. Cette faible variabilité s'explique par la forte ressemblance entre les champs calés de transmissivité. Les différents scénarios de diminution de la recharge sont très différents. En somme, l'impact d'une diminution de la recharge est très important.



(a)



(b)

Figure 5.2: a) Statistiques des rabattements pour une diminution de 20% de la recharge pour la réalisation médiane (m) et b) Rabattements (m) moyens pour plusieurs scénarios de diminutions de la recharge (10, 20, 30, 40 et 50%).

5.1.2 Augmentation de la consommation

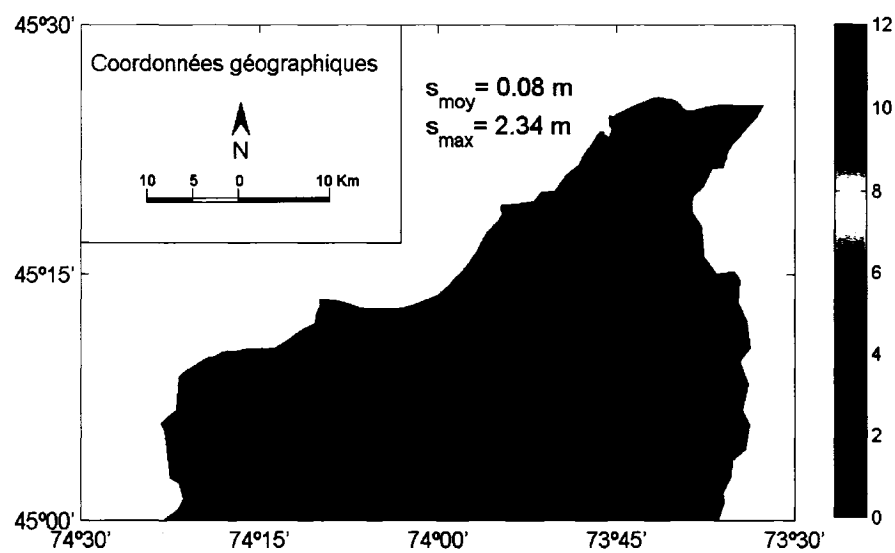
Le deuxième type de scénario simule l'impact dû à une augmentation de la consommation en eau par les différents utilisateurs en supposant que l'eau souterraine extraite ne soit pas réinjectée dans l'aquifère. Ce genre de scénario représente un potentiel futur en terme d'utilisation en eau dans la région. Les deux expériences stochastiques présentées dans cette sous-section simulent une consommation accrue de 20 et 100%. Lors de ces expériences, le taux d'infiltration correspond au taux original de la phase de calage. Tous les résultats sont présentés pour la réalisation médiane.

Les figures 5.3(a) et 5.3(b) présentent les cartes du rabattement (s) pour la réalisation médiane des scénarios supposant une consommation accrue de 20 et 100%. Les rabattements maximums sont principalement causés par les municipalités et l'industrie. Des rabattements importants se trouvent également dans la zone agricole très peuplée au nord-est du bassin près de St-Rémi. Noter toutefois que la zone agricole se trouve en contact avec la ligne de partage des eaux présumée qui a été représentée comme une condition de Neuman. Advenant une consommation accrue dans cette zone, il est possible qu'un flux transite par cette frontière ce qui aurait pour effet de réduire les rabattements observés. Le tableau 5.1 présente les rabattements moyens et maximums pour les figures 5.3(a) et 5.3(b).

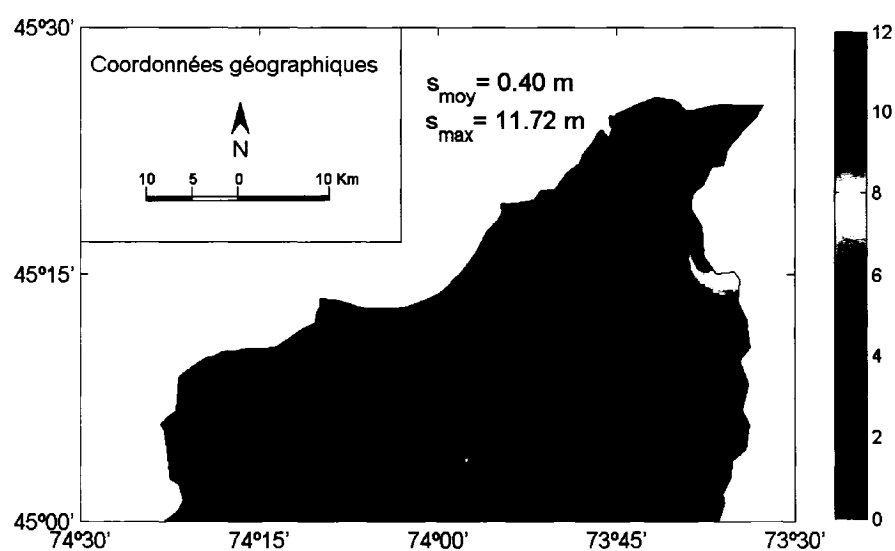
TAB. 5.1: Rabattements (s) moyens et maximums provoqués par une consommation accrue de 20 et 100% par les différents usagers du bassin (réalisation médiane)

Consommation accrue de		s(m) causé par l'augmentation de la consommation de :				
		Résidents	Agriculture	Municipalités	Industrie	Tous
Moy	20%	0.00	0.00	0.07	0.01	0.08
Max	20%	0.00	0.00	2.34	2.17	2.34
Moy	100%	0.00	0.00	0.36	0.04	0.40
Max	100%	0.00	0.01	11.69	10.83	11.72

Ces résultats indiquent, pour chacun des groupes d'utilisateurs (résidents, agriculteurs, municipalités et industries), un impact individuel similaire avec un rabattement moyen de moins d'un mètre. Toutefois, les municipalités présentent un fort rabatte-



(a)



(b)

Figure 5.3: Carte du rabattement (m) de la réalisation médiane assumant a) 20% et b) 100% de consommation accrue.

ment moyen par rapport aux autres utilisateurs. Bien que l'industrie cause un faible rabattement moyen, elle produit localement un rabattement maximal considérable de 10.83 mètres.

Par ailleurs, les rabattements maximums correspondant aux résidents, de même qu'au secteur agricole sont nuls car ces consommateurs sont représentés dans le modèle par une lame d'eau (dilution du taux de pompage). Évidemment, si l'information avait permis de distribuer la consommation de manière ponctuelle, ces deux secteurs d'activités auraient provoqué des rabattements maximums non nuls.

5.2 Trajectographie et temps de transfert de particules

Cette section présente la trajectographie et le temps de transfert de particules dans le bassin de la rivière Châteauguay. La trajectographie permet de suivre le comportement et le cheminement d'une particule non réactive à l'aide d'un algorithme adapté utilisant la méthode d'Euler (Anderson et Woessner, 1992; Pasquier, 2005).

Dans cet algorithme la particule est placée dans un milieu non réactif et non dispersif, et transportée par advection seulement. La particule est déposée directement dans l'aquifère et seulement le déplacement horizontal est considéré. Suivant la direction du flux hydraulique, la trajectoire s'arrête sur une frontière du domaine.

L'algorithme se résume en 6 étapes :

1. Positionnement initial de la particule x_p , ($p = 0$) ;
2. Calcul du flux hydraulique $\vec{q}$ pour le pas d'avancement p (compteur) ;
3. Calcul de la surface de l'élément A_j dans laquelle se trouve la particule ;
4. Déplacement de la particule suivant la direction du gradient avec un pas $\Delta(x)_p = \sqrt{A_j}/2$;
5. Enregistrement de la position x_p de la particule et du pas $\Delta(x)_p$, ($p = p + 1$) ;

6. Poursuite des étapes 2 à 5 de l'algorithme jusqu'à ce que la particule arrive à une frontière ou que le nombre maximal d'itérations soit atteint.

L'équation 5.1 permet de calculer le temps de transfert de la particule par la sommation des incréments de temps de tous les pas.

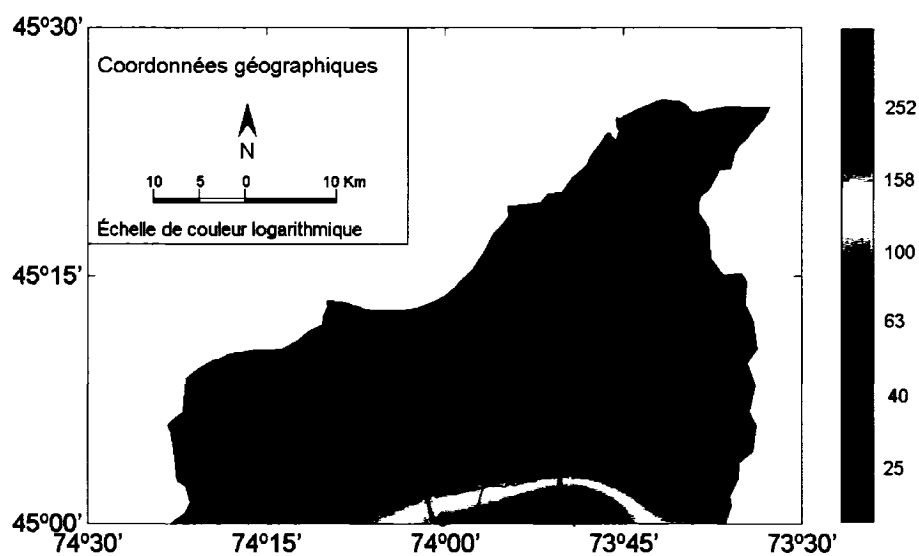
$$t = \sum_{p=0}^n \frac{\Delta(x)_p \times b_p \times n_{ep}}{T_p \|\nabla h_p\|_2} \quad (5.1)$$

où $\Delta(x)_p$ est le pas d'avancement de la particule, b_p est l'épaisseur de l'aquifère, n_{ep} est la porosité efficace, T_p est la transmissivité et $\|\nabla h_p\|_2$ est la norme du gradient hydraulique au point x_p .

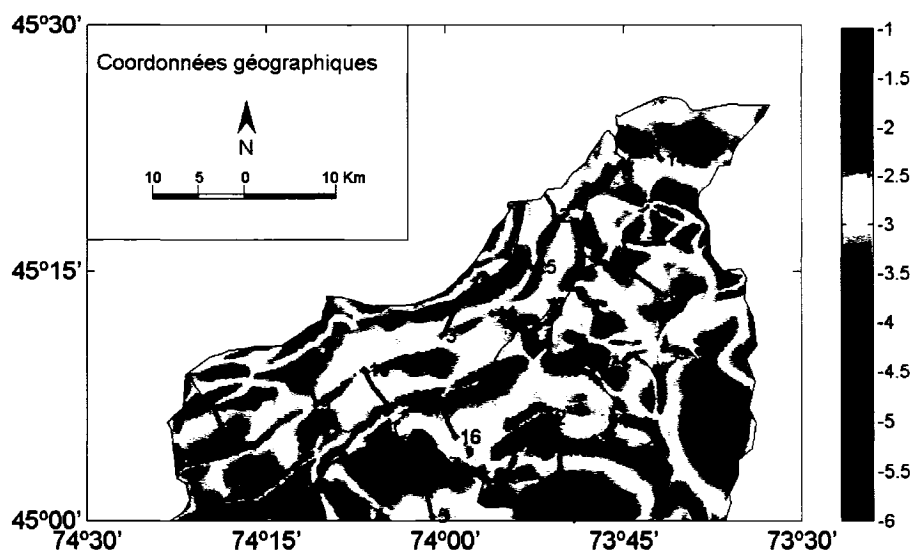
Pour le système aquifère de Châteauguay, l'épaisseur maximale est de 600 m (figure 2.3). Par contre, l'épaisseur (moyenne) utilisée lors des calculs est de 500 m. L'estimation de la porosité efficace varie de 0.6% à 1% (Godin et Rouleau, 2005; Lemieux, 2002; Nastev *et al.*, 2002). Ces valeurs de porosité efficace ont été obtenues lors des essais d'injection à charge constante dans les 100 premiers mètres de l'aquifère.

Le tableau 5.2 présente les résultats de temps de transfert, de distance parcourue ainsi que la vitesse moyenne correspondante pour 17 particules non réactives injectées à travers le bassin. La trajectographie des 17 particules non réactives est illustrée aux figures 5.4(a) (rouge) et 5.4(b) (bleu).

Ces résultats montrent que, pour des distances similaires, les temps de transfert sont assez variables dans le bassin. L'analyse des figures 5.4(a) et 5.4(b) indique que les particules ayant des temps de transfert élevés se trouvent principalement dans des zones de basses perméabilités ou de gradients faibles. Enfin, l'étude de la trajectographie a permis de confirmer que le cordon de faible transmissivité au nord de la rivière Châteauguay correspond à la ligne de partage des eaux du bassin hydrographique.



(a)



(b)

Figure 5.4: Trajectographie de 17 particules non réactives à travers le bassin de la rivière Châteauguay a) Champ de charges hydrauliques en arrière plan (m) et b) Champ calé du log(T) correspondant (m²/s) en arrière plan.

TAB. 5.2: Temps de transfert (*années*), distance parcourue (*km*) et vitesse moyenne correspondante (*km/an*) de 17 particules non réactives

Particule (<i>indice</i>)	Temps (<i>années</i>)	Distance (<i>km</i>)	Vitesse (<i>m/an</i>)
1	77	6.5	84
2	114	6.4	56
3	257	6.6	26
4	59	9.3	159
5	17	9.7	571
6	7	9.7	1416
7	146	9.5	65
8	102	9.7	95
9	609	9.1	15
10	1087	9.1	8
11	327	9.4	29
12	24	9.3	390
13	10	9.5	953
14	127	8.8	69
15	212	8.7	41
16	30	8.6	282
17	6	8.8	1507

Chapitre 6

CONCLUSION

Des champs de transmissivité calés, tous équiprobables, du bassin de la rivière Châteauguay ont été obtenus par la résolution du problème inverse par la méthode de l'estimation successive des flux (MESF). Cette estimation des champs de transmissivité est rapide et bien adaptée pour un aquifère régional fracturé respectant l'hypothèse de milieu poreux équivalent.

En plus des applications passées où la MESF a été appliquée sur des exemples synthétiques et des aquifères à petite échelle, les travaux présentés dans ce mémoire prouvent sa capacité à s'adapter aux aquifères régionaux caractérisés par plusieurs zones de recharge et de résurgence distribuées irrégulièrement sur le territoire.

La méthode d'inversion combinée aux simulations géostatistique a permis d'évaluer l'incertitude sur les principaux paramètres du modèle. La transmissivité du modèle a été calée automatiquement selon le champ de charge krigé. Les 100 champs de transmissivités obtenus après inversion ont présenté en moyenne une différence de charge hydraulique inférieure de 3 mètres. Cette valeur est en accord avec la précision des données.

Les flux estimés à la sortie de la rivière Des Anglais sont en accord avec les estimations obtenues par séparation d'hydrogramme et à l'aide du logiciel HELP, ce qui renforce la plausibilité des champs de transmissivité calés et du modèle conceptuel

utilisé.

Les champs de transmissivité calés montrent des structures de taille bien plus grande que celles fournies dans les champs initiaux. De plus la moyenne a augmenté d'un facteur 20 par rapport aux données ponctuelles. Compte tenu de l'évaluation de la recharge et de l'utilisation en eau, cette augmentation est nécessaire pour permettre un ajustement correct des flux à la rivière Des Anglais, autrement le flux estimé aurait été 20 fois trop faible. Cet ajustement est un résultat secondaire de la MESF. Il dénote la capacité de la méthode des flux à caler les flux régionaux aussi bien que les gradients des charges.

L'approche stochastique a permis d'identifier les zones où le plus d'incertitude sur la détermination de la transmissivité subsistait. Ces zones sont assez étroitement reliées aux zones de faible gradient présentées sur la carte de charge krigée. L'approche stochastique a de plus permis de simuler des scénarios impliquant une diminution de la recharge ou une augmentation de la consommation en eau. Les résultats ont indiqué les zones les plus sensibles aux paramètres. Ces zones sont principalement Covey Hill, étant une zone majeure de recharge, et les zones de pompage intense : les municipalités munies d'un aqueduc et le secteur de forte intensité agricole des maraîchers.

Les scénarios étudiés démontrent que seuls le secteur de l'industrie et certaines municipalités peuvent causer localement des rabattements notables par un doublement de leur consommation. Les autres usagers étant plus distribués ne devraient pas augmenter le rabattement de façon importante. Par contre une baisse de 20% de l'infiltration de l'aquifère régional, conséquence d'un climat plus sec, pourrait avoir un effet important pour la région de Covey Hill où des rabattements pouvant atteindre 30 mètres sont possibles. Les régions situées plus en aval sur les lignes d'écoulement sont moins sensibles au climat plus aride, principalement à cause des flux provenant des hauts topographiques.

Enfin, l'étude de la trajectographie et des temps de transfert de particules non réactives a permis de confirmer que le cordon de faible transmissivité correspond à la

ligne de partage des eaux du bassin hydrographique.

Bien que souvent blâmées pour leur qualité, les données SIH ont été fort utiles pour la création de la carte de charge hydraulique utilisée pour l'inversion. Notre expérience confirme néanmoins qu'un tri minutieux de la base de données SIH et une validation adéquate des mesures sont nécessaires pour éliminer des données aberrantes.

Pour cette étude, des essais préliminaires d'inversion ont permis de questionner rapidement le modèle conceptuel et cerner plusieurs défaillances dans le modèle de départ. Notamment, l'étude de la carte des résidus (carte krigée moins carte calée) a montré que le taux initial de pompage assigné à une carrière était insuffisant. En modifiant le taux à la valeur fournie par la carrière les résidus ont diminué fortement. Les résidus ont aussi indiqué la nécessité d'introduire dans le modèle conceptuel la rivière Noire au pied de Covey Hill.

La méthode de l'estimation successive des flux a démontré un excellent comportement pour le calage du modèle numérique de l'aquifère de Châteauguay. Néanmoins, les paramètres obtenus par inversion sont tributaires du modèle conceptuel retenu. Puisque les rivières du bassin versant constituent les principaux exutoires de l'aquifère, une meilleure détermination des paramètres ne sera possible qu'après détermination des débits de base le long des rivières. On recommande donc d'intégrer au protocole d'étude des bassins versant la détermination des endroits de liens hydrauliques aquifère-rivière.

Ce mémoire montre que les modèles numériques des transmissivités obtenus permettent aux dirigeants de prendre des décisions plus éclairées en termes de gestion des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Châteauguay telle l'évaluation de l'impact de l'augmentation de la consommation de l'eau souterraine, la diminution ou l'augmentation de l'infiltration, la détermination d'aires d'alimentation et de protection de captage d'eau souterraine. De plus, ce projet aide à la compréhension globale de la dynamique de l'écoulement régional de l'eau souterraine du bassin versant.

Références

- ANDERSON, M. et WOESSNER, W. (1992). Applied Groundwater Modeling : Flow and advective simulation. Academic Press, New York.
- BERNSTEIN, L. (1991). The Lower Ordovician Beekmantown Group, Quebec and Ontario. Thèse de doctorat, Université de Montréal, 330 p.
- BERNSTEIN, L. (1992). A revised lithostratigraphy of the Lower - Middle Ordovician Beekmantown Group, St-Lawrence Lowlands, Quebec and Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2677–2694.
- BROCHU, Y. et MARCOTTE, D. (2003). A simple approach to account for radial flow and boundary conditions when kriging hydraulic head fields for confined aquifers. *Mathematical Geology*, 35, 111–136.
- CAPILLA, J., GOMEZ-HERNANDEZ, J. et SAHUQUILLO, A. (1997). Stochastic simulation of transmissivity fields conditional to both transmissivity and piezometric data. 2. Demonstration on a synthetic aquifer. *Journal of Hydrology*, 203, 175–188.
- CARRERA, J. (1987). State of the art of inverse problem applied to the flow and solute transport equations. *Groundwater Flow and Quality Modeling*, 224, 549–583.
- CARRERA, J. et NEUMAN, S. (1986a). Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions : 1. Maximum likelihood method incorporating prior information. *Water Resources Research*, 22, 199–210.

- CARRERA, J. et NEUMAN, S. (1986b). Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions : 2. Uniqueness, stability, and solution algorithms. *Water Resources Research*, 22, 211–227.
- CHAPUIS, R. P. (1999). Guide des essais de pompage et leurs interprétations. Les publications du Québec.
- CHILES, J.-P. et DELFINER, P. (1999). Geostatistics : modeling spatial uncertainty. Wiley-Interscience, New York, 1st edition, 675 p.
- CHILES, J.-P. et GUILHEN, A. (1984). Variogrammes et krigeages pour la gravimétrie et le magnétisme. *Série Informatique Géologique*, 1, 455–468.
- CLARK, T. H. (1966). Châteauguay area. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport géologique 122., 63 p.
- COMSOL, A. (2004). Femlab 3.0 User and reference manual. Comsol AB, Stockholm, Sweden.
- CROTEAU, A., NASTEV, M., R., L., LAMONTAGNE, L., LAMONTAGNE, C., LAVIGNE, M. et BLANCHETTE, D. (2005). Estimation of spatial and temporal distribution of recharge to des Anglais River aquifer system, Québec. Dans *6th Joint IAHCNC and CGS Groundwater Specialty Conference, Saskatoon*, 8 p., CD version.
- DAGAN, G. (1989). Flow and transport in porous formations. Springer-Verlag.
- DARCY, H. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon. V. Dalmont, Paris.
- DE FOUQUET, C. (2000). Geostatistical simulation of transmissivity and flow : simplified case of the linearized diffusion equation in steady state. Dans *Tracers and Modelling in Hydrogeology*, Édité par A. Dassargues, volume 262, IAHS publication, 103–108.

- DE MARSILY, G. (1978). De l'identification des systèmes hydrologiques. Thèse de doctorat d'état, Université Paris VI.
- DE MARSILY, G., DELHOMME, J. P., COUDRAIN-RIBSTEIN, A., et LAVENUE, A. M. (2000). Four decades of inverse problems in hydrogeology. *Geological Society of America*, 348, 1–17.
- DE MARSILY, G., LAVEDAN, G., BOUCHER, M. et FASANINO, G. (1984). Interpretation of interference tests in a well field using geostatistical techniques to fit the permeability distribution in a reservoir model, South Lake Tahoe, CA. Dans *in Geostatistics for Natural Resources Characterization 2nd NATO Advanced Study Institute*, Édité par Verly, volume 2, D. Reidel, Noewell, Mass., 831–849.
- DELHOMME, J. (1976). Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- DELHOMME, J. (1978). Kriging in the hydrosiences. *Advances in Water Resources*, 1, 251–266.
- DESMEULES, S. et GELINAS, P. (1981). Caractéristiques physiques et démographiques du bassin versant de la rivière Châteauguay. Ministère de l'Environnement, programme de connaissances intégrées édition, 66 p.
- DUFRESNE, P. (1979). Étude hydrogéologique du bassin versant de la rivière Châteauguay. Thèse de doctorat, Université Laval, nsp.
- EMSELLEM, Y. et DE MARSILY, G. (1971). An automatic solution for the inverse problem. *Water Resources Research*, 7, 1264–1283.
- FLINT, A., FLINT, L., KWICKLIS, E., FABRYKA-MARTIN, J. et BODVARSSON, G. (2002). Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada : a case study. *Hydrogeology Journal*, 10, 180–204.

- FREEZE, R. A. (1964). Groundwater Resources of the Lachine-St-Jean area, Québec : 31H/5 (part of) and 31H/6. Geological Survey of Canada, Department of Mines and Technical Surveys, 112 p.
- FRIND, E. et PINDER, G. (1973). Galerkin solution of the inverse problem for aquifer transmissivity. *Water Resources Research*, 9, 1397–1410.
- GAGNON, F. (1998). Solution du problème inverse en hydrogéologie à l'aide de méthodes géostatistiques. Mémoire de maîtrise, École Polytechnique de Montréal.
- GINN, T. et CUSHMAN, J. (1990). Inverse methods for subsurface flow : A critical review of stochastic techniques. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 4, 1–26.
- GLOBENSKY, Y. (1987). Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Ministère de l'Energie et des Ressources, Direction générale de l'Exploration géologique et minérale, rapport mm 85-02 edition, 63 p.
- GODIN, R. et ROULEAU, A. (2005). Essais perméamétriques en forage dans le socle rocheux du bassin versant de la rivière Châteauguay. Version préliminaire du rapport au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec, Centre d'études sur les ressources minérales (CERM), Université du Québec à Chicoutimi (UQAC), 64p.
- GOMEZ-HERNANDEZ, J., SAHUQUILLO, A. et CAPILLA, J. (1997). Stochastic simulation of transmissivity fields conditional to both transmissivity and piezometric data - I. Theory. *Journal of Hydrology*, 203, 162–174.
- GUO, X. et ZHANG, C.-M. (2000). Hydraulic gradient comparison method to estimate aquifer hydraulic parameters under steady-state conditions. *Ground Water*, 38, 815–826.
- HADAMARD, J. (1932). Le Problème de Cauchy. Herman et Cie., Paris.

- HUBBERT, K. (1969). The theory of ground-water motion and related papers. Hafner Publishing Company, 310 p.
- ISQ (2003). Institut de la Statistique du Québec. Si la tendance se maintient... Perspectives démographiques : Québec et régions, 2001-2051. <http://www.stat.gouv.qc.ca/publications/demograp/>.
- KEIDSER, A. et ROSBJERG, D. (1991). A Comparison of Four Inverse Approaches to Groundwater Flow and Transport Parameters Identification. *Water Resources Research*, 27, 2219–2232.
- KING, F. (1899). Principles and conditions of the movement of groundwater. U.S. Geological Survey, 19th Annual Report, p. 54-294.
- LAROCQUE, M., DELAY, F. et BANTON, O. (2003). A comparison of two stochastic inverse methods in a field-scale application. *Ground Water*, 41, 15–23.
- LAVENUE, M., RAMA RAO, B., DE MARSILY, G. et MARIETTA, M. (1995). Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated transmissivity fields : 2. Application. *Water Resources Research*, 31, 495–516.
- LAVIGNE, M.-A., NASTEV, M., LEFEBVRE, R., BLANCHETTE, D., CROTEAU, A., BENOIT, N. et LAMONTAGNE, C. (2005). Hydraulic properties of sedimentary rock aquifers in the Châteauguay River watershed, Québec, Canada. Dans *6th Joint IAH-CNC and CGS Groundwater Specialty Conference, Saskatoon*, 8 p., CD version.
- LAVOIE, D. (2005). Geological, Stratigraphic and Structural Settings of the Châteauguay Area, St-Lawrence Platform of Southern Quebec. Geological Survey of Canada, <http://pes.rncan.gc.ca/p3/a8/bed.f.php>.

- LEMIEUX, J. M. (2002). Caractérisation multiapproche à petite échelle de l'écoulement de l'eau souterraine dans un aquifère carbonaté fracturé et implications pour les changements d'échelle. Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- LERNER, D., ISSAR, A. et SIMMERS, I. (1990). Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge. International Association of Hydrogeologists. International Contributions to Hydrogeology, volume 8. Hannover, Heinz Heise, 345 p.
- MARCOTTE, D. et CHOUTEAU, M. (1993). Gravity data transformation by kriging. Dans *Geostatistics Tróia 1992*, Édité par A. Soares, volume 1, Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 249–269.
- MATHERON, G. (1965). Les variables régionalisées et leur estimation. Une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature. Masson, Paris.
- MCCORMACK, R. (1981). Étude hydrogéologique - Bassin versant de la Châteauguay. Ministère de l'Environnement du Québec, Direction générale des inventaires et de la recherche, Québec, 175 p.
- MCLAUGHLIN, D. et TOWNLEY, L. (1996). A reassessment of the groundwater inverse problem. *Water Resources Research*, 32, 1131–1161.
- MENKE, W. (1989). Geophysical Data Analysis : Discrete Inverse Theory, 2nd ed., volume 45 of *International Geophysics Series*. Academic Press, San Diego, r. dmowska and j. r. holton edition, 289 p.
- MENV (2003). Ministère de l'Environnement du Québec, Politique Nationale de l'eau. [http ://www.menv.gouv.qc.ca/eau/politique/index.htm](http://www.menv.gouv.qc.ca/eau/politique/index.htm).
- MORIN, R. et GODIN, R. (2005). General Notes Based on Preliminary Analysis of Geophysical Logs and Packer Tests. Communication personnelle.

- NASTEV, M., LAMONTAGNE, C., TREMBLAY, T., LAVOIE, D., HARDY, F., LAMOTHE, M., CROTEAU, A., BLANCHETTE, D., LAVIGNE, M.-A., PERON, R., ROY, N., MORIN, R., CORLAND, B., PARADIS, D., BENOIT, N., GODIN, R., DAGENAIS, M.-P., LEFEBVRE, R., MARCOTTE, D., ROULEAU, A., CHAPUIS, R. P. et GUAY, L. (2004a). Hydrogeological overview of the transboundary aquifers in the Châteauguay river basin, Canada-United States. *5th Joint IAH-CNC and CGS Groundwater Specialty Conference, Quebec 2004*, 7, CD version.
- NASTEV, M., LEFEBVRE, R., RIVERA, A. et MARTEL, R. (2005a). Quantitative assessment of regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Water Resources Management*, (In Press).
- NASTEV, M., RIVERA, A., LEFEBVRE, R. et SAVARD, M. (2005b). Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, (In Press).
- NASTEV, M., SAVARD, M., LAPCEVIC, A., LEFEBVRE, R. et MARTEL, R. (2004b). Hydraulic properties and scale effects investigation in regional rock aquifers, south-western Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 12, 257–269.
- NASTEV, M., SAVARD, M. M., PARADIS, D., LEFEBVRE, R., ROSS, M. et RIVERA, A. (2002). Étude quantitative des ressources en eau souterraine du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec Partie II. Commission géologique du Canada, 37 p.
- NELSON, R. (1960). In-Place measurement of permeability in heterogeneous media, 1. Theory of a proposed method. *Journal of Geophysical Research*, 65, 1753–1758.
- NELSON, R. (1961). In-place measurement of permeability in heterogeneous media, 2. Experimental and computational considerations. *Journal of Geophysical Research*, 66, 2469–2478.

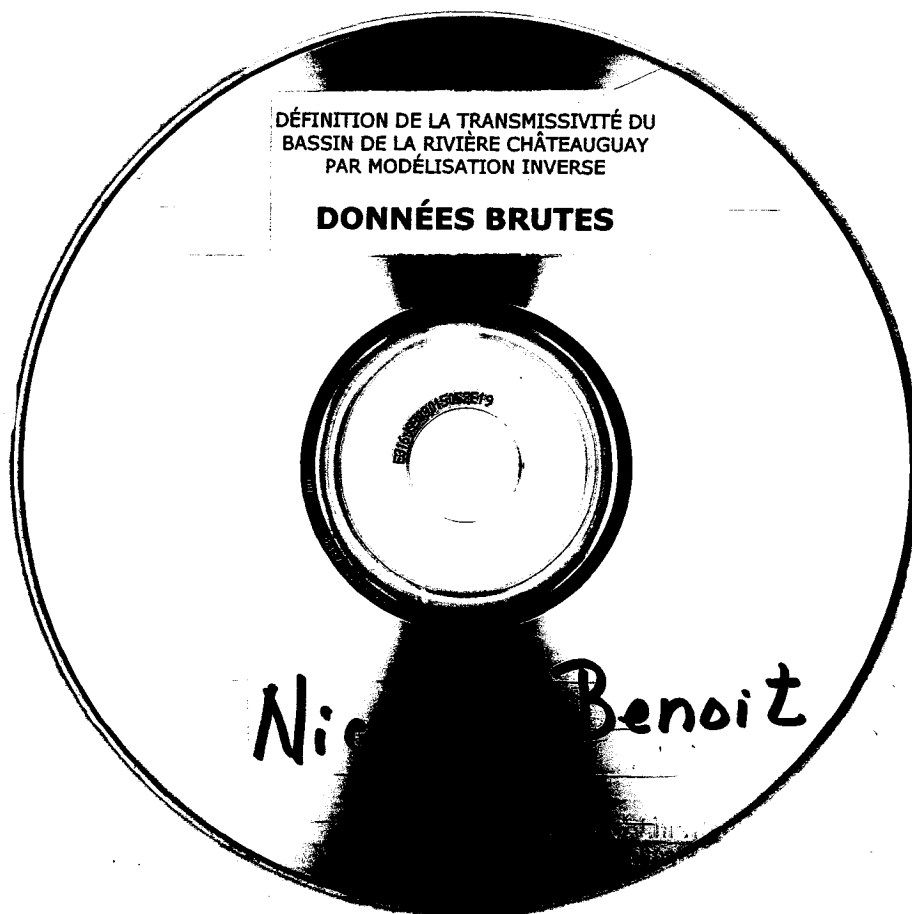
- NEUMAN, S. (1973). Saturated-unsaturated seepage by finite elements. *Journal of Hydraulic Engineering, Div. ASCE*, 99, 2233–2250.
- PASQUIER, P. (2005). Résolution du problème inverse en hydrogéologie par une estimation successive des flux. Thèse de doctorat, École Polytechnique de Montréal.
- PASQUIER, P. et MARCOTTE, D. (2005). Solving the groundwater inverse problem by successive flux estimation. Dans *geoENV V, Geostatistics for environmental applications, Quantitative Geology and Geostatistics, GeoENVia*, Kluwer Academic Publishers, 1–12.
- PINDER, F. et GRAY, W. (1977). Finite element simulation in surface and subsurface hydrology. Academic Press, 295 p.
- POETER, E. et HILL, M. (1996a). Inverse modeling, a necessary next step in groundwater modeling. *Ground Water*, 35, 250–260.
- POETER, E. et HILL, M. (1996b). Unrealistic parameter values in inverse modeling, a problem of benefit for model calibration. Dans *Calibration and Reliability in Groundwater Modeling*, Édité par K. Kovar et P. van der Heijde, volume 237, IAHS Publication, 277–285.
- PONTLEVOY, O. (2004). Modélisation hydrogéologique pour supporter la gestion du système aquifère de la région de Ville-Mercier. Mémoire de maîtrise, Institut National de la Recherche Scientifique - Eau, Terre et Environnement, Québec.
- PONZINI, G. et LOZEJ, A. (1982). Identification of aquifer transmissivities : The comparison model method. *Water Resources Research*, 18, 597–622.
- RAMA RAO, B., LAVENUE, M., DE MARSILY, G. et MARIETTA, M. (1995). Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated transmissivity fields : 1. Theory and computational experiments. *Water Resources Research*, 31, 475–493.

- SAGAR, B., YAKOWITZ, S. et DUCKSTEIN, L. (1975). A direct method for the identification of the parameters of dynamic nonhomogeneous aquifers. *Water Resources Research*, 11, 563–570.
- SAHUQUILLO, A., CAPILLA, J., GOMEZ-HERNANDEZ, J. et ANDREU, J. (1992). Conditional Simulation of transmissivity fields honouring piezometric data. Dans *Hydraulic Engineering Software IV, Fluid Flow Modeling*, Édité par Blain et Cabrera, volume 2, Elsevier Science, New York, 201–214.
- SALAD-HERSI, O., LAVOIE, D., MOHAMED, A. H. et NOWLAN, G. S. (2002). Subaerial unconformity at the Potsdam-Beekmantown contact in the Québec Reentrant : regional significance for the Laurentian continental margin history. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 50, 419–440.
- SALAD-HERSI, O., LAVOIE, D. et NOWLAN, G. S. (2003). Reappraisal of the Beekmantown Group sedimentology and stratigraphy, Montréal area, southwestern Quebec : implications for understanding the depositional evolution of the Lower-Middle Ordovician Laurentian passive margin of eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 149–176.
- SANDFORD, B. U. (1993). Geology of the St. Lawrence Lowland Platform. Dans *Sedimentary cover of the craton in Canada*, Édité par D. Stott et J. Aitken, Geological Survey of Canada, Chapter II, 5 p.
- SAVARD, M. M., NASTEV, M., PARADIS, D., CLOUTIER, V., LAUZIÈRE, K., BOURQUE, E., HAMEL, A., MURAT, V., LEFEBVRE, R., MARTEL, R., ROSS, M., FAGNAN, N., THERRIEN, R., BOISVERT, E. et GELINAS, P. (2002). Hydrogéologie régionale du système aquifère fracturé du sud-ouest du Québec Partie I. Commission géologique du Canada, 59 p.
- SCHROEDER, P., AZIZ, N., LLOYD, C. et ZAPPI, P. (1994). The hydrologic evalua-

- tion of landfill performance (HELP) model : Engineering documentation for version 3.07. EPA.
- SIMARD, G. et DESROSIERS, R. (1979). Qualité des eaux souterraines du Québec, rapport E.E.-4. Ministère des Richesses naturelles, nsp.
- STALLMAN, R. (1956). Numerical analysis of regional water levels to define aquifer hydrology. *EOS Trans. AGU*, 37, 451.
- TARANTOLA, A. et VALETTE, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 219–232.
- TODD, D. K. (1980). Groundwater hydrology. Wiley, New-York, 2nd edition.
- TOTH, J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.*, 68, 4795–4812.
- TREMBLAY, T., HARDY, F. et LAMOTHE, M. (2005). Cartographie des formations superficielles du bassin-versant de la rivière Châteauguay. Département des sciences de la Terre et de l’atmosphère, [http ://pes.rncan.gc.ca/p3/a8/quat_f.php](http://pes.rncan.gc.ca/p3/a8/quat_f.php).
- YEH, T.-C., GUTJAHR, A. et JIN, M. (1995). Iterative cokriging-like technique for ground-water flow modeling. *Ground Water*, 33, 33–41.
- YEH, W.-G. (1986). Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology : The inverse problem. *Water Resources Research*, 22, 95–108.

Annexe A

CD-Rom des données



Un cédérom accompagne ce mémoire de maîtrise

**Toute personne intéressée à se le procurer doit
contacter :**

École Polytechnique de Montréal

Service du prêt entre bibliothèques

B.P. 6079, Succursale Centre-Ville

Montréal, Québec H3C 3A7

Canada

Tél. : (514) 340-4846

Télécopieur : (514) 340-4026