

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

MARYLINE HUET

COMPARAISON DE MÉTHODES D'ESTIMATION DE LA  
RECHARGE DES AQUIFÈRES : EXEMPLE DE LA RÉGION  
CHARLEVOIX - HAUTE-CÔTE-NORD.

JANVIER 2015

## RÉSUMÉ

Estimer la recharge des eaux souterraines constitue un défi majeur dans le but d'assurer une gestion durable des aquifères. Beaucoup de méthodes d'estimation de la recharge sont disponibles. Cependant il s'agit essentiellement d'approches indirectes entraînant d'importantes incertitudes qui sont de plus difficilement quantifiables. L'objectif principal de ce projet de maîtrise est donc de comparer plusieurs méthodes d'estimation de la recharge afin d'obtenir un meilleur degré de confiance. Quatre méthodes sont appliquées et comparées sur quatre bassins versants de la région Charlevoix – Haute-Côte-Nord (*CHCN*), reliés aux stations hydrométriques disponibles, pour la période 1975-1995.

Les bilans hydrologiques globaux,  $BH_1$  et  $BH_2$ , ont été réalisés en supposant que :  $AV = ETR + Ru + Re$ , avec  $AV$  les apports verticaux,  $ETR$  l'évapotranspiration,  $Ru$  le ruissellement et  $Re$  la recharge. Un bilan hydrologique spatial sur un maillage de 250 m × 250 m,  $BH_3$ , a également été proposé. Enfin la méthode de séparation des hydrogrammes a permis d'estimer la recharge à l'échelle de chaque bassin versant en supposant que la décharge des eaux souterraines équivaut à la recharge.

Les recharges moyennes annuelles (1975-1995) pour la région *CHCN*, estimées à partir de  $BH_1$  et  $BH_2$  sont semblables, soit 188 et 154 mm respectivement. Les cartes de recharge potentielle réalisées par  $BH_3$ , montrent que les moyennes annuelles (pour la période 1989-1992) sont 208 et 181 mm pour l'infiltration et le ruissellement respectivement. Pour chaque bassin versant, les valeurs moyennes annuelles maximales d'infiltration sont obtenues pour les dépôts de sable et gravier essentiellement présents dans les fonds de vallée ainsi que sur les hautes -terres en amont du bassin versant de la Malbaie (532 mm/an). Dans ces contextes, le ruissellement de surface est donc presque nul. Au contraire, les dépôts de till, d'argile et le roc affleurant sont plus propices au ruissellement (312 mm/an) et représentent donc les valeurs minimales d'infiltration (113 mm/an). La moyenne annuelle de recharge sur la période d'étude (1975-1995) estimée à partir de la séparation des hydrogrammes (179 mm/an) est très proche de celles estimées par  $BH_1$  et  $BH_2$  (188 mm et 154 mm).

Cependant beaucoup d'incertitudes sont à prendre en compte dans l'estimation de la recharge pour la région *CHCN*. Ces incertitudes sont liées aux hypothèses simplificatrices des méthodes utilisées mais également à la fiabilité des données climatologiques.

L'application de méthodes complémentaires lors de travaux futurs permettrait de valider ces résultats. Par exemple, investiguer la zone vadose permettrait notamment de tenir compte de la teneur en eau du sol, de sa conductivité hydraulique et du niveau de la nappe pour une approche de calcul de la recharge sur les processus physiques (hydrauliques) d'écoulement en zone vadose.

## REMERCIEMENTS

De nombreuses personnes ont contribué au projet et m'ont soutenu durant ces deux années.

Je pense tout d'abord à mon directeur Romain, qui m'a convaincu de quitter ma Mayenne profonde pour venir étudier au Québec et m'a proposé ce sujet de maîtrise. Je tiens à le remercier des bonnes conditions de travail qu'il m'a offertes ainsi que des bons moments passés ensemble tant d'un point de vue universitaire qu'extra-universitaires.

Merci également à ma co-directrice Marie-Amélie pour son enthousiasme permanent et sa disponibilité.

Je remercie aussi la fondation de l'UQAC qui m'a attribué une bourse me permettant de financer mes frais de scolarité.

L'équipe du *PACES* a été d'un énorme soutien et a vraiment contribué à l'amélioration de mon projet, notamment pour le calcul de la recharge sur *ArcGIS* avec la fameuse méthode des *Curve Number*. Je remercie Denis, Mélanie et Marie-Line pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon projet mais également aux autres projets de maîtrise et de doctorat. Il s'agit d'une réelle « aubaine » que de bénéficier à l'UQAC de cette expertise professionnelle. J'ai pu, grâce à Mélanie, me familiariser avec *ArcGIS*. C'est aussi grâce à elle et sa routine magique que j'ai pu utiliser les données climatiques. Marie-Line et sa zen attitude qui m'a toujours soutenue et rassurée « nan mais regarde, la r'charge là, c'est pas pantoute quelque chose de facile ». Denis et ses tours de passe-passe sur Excel m'ont bien sorti de la misère. Il s'est également beaucoup investi afin d'optimiser au mieux la méthode des *Curve Number*.

Un grand merci à Charles Poirier (*CEHQ*) qui a su répondre à mes questions et s'est montré très soucieux de l'avancée de mon projet.

Je suis également reconnaissante envers toute les membres de l'équipe d'hydro, qui au cours des nombreuses réunions et autres rencontres se sont investis et ont orienté mes travaux dans la bonne direction. Merci à Alain, Réal, Julien, Ombeline, Patrick, Anouck, Tito, Qingxiao, Fadoua et Simon.

Un remerciement spécial pour Anouck, une collègue de bureau, une coloc' mais surtout une grande amie, qui m'a supportée pendant ces deux ans.

Enfin, je remercie ma famille et Charly qui m'ont soutenue pendant ces deux années passées au Québec.

## TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	I
REMERCIEMENTS .....	II
TABLE DES MATIÈRES .....	III
LISTE DES FIGURES.....	IV
LISTE DES TABLEAUX .....	VI
LISTE DES ANNEXES .....	VII
<b>1. INTRODUCTION.....</b>	<b>1</b>
1.1 PROBLEMATIQUE GENERALE .....	1
1.2 REVUE DE LITTÉRATURE .....	2
1.2.1 Définition de la recharge.....	2
1.2.2 Intérêt de l'étude de la recharge.....	4
1.2.3 Les différentes méthodes d'estimation de la recharge .....	5
1.3 PROBLEMATIQUE SPECIFIQUE.....	12
1.4 PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE .....	12
1.4.1 Sélection des méthodes et des sites spécifiques d'étude. ....	12
1.4.2 Physiographie et hydrologie.....	15
1.4.3 Contexte hydro-climatique et occupation du sol.....	16
1.4.4 Contexte géologique et hydrogéologique .....	19
<b>2. PRÉSENTATION DE L'ARTICLE .....</b>	<b>25</b>
2.1 ABSTRACT .....	25
2.2 INTRODUCTION .....	26
2.3 DESCRIPTION OF THE STUDY AREA.....	30
2.4 RECHARGE ASSESSMENT METHODS .....	34
<i>In this study four methods have been selected and applied on four watersheds into the CHCN.</i>	
<i>These methods are applied on different time and space scales depending on the availability of</i>	
<i>climatic data (temperature, T; precipitation, P; and the streamflow, Q).....</i>	<i>34</i>
2.4.1 Water budget.....	34
2.4.2 Hydrogram separation.....	47
2.5 RESULTS .....	50
2.5.1 The vertical inflows .....	50
2.5.2 The actual evapotranspiration (AET) .....	52
2.5.3 The runoff (Ru) .....	53
2.5.4 Infiltration maps or potential recharge zones.....	53
2.5.5 Baseflow and global recharge.....	55
2.6 DISCUSSION .....	58
2.7 CONCLUSION .....	62
2.8 REFERENCES.....	64
<b>3. SYNTHÈSE ET CONCLUSION .....</b>	<b>68</b>
<b>RÉFÉRENCES .....</b>	<b>74</b>
<b>ANNEXE A : GR4J ET CEMANEIGE.....</b>	<b>77</b>
<b>ANNEXE B : LA METHODE DES CURVE NUMBER : DE LA VERSION ORIGINALE A SON ADAPTATION</b>	
<b>POUR LA REGION CHCN. ....</b>	<b>85</b>

## LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Bilan hydrologique d'un bassin versant .....	3
Figure 1.2 Localisation des bassins versants étudiés et des données climatiques disponibles .....	13
Figure 1.3 Carte topographique de la région de Charlevoix - Haute-Côte-Nord.....	16
Figure 1.4 Variation annuelle des précipitations sur la période 1975-1995. D'après les données délivrées par le CEHQ.....	17
Figure 1.5 Contexte hydro-climatique de la zone d'étude (exemple du bassin versant de La Malbaie, station hydrométrique 51502). D'après les données issues du CEHQ. ....	18
Figure 1.6 Carte d'occupation du sol de la région Charlevoix – Haute-Côte-Nord ...	19
Figure 1.7 Carte géologique de la région Charlevoix – Haute-Côte-Nord.....	20
Figure 1.8 Carte des dépôts de surface des bassins versants étudiés .....	21
Figure 1.9 Contexte aquifère déterminé selon la nature des dépôts de surface.....	24
Figure 2.1 Location and available climatic data for the four watersheds of the study area.....	31
Figure 2.2 Hydro-climatic context of the study area, example of the watershed of the Malbaie river in 1990 .....	31
Figure 2.3 Mapping of the aquifer condition according to the surface deposition ..	34
Figure 2.4 Steps for the determination of CN and the daily runoff calculation .....	42
Figure 2.5 Event classification according to the API index and season (adapted from Monfet, 1979) .....	45
Figure 2.6 Procedure for computing the infiltration with a water budget method (WB <sub>3</sub> ) involving ArcGIS .....	47
Figure 2.7 Daily water budget 1, example for Du Gouffre watershed (1990).....	51
Figure 2.8 Annual VI results compared with precipitation and b) seasonal repartition VI.....	52

Figure 2.9 Final maps computed from ArcGIS (1989-1992), a) the mean annual VI, b) the mean annual percentage of AET, c) surface runoff and d) infiltration (Inf).....	54
Figure 2.10 a) Example of hydrogram separation (Du Gouffre, 1990) and b) seasonal baseflow (total year) estimates after hydrogram separation for all watersheds over 1975-1995 .....	55
Figure 2.11 a) Mean annual recharge for all watersheds (1975-1995) and b) annual absolute differences between $Re_{WB1}$ and $Re_{WB2}$ for all watersheds .....	57
Figure 2.12 Annual recharge fluctuation estimated from water budget and from baseflow.....	57
Figure 2.13 Daily relation between VI and the associated recharge (example of Portneuf) .....	59
Figure A.1 Schémas de production du modèle GR4J. Tiré de Perrin 2003 .....	80
Figure A.2 Découpage des bassins versants en cinq zones altitudinales .....	82
Figure A.3 Etapes de calculs réalisées par CemaNeige. Tiré de Valéry, 2010 .....	84
Figure B.1 Séparation de la pluie, P, en ruissellement, Q, pertes initiales, Ia et les pertes par retention, F. Tiré de Rivard (2011) .....	86
Figure B.2 Classification des types de sols selon Monfet 1976 .....	88
Figure B.3 Classement des événements selon l'indice API et la saison. D'après Monfet, 1979 .....	89
Figure B.4 Nombre d'événement de précipitation entraînant un ruissellement selon le rapport Ia/S. Exemple pour le bassin versant de la Malbaie concernant l'année 2009 .....	91
Figure B.5 Analyse de sensibilité du rapport Ia/S sur le CN .....	91

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 Inventaire d' études visant à comparer différentes méthodes d'estimation de la recharge au cours des 20 dernières années .....	9
Tableau 1.2 Méthodes d'estimation de la recharge utilisées par les auteurs du Tableau 1 .....	10
Tableau 1.3 Dépôts de surface quaternaires (en proportion) pour chaque bassin versant .....	22
Table 2.1 Surface deposits (percentage of the total surface) of the studied watershed .....	33
Table 2.2 Groups of sediments observed in the CHCN region .....	44
Table 2.3 Runoff groups associated with sediment indexes .....	44
Table 2.4 Values for $CN_i$ according to sediment groups and slopes. Modified from Monfet, 1979 .....	45
Table 2.5 GR4J-CemaNeige parameters after calibration .....	50
Table 2.6 Range (absolute and percentage of the mean total annual precipitation) of surface runoff and infiltration over the study area .....	54
Table 2.7 Total baseflow obtained after hydrogram separation for the total year and for the June-February period .....	56
Table 2.8 Summary of the results of recharge and other components of the water budget over the study period for all watersheds .....	58
Table 2.9 Correlation coefficients between VI and the associated recharge .....	59

## LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A : <i>GR4J</i> ET <i>CEMANEIGE</i> .....	77
ANNEXE B : LA MÉTHODE DES <i>CURVE NUMBER</i> : DE LA VERSION ORIGINAL A SON ADAPTATION POUR LA RÉGION <i>CHCN</i> . ....	85



## 1. INTRODUCTION

### 1.1 Problématique générale

---

En alimentant 20 % de la population du Québec, les eaux souterraines constituent une source d'eau potable privilégiée. En milieu rural, cette ressource est de loin la plus sollicitée (URL *MDDEP*, Ministère du Développement durable, de l'Environnement, et des Parcs).

Malgré l'importance qu'elle représente pour le Québec, sa connaissance reste fragmentaire. C'est pourquoi en 2009 le *MDDEP* a mis en place le *Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines* (PACES). Pilotés par des chercheurs universitaires, les projets du *PACES* visent à dresser un portrait des eaux souterraines, à mettre en valeur ainsi qu'à protéger cette ressource sur le territoire municipalisé du Québec méridional. De 2012 à 2015, le Centre d'études sur les ressources minérales (*CERM*) de l'Université du Québec à Chicoutimi (*UQAC*) a mené un projet *PACES* sur la région de Charlevoix et de la Haute-Côte-Nord. C'est dans ce cadre que s'inscrit ce projet de maîtrise.

La région de Charlevoix - Haute-Côte-Nord longe la rive nord du fleuve Saint-Laurent au nord-est de Québec. 90% de la population s'alimente en eau à partir des ressources en eau souterraine. Exceptées les études menées par des consultants pour l'alimentation en eau potable des municipalités, aucune estimation de la ressource ni même de caractérisation hydrogéologique n'a été réalisée auparavant dans cette région.

Evaluer la capacité de la ressource à se renouveler est essentielle à une bonne gestion des aquifères ainsi qu'à une protection durable de la ressource en eau souterraine. Cependant, estimer la recharge constitue un défi majeur dans le domaine de l'hydrologie et de l'hydrogéologie. Parce qu'elle n'est quasi pas mesurable de façon directe par un instrument de mesure, comme pourrait l'être la pluie par le pluviomètre, la recharge est souvent évaluée de façon indirecte. La précision et l'incertitude liées aux méthodes d'estimation utilisées restent difficiles à évaluer. Ceci justifie la nécessité d'appliquer et de comparer plusieurs méthodes afin de quantifier de façon plus juste la recharge.

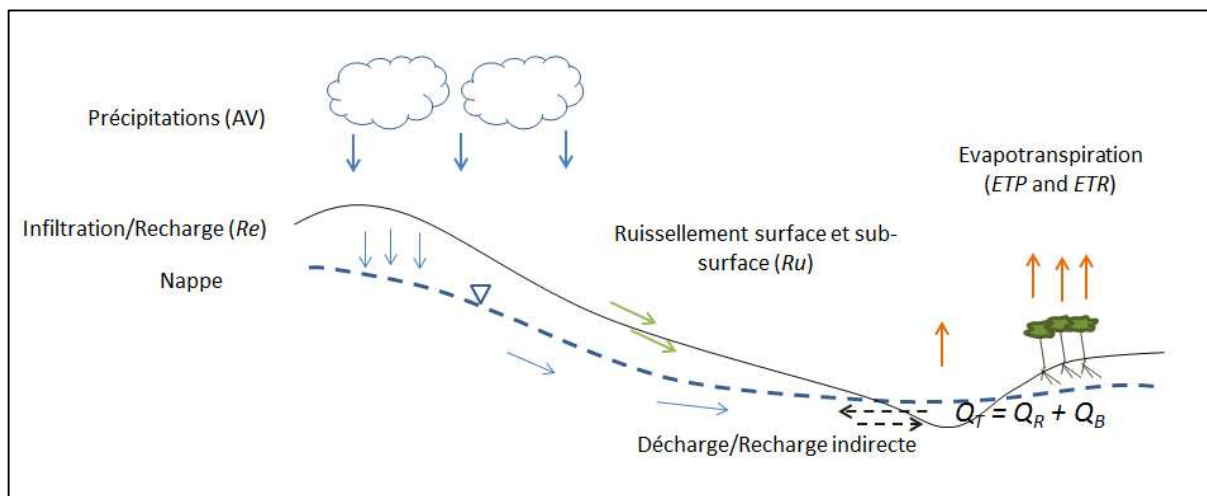
Ce chapitre d'introduction débute par une revue de littérature qui expose les approches les plus utilisées pour estimer la recharge. La région étudiée, les méthodes sélectionnées ainsi que la problématique et les objectifs du projet seront également présentés dans ce chapitre. Le second chapitre inclut les principaux résultats du projet sous la forme d'un article scientifique. La dernière partie présente les principales conclusions et recommandations.

## 1.2 Revue de littérature

---

### 1.2.1 Définition de la recharge

De façon générale, la recharge correspond à la quantité d'eau qui arrive à la nappe et qui forme un ajout au réservoir d'eau souterraine (ex. Scanlon *et al.*, 2002; Vries and Simmers, 2002). Une partie des précipitations s'infiltrer et recharge l'aquifère. Une part des précipitations peut également ruisseler (en surface ou subsurface) et/ou s'évapotranspirer (Figure 1.1).



**Figure 1.1 Bilan hydrologique d'un bassin versant**

Il existe également des échanges entre les eaux souterraines et les cours d'eau. Lorsque la charge hydraulique de l'aquifère est supérieure à celle du cours d'eau les eaux souterraines se déchargent vers le cours d'eau. Inversement lorsque la charge hydraulique du cours d'eau dépasse celle de l'aquifère, le cours d'eau recharge le réservoir d'eau souterraine.

On distingue la recharge directe, qui provient des précipitations et de l'irrigation et qui se produit sur de grandes étendues spatiales, de la recharge indirecte plus locale qui se fait à partir de la surface topographique par des rivières ou des lacs ou encore à partir du ruissellement de surface (infiltration des eaux de ruissellement venant du bassin plus en amont). On différencie également la recharge potentielle de la recharge réelle ou nette. La première représente la quantité totale d'eau qui s'est infiltrée et qui ne rejoint pas nécessairement la nappe. La recharge réelle représente plutôt la quantité d'eau qui atteint la nappe après avoir soustrait des précipitations les phénomènes de ruissellement hypodermique, d'ETR (évapotranspiration réelle) et autres processus induisant une perte d'eau.

Différents paramètres influencent directement la recharge, à savoir, le climat, la topographie, le sol, la végétation et la géologie. La recharge varie aussi spatialement selon l'épaisseur de la zone vadose (ex. Flint *et al.*, 2002). En région humide, la recharge est principalement limitée par la capacité de l'aquifère à stocker ou à transporter l'eau, alors qu'en région plus aride la recharge dépend surtout des événements pluviométriques de haute intensité, seuls moments où les précipitations excèdent l'*ETR* (ex. Scanlon *et al.*, 2002; Vries & Simmers, 2002; Misstear, 2000).

Globalement la recharge est favorisée lorsque la végétation est pauvre (faible *ETR*), les précipitations sont importantes et bien distribuées sur l'année hydrologique, le sol est perméable (à grains grossiers ou à socle rocheux fracturé ou faillé proche de la surface), et lorsque la pente du terrain est faible (limite le ruissellement).

### **1.2.2 Intérêt de l'étude de la recharge**

L'évaluation de la recharge permet dans un premier temps, à l'échelle d'un aquifère, d'estimer le renouvellement de la ressource en eau (ex. Scanlon *et al.*, 2002). Il s'agit habituellement d'études menées sur une grande échelle spatio-temporelle. Cette estimation du stock d'eau souterraine disponible contribue à développer des stratégies d'exploitation durable de celle-ci, à court et à long terme.

Puis, à une échelle plus locale, l'estimation de la recharge permet une évaluation de la vulnérabilité des aquifères face aux contaminations. Les zones de recharge préférentielles sont vulnérables vis-à-vis des contaminants qui peuvent de ce fait migrer rapidement à travers la zone non saturée. A partir des études d'évaluation des zones de recharge préférentielles, des périmètres de protection des captages d'eau potable peuvent être définis. La région de Charlevoix - Haute-Côte-Nord est notamment sujette à diverses contaminations induites par le développement industriel, la production porcine ou encore

l'intrusion d'eau salée dans la nappe. La carte de vulnérabilité des eaux souterraines réalisée par l'équipe du *CERM* de l'*UQAC* constitue d'ailleurs un livrable du *PACES*.

Au contraire, localiser les zones de faible recharge permet d'évaluer les capacités d'un site de stockage potentiel pour le confinement de déchets (ex. Flint *et al.*, 2002). Ceci requiert des informations plus détaillées sur la variation spatiale de la recharge et les écoulements préférentiels.

La recharge est aussi un paramètre d'entrée important pour la modélisation numérique des écoulements souterrains. Mal estimée, elle est souvent modifiée pour obtenir un bon calage du modèle (ex. Sanford, 2002).

### **1.2.3 Les différentes méthodes d'estimation de la recharge**

De nombreuses méthodes permettent d'évaluer la recharge d'un aquifère.

Des approches de bilan hydrique, basées sur la loi de conservation de la masse dans le cycle hydrologique sont couramment employées. La différence entre les entrées et les sorties d'eau dans le système équivaut à la variation de stockage d'eau dans les réservoirs. La recharge est ainsi obtenue par différence, en calculant tous les autres termes. La manière la plus courante de réaliser un bilan hydrologique est l'utilisation de modèles hydrologiques comme *HYDROTEL*, *SWAT*, *HELP*, *CEQUEAU* ou *MOHYSE* (Arnold & Allen, 1999 ; Lefebvre *et al.*, 2009, Croteau *et al.*, 2010; Larocque *et al.*, 2010).

L'infiltrométrie et la lysimétrie (ex. Heppner *et al.*, 2007; Risser *et al.*, 2009) constituent des mesures directes et locales de l'infiltration verticale en fonction du temps. Réalisées à différents endroits, ces techniques permettent d'estimer les variations spatiales de la recharge. Cependant, ces installations induisent certaines perturbations du sol et de l'écoulement qui viennent modifier le processus de la recharge. De plus, de telles approches engendrent des coûts élevés d'investigation.

L'estimation de la recharge par le suivi du niveau de la nappe est la plus utilisée, notamment en contexte de nappe peu profonde. Elle se veut simple, facile à utiliser et peu coûteuse (ex. Healy & Cook, 2002; Yin, 2011). La limite de cette méthode repose sur la difficulté d'évaluer le coefficient d'emménagement spécifique,  $S_y$ , qui contrôle directement la valeur estimée de la recharge. Cette méthode considère également que toute montée du niveau d'eau de la nappe est due à la recharge. Cependant, les phénomènes de pompage ou l'évapotranspiration, viennent principalement remettre en cause cette hypothèse.

L'analyse des hydrogrammes des cours d'eau permet d'évaluer la contribution des eaux souterraines aux cours d'eau. L'étude des hydrogrammes consiste à séparer et à interpréter le débit de base ou à analyser les périodes de récession. L'estimation de la recharge est alors possible en supposant que la décharge des eaux souterraines équivaut à la recharge (ex. Brodie & Hostetler, 2005; Bredehoeft, 2007).

Des méthodes analytiques sont également disponibles. Une de ces méthodes basée sur un modèle d'écoulement horizontal de Dupuit-Forchheimer (Dupuit, 1863) a été testée afin d'évaluer la recharge régionale d'un aquifère à nappe libre de socle cristallin du Bouclier canadien (Chesnaux, 2012). Cette approche nécessite un suivi piézométrique sur un profil horizontal et une échelle de temps uniforme. Les hypothèses de base sont cependant limitantes (homogénéité et isotropie du système aquifère, référentiel de base de l'aquifère) et jouent un grand rôle dans la détermination de la valeur de la conductivité hydraulique et de la recharge.

Il existe aussi de nombreuses méthodes de traçage (ex. Vries & Simmers, 2002; Flint *et al* 2002). Elles sont généralement coûteuses et appliquées à de petites échelles spatiales (Scanlon *et al.*, 2002). Les mesures isotopiques informent plutôt sur l'origine de l'eau qui contribue à la recharge. Quantifier la recharge par ces outils est plus difficile. Le traçage par

la chaleur est très coûteux de par le matériel nécessaire à l'investigation. Des traceurs historiques comme le couple tritium/hélium, ou les *CFCs* (Chlorofluorocarbones) ainsi que des traceurs environnementaux (*CMB*, Chlorides Mass Balance ou bilan de masse des chlorures) sont aussi utilisés pour définir l'âge de l'eau et de ce fait la recharge, de façon locale et à long terme (sur les 50 dernières années).

La modélisation en zone non saturée cherche à résoudre l'équation de Richards (Richards, 1961). Les logiciels les plus utilisés sont *UNSATH*, *VS2DT*, *HYDRUS 2D* (Scanlon *et al.*, 2002). Les modèles numériques construits à partir de ces logiciels requièrent des observations de terrain afin d'être validés. L'aire d'étude est restreinte ( $< 100 \text{ m}^2$ ). Scanlon (2002) souligne le fait que l'imprécision de la valeur de conductivité hydraulique et l'hystérésis entre la conductivité hydraulique, la teneur en eau et la charge de pression sont à l'origine d'une importante incertitude.

La modélisation numérique en zone saturée constitue également un outil intéressant très utilisé (ex. Gogolev, 2002 ; Gandolfi *et al.* 2006; Carrera-Hernández *et al.*, 2012). La valeur de recharge est le plus souvent obtenue par le calage d'un modèle numérique (Sanford, 2002). La fiabilité de l'estimation de la recharge est fortement liée à la conductivité hydraulique. Cependant, cette dernière varie souvent de plusieurs ordres de grandeurs. La valeur de la recharge estimée par le modèle numérique n'est donc pas unique. En régime permanent, les valeurs de recharge sont fixées. Le régime transitoire permet de simuler les variations temporelles de la recharge pour des valeurs de conductivité hydraulique fixes. Cette approche permet donc de mieux contraindre la valeur de recharge (Scanlon *et al.*, 2002).

Une section spéciale sur la thématique de la recharge est parue en 2002 dans la revue *Hydrogeology Journal*. Elle présente les différentes problématiques ainsi que les avancées des diverses méthodes d'estimation de la recharge. L'article de Scanlon (2002)

constitue notamment un bon guide sur les différentes techniques existantes et leur spécificité. Il recense les critères à prendre en compte ainsi que l'approche à adopter afin de choisir la méthode la plus adaptée à la zone d'étude sélectionnée.

Le site du *United States Geological Survey (USGS)* (<http://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/>) présente sous forme de tableaux les différentes méthodes actuellement développées en région humide ainsi que la littérature qui y est associée. Ces méthodes sont comparées en termes de catégories, d'échelle de temps et d'espace, de la difficulté d'application, des données nécessaires ainsi que du coût d'investigation. Des logiciels permettant d'estimer la recharge sont également mis à disposition, notamment des programmes de séparation d'hydrogramme.

Le Tableau 1.1 montre des études réalisées ces dernières années. Le Tableau 1.2 présente la légende utilisée dans le Tableau 1.1. Des investigations sont menées dans le monde entier. Cependant beaucoup d'entre elles se situent en contexte aride ou semi-aride. La ressource y étant faible et vulnérable face à la surexploitation, une bonne compréhension de celle-ci en termes de quantité et de renouvellement est d'autant plus importante. Des études sont également nécessaires pour l'évaluation de la vulnérabilité de la ressource face à la pollution. Flint (2002) a notamment réalisé une étude pour évaluer la capacité d'un site à stocker ou à confiner des déchets hautement radioactifs.



**Tableau 1.1 Inventaire d'études visant à comparer différentes méthodes d'estimation de la recharge au cours des 20 dernières années**

Auteur	Méthodes	Lieux	Durée d'investigation (an)	Climat
Sophocleous, 1991	1, 2	USA (Kansas)		Semi-aride
Arnold & Allen, 1999	3, 4, 6.1,	USA (Mississippi)	30	Subtropical
Chen & Lee, 2003	3, 4	Chine (Taïwan)	57	Tropical
Flint <i>et al.</i> , 2002	2, 5, 7, 9.1, 13, 14	USA (Nevada)	Très variable selon les méthodes  27 à 33 selon les méthodes	Aride Semi-aride
Risser <i>et al.</i> , 2005	1, 3, 4, 6.2, 9.2,	USA (Pennsylvanie)		Aride
Coes <i>et al.</i> , 2007	1, 3, 5, 8	USA (Caroline du Sud)	1 à 17 selon les méthodes	Subtropical-humide
Delin <i>et al.</i> , 2007	1, 4, 6.4, 8, 9.3	USA (Minnesota)	5 à 59 selon les méthodes	Humide
Lee <i>et al.</i> , 2006	1, 2	Taïwan	Long terme	Tropical
Heppner <i>et al.</i> , 2007	1, 9.2	USA (Pennsylvanie)	6	Aride
Manghi <i>et al.</i> , 2009	2	USA (Californie)	28	Aride
Larocque <i>et al.</i> , 2010	3, 6.6	Canada (Québec)	15	Humide
Croteau <i>et al.</i> , 2010	6.2	Canada (Québec)	39	Humide
Yin <i>et al.</i> , 2011	1, 2, 5	Chine (Ordo Plateau)	4 à 24	Semi-aride
Jie <i>et al.</i> , 2011	1, 6.3	Allemagne (bassin supérieur du Danube)	11	Humide
Lefebvre <i>et al.</i> , 2011	1, 2, 6.5	Canada (Québec)	9	Humide
Rivard <i>et al.</i> , 2014	2, 3, 6.2, 13	Canada (Québec)	30 à 93	Humide

**Tableau 1.2 Méthodes d'estimation de la recharge utilisées par les auteurs du Tableau 1**

Méthodes	
1	WTF
2	Bilan hydrologique
3	Séparation d'hydrogramme
4	Méthode RORA
5	Loi de Darcy
6	Modèle bilan hydrologique
6.1	SWAT
6.2	HELP
6.3	PROMET
6.4	RRR
6.5	CEQEAU
6.6	MOHYSE
7	Méthode de traçage
8	Datation de l'eau
9	Physique des sols
9.1	sonde à neutrons
9.2	lysimétrie
9.3	Bilan zone non saturée
13	Modélisation numérique
14	Approche empirique

Le Tableau 1.1 montre également que la recharge est estimée à partir de longues séquences temporelles (20 à 30 ans) de données. L'échelle spatiale varie de façon importante selon les méthodes allant du puits à de grands bassins versants (81 000 km<sup>2</sup>). Les investigations faisant appel à un instrument de mesure sont plus locales et restreintes dans le temps (lysimétrie, infiltrométrie, fluctuation du niveau de la nappe) tandis que les études de bilan et les méthodes liées aux enregistrements de débits des cours d'eau s'appliquent sur de longues chroniques à l'échelle d'un bassin versant.

Les méthodes les plus utilisées en contexte climatique humide, caractérisées par une nappe peu profonde, sont basées sur les données de débit des cours d'eau, le suivi de

la variation du niveau de la nappe (*Water Table Fluctuation*, ou *WTF*) ainsi que les approches de bilan hydrique. Quant aux techniques de traçage et de datation des eaux souterraines, elles s'appliquent autant en zone saturée qu'en zone non saturée (Scanlon *et al.*, 2002).

Il est cependant difficile de choisir parmi ces nombreuses méthodes la plus appropriée pour un système aquifère donné. Les paramètres climatiques, géologiques et géomorphologiques contrôlent largement la recharge à tout point de vue et jouent donc un grand rôle concernant le choix de la technique à adopter (Gogolev 2002 ; Scanlon *et al.*, 2002). La sélection se fait aussi selon l'échelle spatio-temporelle, la gamme de valeurs de la recharge et le mécanisme recherché (Flint *et al.*, 2002 ; Yin *et al.*, 2011). Il ne faut pas non plus négliger le niveau de complexité de réalisation des différentes méthodes, leur coût, leur durée d'investigation, leur efficacité selon la zone d'étude ou encore la disponibilité des données en termes de qualité et de quantité (Yin *et al.*, 2011). Considérant les nombreux facteurs qui contraignent la recharge, cette dernière reste la composante du système eau souterraine la plus difficile à quantifier (Stephens, 2008).

A l'issue des études présentées dans le Tableau 1.1, on constate qu'aucune méthode n'est considérée comme la meilleure mais que chacune a ses avantages et ses inconvénients. Les auteurs sont également en accord sur le fait que la non-homogénéité des échelles de temps et d'espace sur lesquelles s'appliquent les différentes méthodes rend difficile la comparaison des méthodes entre elles (ex. Flint *et al.*, 2002; Risser *et al.*, 2009; Yin *et al.*, 2011). De plus, le type de recharge (potentielle ou nette) estimé diffère selon l'approche. Ceci renforce la difficulté de comparaison des méthodes entre elles. Néanmoins, en considérant que la variation temporelle de la recharge est essentiellement causée par les fluctuations des précipitations, il convient alors d'utiliser le ratio de la

recharge par rapport aux précipitations afin d'apprécier des méthodes appliquées sur des années différentes.

### 1.3 Problématique spécifique

---

Etant donné la difficulté de sélection de l'une ou l'autre méthode et des incertitudes impliquées dans l'estimation de la recharge, des auteurs recommandent l'application et la combinaison de différentes techniques (ex. Scanlon *et al.*, 2002 ; Sandford, 2002 ; Yin *et al.*, 2011). Les questions suivantes se posent alors : 1) Quelles sont les limites d'application des différentes méthodes ? 2) Sont-elles aussi fiables les unes que les autres ? 3) Et quelles sont les incertitudes qui y sont associées ? C'est autour de ces problématiques que ce projet de maîtrise s'articule. L'objectif du projet est d'effectuer une analyse comparative de différentes méthodes afin d'obtenir une meilleure estimation de la recharge et un meilleur degré de confiance pour les hydrogéologues en prenant pour exemple la région de Charlevoix – Haute-Côte-Nord. La comparaison des résultats permettra de discuter d'éventuelles incertitudes inhérentes à chaque méthode ainsi que leurs avantages et leurs inconvénients. Il sera ensuite possible de valider une valeur ou une gamme de recharge plausible, à l'échelle du bassin versant et plus localement. Le but final est d'élaborer des recommandations quant à l'application des différentes méthodes.

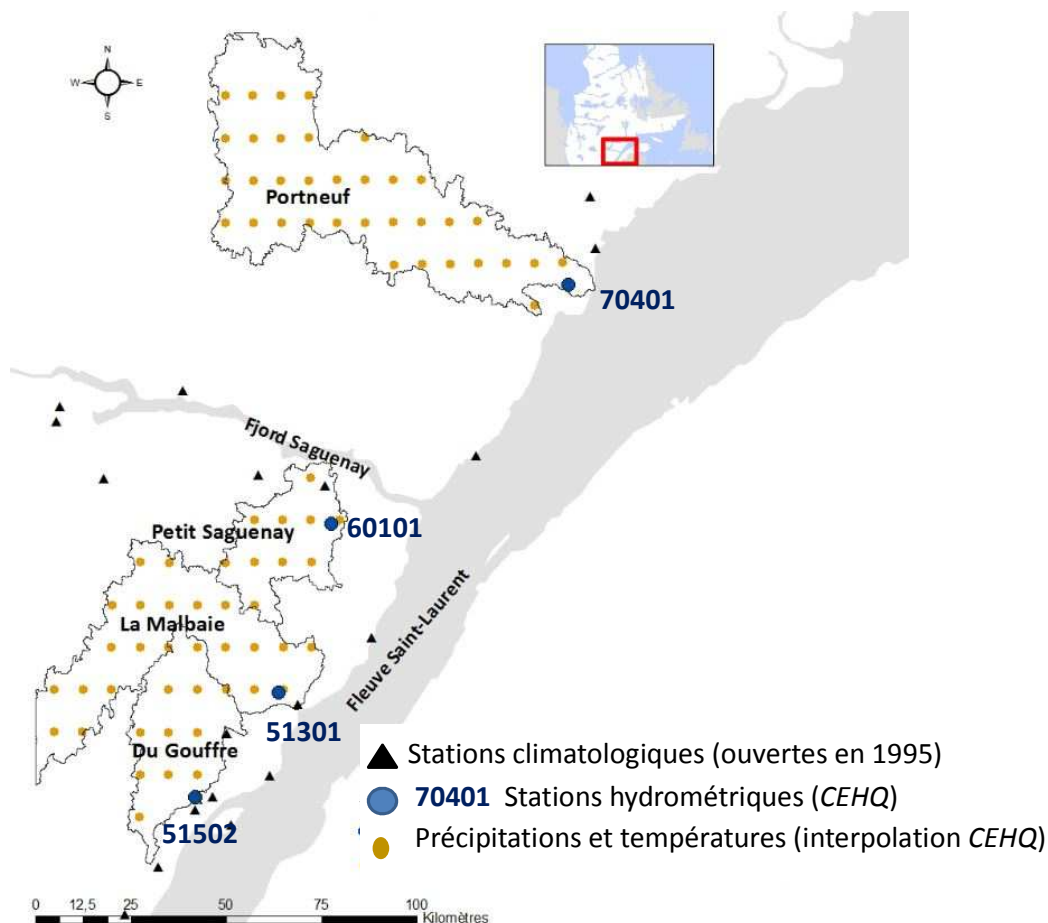
### 1.4 Présentation de la zone d'étude

---

#### 1.4.1 Sélection des méthodes et des sites spécifiques d'étude.

La Figure 1.2 présente les quatre bassins versants de la région Charlevoix – Haute-Côte-Nord retenus comme sites d'étude, ainsi que l'emplacement des stations hydrométriques et climatologiques de même que la grille utilisée par le Centre d'expertise

hydrique du Québec (CEHQ). Ces informations recueillies sur la base de données du PACES ne sont pas cependant pas disponible pour la partie nord du bassin versant de Portneuf.



**Figure 1.2 Localisation des bassins versants étudiés et des données climatiques disponibles**

Le choix des méthodes et des zones spécifiques d'étude tient principalement compte des données disponibles pour la région Charlevoix – Haute-Côte-Nord. Tel qu'évoqué, dans la revue de littérature, les méthodes les plus adaptées, et donc les plus utilisées dans les régions au climat humide sont les méthodes déduisant la recharge à partir des données de débit des cours d'eau, du suivi des niveaux piézométriques (water table fluctuation, *WTF*), ainsi que les bilans hydrologiques. De plus, il s'agit de méthodes peu coûteuses, et à courte durée d'investigation et d'application.

Les données disponibles dans la base de données du *PACES* sont essentiellement des données climatiques (précipitations, températures) et hydrométéorologiques (apports verticaux et débits). Ces dernières permettent d'appliquer des méthodes de type hydrologiques, à savoir, la méthode du bilan hydrologique et celle de la séparation d'hydrogramme pour la période 1975-1995. La méthode *WTF* nécessite quant à elle le suivi piézométrique journalier de puits naturels (c'est-à-dire non influencés par les activités anthropiques) sur plusieurs années. Dans le cadre du Plan d'action sur les changements climatiques (*PACC*), le *MDDEP* suit le niveau de nappe de quatre puits dans la région *CHCN* étudiée. Cependant, ce programme est lancé seulement depuis 2009. Cette méthode n'est donc pas applicable pour la période d'étude.

Au total, neuf stations hydrométriques sont relevées sur le territoire, mais seulement quatre d'entre elles enregistrent le débit journalier des cours d'eau à l'exutoire des bassins versants pour la période 1975-1995. Les chroniques de débit de base sont également disponibles pour ces stations (CEHQ, 2010).

Les précipitations et températures journalières ont été interpolées par le Centre d'expertise hydrique du Québec (*CEHQ*), sur toute la région (Figure 1.2), à partir des stations climatologiques disponibles (Poirier *et al.*, 2012).

À l'aide du module de fonte du modèle hydrologique *HYDROTEL*, le *CEHQ* a également simulé l'évolution de la fonte des neiges sur toute la province de Québec. Ceci a permis d'obtenir les apports verticaux, correspondant à la quantité d'eau issue des précipitations ou de la fonte des neiges, sur tout le territoire pour la période 1900-2010 (Poirier *et al.*, 2012).

Le projet quaternaire (2014) a permis de remettre à jour la carte des dépôts quaternaires de la région *CHCN* (Cousineau *et al.*, 2014). Combinés aux données climatiques, et au modèle numérique de terrain (MNT), ces travaux permettent d'effectuer

un bilan hydrologique spatial. Cependant cette méthode ne permet pas l'estimation du ruissellement de subsurface (ou hypodermique). Il s'agit donc d'évaluer la recharge potentielle ainsi que les zones préférentielles de recharge.

Finalement, dans le cadre des travaux de maîtrise présentés ici, quatre méthodes différentes d'estimation de la recharge sont comparées et sont présentées en détail dans le prochain chapitre. Toutes ces méthodes sont appliquées sur quatre bassins versants, reliés aux stations hydrométriques disponibles, pour la période 1975-1995 (Figure 1.2); excepté le bilan hydrologique spatial qui est réalisé pour trois bassins versants pour la période 1989-1992.

#### **1.4.2 Physiographie et hydrologie**

Les régions de Charlevoix et de la Haute-Côte-Nord se situent au sud de la province de Québec (Figure 1.2). Le bassin du Gouffre et celui de la Malbaie appartiennent à la région de Charlevoix tandis que le bassin Portneuf est situé sur la Haute-Côte-Nord. Le bassin versant de Petit-Saguenay se trouve dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean. La superficie des bassins versants étudiés, varie de 702 à 3 085 km<sup>2</sup>.

Le territoire, au réseau hydrographique dense, est parcouru par la rivière Saguenay et est délimité par le fleuve Saint-Laurent selon un axe nord-ouest – sud-est.

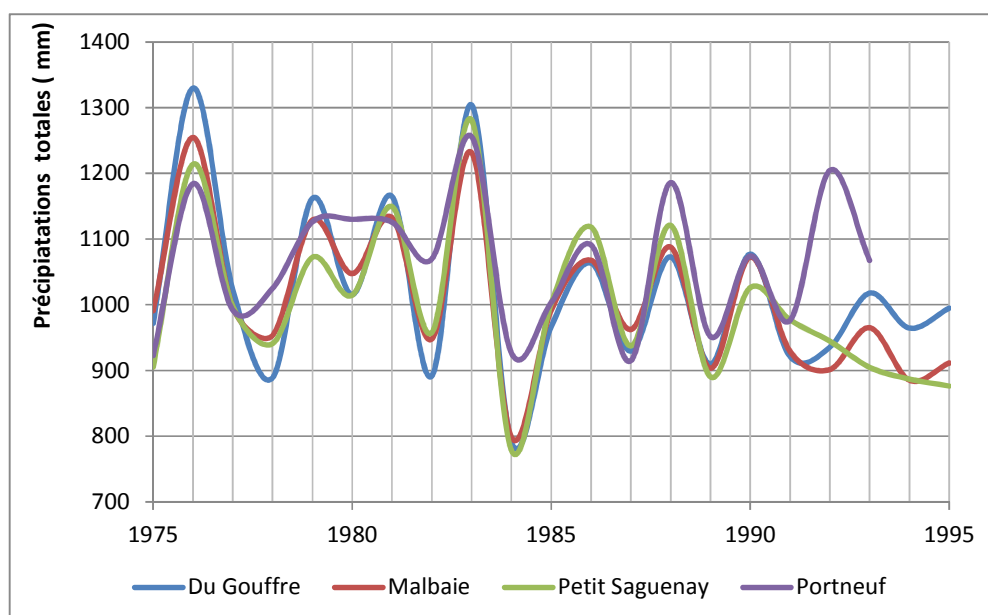
La topographie est structurée par la chaîne des Laurentides au nord-ouest, le fleuve Saint-Laurent à la limite sud-est, le fjord du Saguenay, l'astroblème de Charlevoix et plusieurs vallées encaissées (Figure 1.3). À partir des basses terres en bordure du Saint-Laurent à plus de 1000 m dans les hautes terres des Laurentides l'altitude varie de façon importante et témoigne d'un relief escarpé.



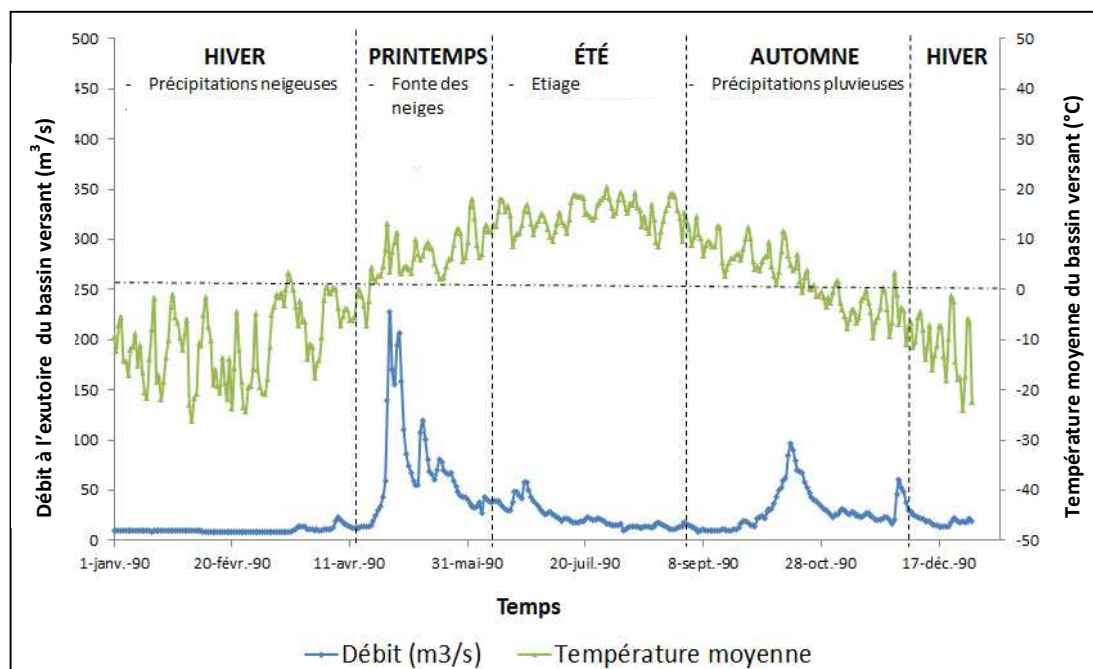


solides. Le couvert neigeux, présent 5-6 mois par an, induit un délai de retard entre les événements météorologiques et leur réponse hydrologique, puisque la neige qui s'accumule au sol constitue un apport en eau du bassin versant qui ne sera relâché que plus tard, lors de la fonte. Il convient alors de distinguer les précipitations mesurées à la station au temps  $t$  (en équivalent en eau) de l'eau réellement disponible pour ruisseler, s'infiltrer ou s'évaporer, appelée apports verticaux. Ainsi l'hiver est assimilé à une période de sécheresse (absence de recharge des nappes) alors que le printemps correspond à une crue où la neige accumulée tout l'hiver fond soudainement dès que les températures excèdent le point de congélation. Le comportement hydrologique d'un bassin versant de la région *CHCN* est illustré sur la Figure 1.5, selon les données issues du *CEHQ*.

La modélisation de la fonte de la neige constitue un élément prépondérant de tout modèle hydrologique en milieu nordique. Différentes approches sont disponibles (Ancil *et al.*, 2012), à savoir, par bilan énergétique de la couverture de neige ou par une relation simple entre le taux de fonte et la température de l'air, connue comme l'approche des degrés-jours.

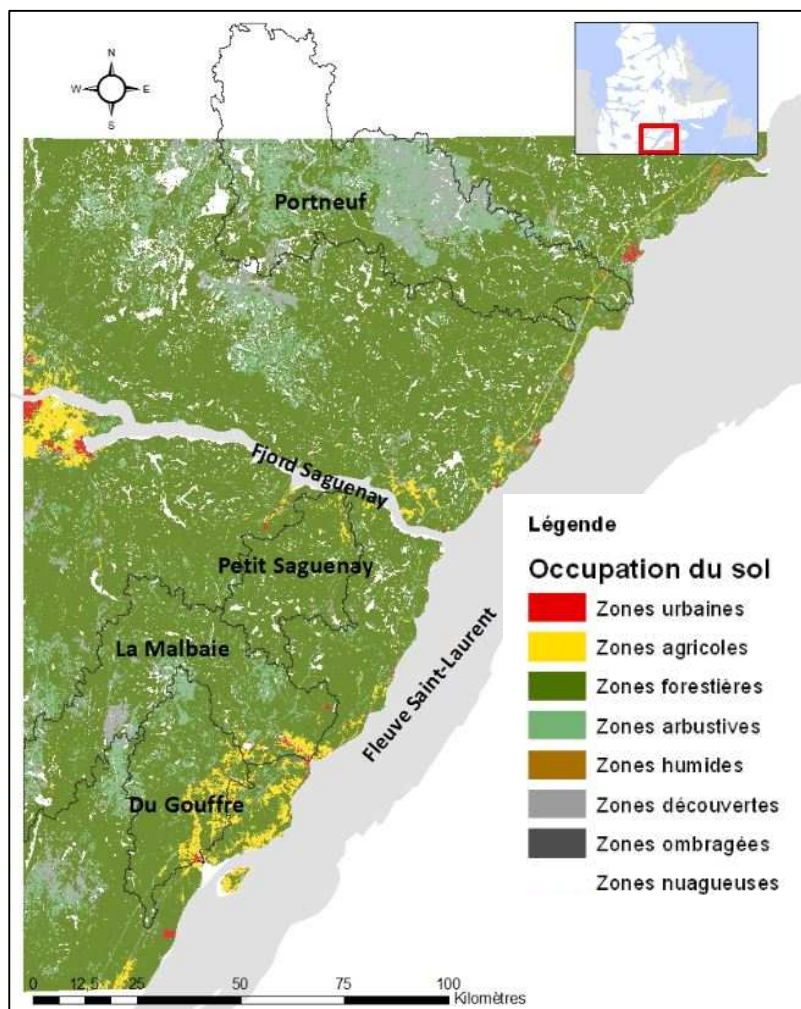


**Figure 1.4 Variation annuelle des précipitations sur la période 1975-1995. D'après les données délivrées par le CEHQ.**



**Figure 1.5 Contexte hydro-climatique de la zone d'étude (exemple du bassin versant de La Malbaie, station hydrométrique 51502). D'après les données issues du CEHQ.**

La carte d'occupation du sol (Figure 1.6) montre que la région est recouverte à 79% par des milieux forestiers (feuillus et pins). Cette carte a été mise à jour par l'équipe du CERM à partir des données disponibles antérieures au PACES. C'est pourquoi cette carte ne recouvre pas la partie amont du bassin de Portneuf.



*Figure 1.6 Carte d'occupation du sol de la région Charlevoix – Haute-Côte-Nord*

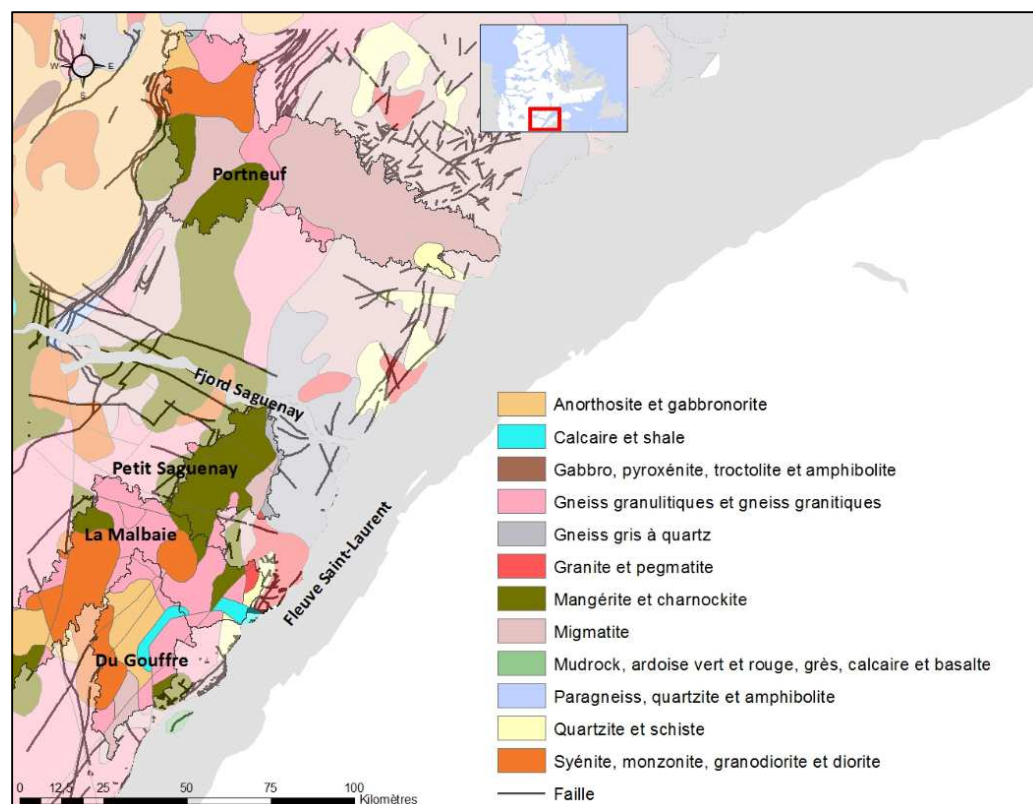
#### 1.4.4 Contexte géologique et hydrogéologique

D'un point de vue géologique, la région se situe à la jonction de deux ensembles majeurs : la province de Grenville et la plate-forme du Saint-Laurent. Le substrat rocheux du Bouclier canadien (province de Grenville) est principalement constitué de roches ignées intrusives (anorthosite, granite) et gneissiques datant de l'ère précambrienne ayant subi plusieurs épisodes de métamorphisme de haut grade (Rondot, 1989). La région de la Haute-

Côte-Nord, quant à elle, présente en majorité une couverture de roches migmatiques et de roches intrusives de type gabbro (Cousineau *et al.*, 2014, Figure 1.7). Les roches sédimentaires de la plate-forme du Saint-Laurent (grès, calcaire et shale) se retrouvent essentiellement sur les Basses Terres au sein et aux périphéries de la vallée de la Malbaie (Cousineau *et al.*, 2014).

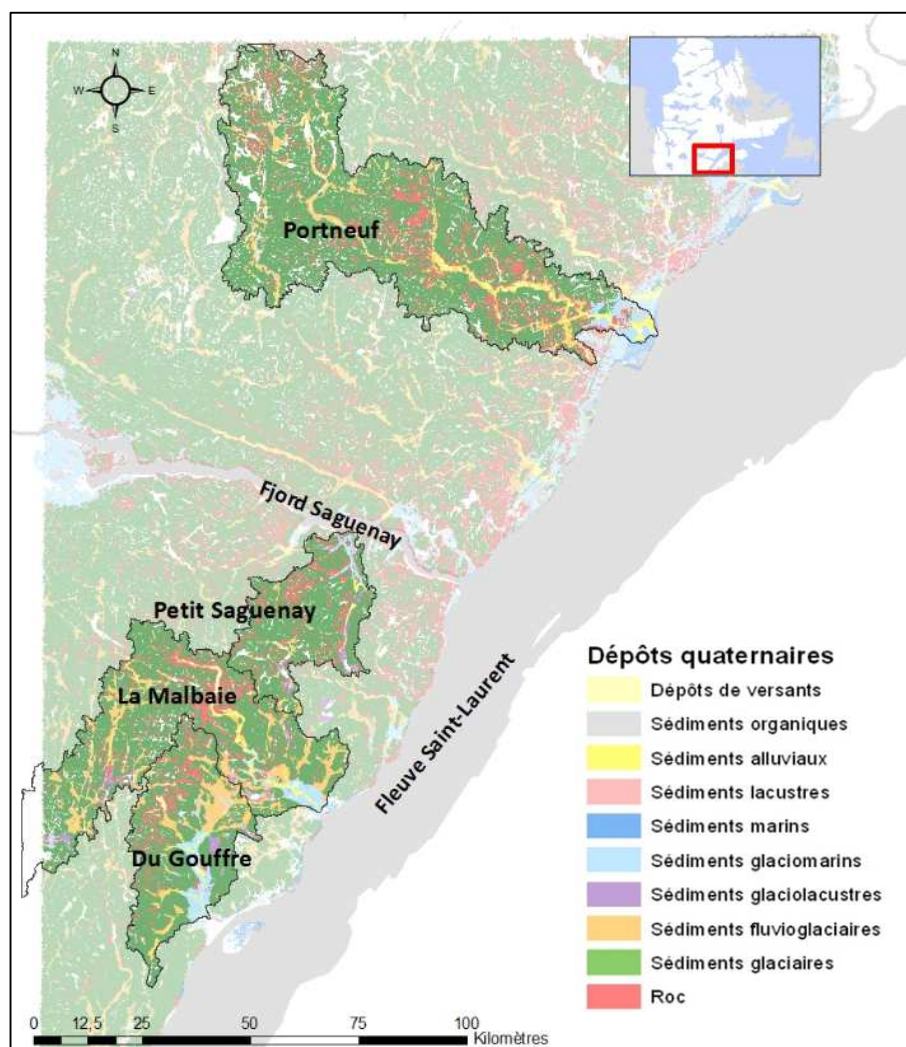
L'astroblème de Charlevoix, issu de l'impact météoritique survenu à la fin du Dévonien (Rondot, 1989), constitue un trait morphologique caractéristique de la région de Charlevoix. D'un diamètre de 56 kms, celui-ci a pour point culminant le Mont des éboulements à 768 m d'altitude.

La région est également caractérisée par un dense système de failles normales et de fractures bien développées. Ce dernier serait principalement associé au cratère météoritique d'impact ainsi qu'à l'épisode de rifting à l'origine de l'ouverture de l'océan lapétus le long des failles du Saint-Laurent et de Logan, qui représentent des linéaments majeures dans la région (Lemieux *et al.*, 2003; Rondot, 1989).



**Figure 1.7 Carte géologique de la région Charlevoix – Haute-Côte-Nord**

Les dépôts de surface quaternaires recouvrant le socle rocheux résultent de la dernière glaciation wisconsinienne. Le till est constitué de particules de roches arrachées par le glacier qui se sont déposées directement sur le socle rocheux. La fonte de la glace a permis la formation de rivières où des sédiments fluvioglaciaires (sable et gravier) se sont déposés. Lors du retrait du glacier l'avancée de la mer de Goldthwait et la mise en place de lacs proglaciaires ont également déposé des sédiments marins, glaciolacustres et glaciomarins. Les cours d'eau actuels déposent des sédiments alluviaux qui recouvrent les sédiments plus anciens (Figure 1.8).



**Figure 1.8 Carte des dépôts de surface des bassins versants étudiés**

**Tableau 1.3 Dépôts de surface quaternaires (en proportion) pour chaque bassin versant**

		Du Gouffre	Malbaie	Petit-Saguenay	Portneuf
Dépôts de surface %	Roc	7	9	16	13
	Till	68	66	75	70
	Sable et gravier	22	22	6	14
	Argile	3	3	3	3
Aire du bassin versant (km <sup>2</sup> )		865	1707	712	3085

Le système aquifère régional est constitué de dépôts quaternaires et de roc fracturé. Le till, recouvre en surface 70% du territoire et est en discordance sur le roc (Tableau 1.3). Les propriétés du till dans cette région peuvent être très variables. Il est parfois caractérisé par une matrice sableuse à structure lâche ponctuée par endroit de blocs métriques. Ce type de till est généralement peu épais. Le till peut également être plus compact et d'épaisseur plus importante (jusqu'à 8 m) confinant les aquifères sous-jacent. Le potentiel aquifère du roc est conditionné par son degré de fracturation. Sa transmissivité varie de  $10^{-3}$  à  $10^{-7}$  m<sup>2</sup>/s pour une moyenne de l'ordre de  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s (Richard *et al.*, 2014).

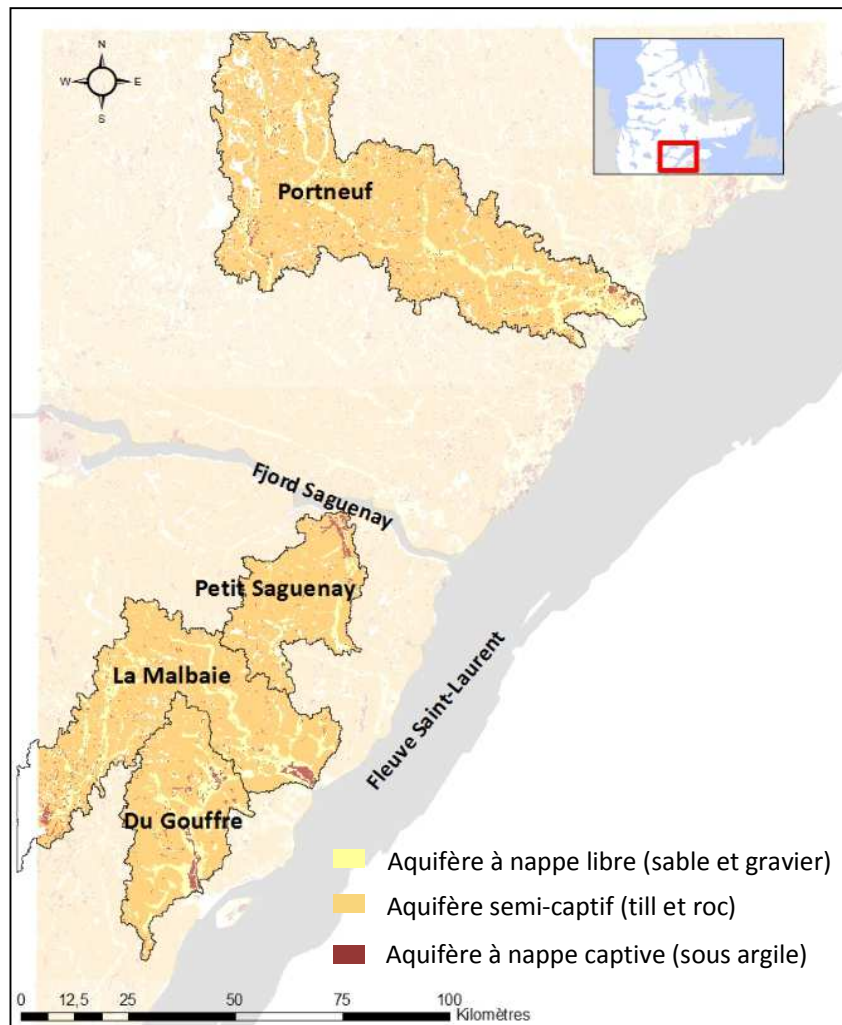
On distingue une répartition différente des dépôts entre les deux régions (Charlevoix et la Haute-Côte-Nord). En Haute-Côte-Nord, les hautes terres sont dominées par des dépôts de till et de sable le long des cours d'eau. Les basses terres correspondant à de grandes plaines fluviales, sont constituées d'argile recouverte par d'épais dépôts de sable d'origine deltaïque très perméables sur lesquels reposent souvent de grandes tourbières (Cousineau *et al.*, 2014). La succession des dépôts est plus complexe dans la région de Charlevoix. Associée à la moraine de Saint-Narcisse, elle présente des dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres en plus grande proportion (environ 20%). Ces derniers constituent un

potentiel aquifère majeur dans la région. Cependant, leur étendue est généralement limitée et discontinue. Des sédiments glaciomarins se sont aussi accumulés dans les fonds de vallées (Cousineau *et al.*, 2014, Figure 1.8).

L'écoulement régional des eaux souterraines est régi par le gradient topographique, soit du NW (Laurentides) vers le SE en direction du Saint-Laurent, sauf la rivière petit Saguenay qui a comme exutoire le Saguenay.

Le contexte hydrogéologique peut également être défini en termes de type d'aquifère : libre, semi-captif ou captif en tenant principalement compte de la nature des dépôts. Ainsi, les sables et graviers correspondent à des aquifères à nappe libre alors que l'argile et les dépôts organiques (de type tourbière) confinent les aquifères sous-jacents. Les propriétés hydrauliques du till et du roc étant très aléatoires, ces derniers sont associés à des conditions semi-captives (Figure 1.9). Cette distinction permet de prévoir l'intensité spatiale de la recharge. Les dépôts perméables de surface tels que les dépôts fluvioglaciaires, constituent des zones préférentielles de recharge alors que les zones recouvertes d'argile, et de dépôts de till sont propices au ruissellement de surface.





**Figure 1.9** Contexte aquifère déterminé selon la nature des dépôts de surface



## 2.

## PRÉSENTATION DE L'ARTICLE

Cet article présente les principaux résultats de l'étude ; il a été soumis le 29 janvier 2012 dans la revue *Hydrological Sciences Journal*.

Comparing the results of various approaches for assessing groundwater recharge at a regional scale: example of four watersheds in the Canadian Shield.

Submitted to Hydrological Sciences Journal

Huet, M. \*, Chesnaux, R., Boucher, M.-A. and Poirier, C.

### 2.1 Abstract

---

Estimating groundwater recharge is crucial to ensuring the proper management of aquifers. In this study, net regional recharge and spatial potential recharge are estimated at four watersheds within the Charlevoix-Haute-Côte-Nord (*CHCN*) area, Quebec Province, Canada. The regional aquifer system is characterized by quaternary sediments (mainly composed of till) and fractured bedrock.

In this study, four methods are applied according to available data. The first two approaches are regional water budget methods. The methods differ in the estimation of vertical inflows (*VI*), which is estimated from two hydrological models : *GR4J* (Valéry, 2010) and *HYDROTEL* (Fortin *et al.*, 1995, 2007; Poirier *et al.*, 2014). The third method estimates potential recharge spatially over the study area. Finally, the streamflow data are analyzed using the Echardt (2008) baseflow separation method to obtain an estimate of recharge,

assuming that discharge is equal to recharge (Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ), 2010).

According to the results of all investigated methods, the mean annual recharge for the *CHCN* region is approximately 183 mm, which is 18 % of the total yearly precipitation (*P*). The discussion highlights large uncertainties due to the assumptions of each method and the reliability of the data.

Keywords: Recharge assessment- Water budget- Hydrogram separation- *CHCN* region

## 2.2 Introduction

---

Recharge is generally defined as the amount of water that reaches the saturated zone and adds to the groundwater reservoir (Scanlon *et al.*, 2002; Vries & Simmers, 2002).

The estimation of groundwater recharge represents a major challenge that is crucial for both hydrogeologists and hydrologists. From a hydrogeologist's point of view, groundwater recharge is the main input that quantifies the state of the resource. For a hydrologist, recharge is water that is temporarily lost because it does not immediately contribute to direct runoff to the river. An accurate estimation of the groundwater recharge is a key to constructing acceptable groundwater flow models. Although it is possible to assess the recharge from *in situ* point measurements of groundwater level fluctuations of an aquifer through extensive field surveys, available databases for groundwater levels are very sparse, particularly for remote areas. In addition, because of its high variability over time and space, calculating recharge directly from local instruments is nearly impossible. Therefore, recharge is often deduced from indirect approaches. These approaches still require large databases and the use of many simplifying assumptions. Moreover, the

uncertainty related to indirect approaches is difficult to evaluate. Therefore, the joint use of several methods to provide a reasonable estimate of recharge is justifiable (e.g., Rivard *et al.*, 2014). Many techniques are available to quantify recharge. Recharge can be broadly categorized as water budget approaches, water table fluctuation approaches, streamflow analyses, chemical tracing, physical techniques and numerical modelling.

This paper aims to compare four methods of estimating recharge and infiltration through case studies in Charlevoix and Haute-Côte-Nord (*CHCN*), which are located in Quebec Province in Canada. The results are discussed in the context of uncertainties and hypotheses inherent to each method. Such comparisons allow for validation of a value and a range of values of recharge. Recommendations regarding the use of each method for estimating recharge can be provided. This study is part of a much broader research program called *PACES* ("Programme d'Acquisition de Connaissances sur les eaux Souterraines"- *Groundwater Knowledge Acquisition Program*), initiated by the Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (*MDDEP*)- *Minister of Sustainable Development, Environment and Parcs*.

The goal of this program is to survey groundwater quantity and quality throughout Quebec in populated territories and to obtain an overall understanding of this resource. The *PACES* projects intend to gather and compile data on groundwater for establishing groundwater geodatabases (Chesnaux *et al.*, 2011). The *PACES* projects also aim to estimate the availability of groundwater for better management of this resource. These *PACES* projects have conducted many field campaigns for hydrogeological data acquisition. The *PACES* program is being conducted separately for different areas of the province, including in the Charlevoix and Haute-Côte-Nord regions.

Several techniques are available for assessing the recharge of aquifers. Each technique possesses strengths and weaknesses.

Water budget approaches are widely used to estimate groundwater recharge. These approaches include most physically-based hydrological models, such as *SWAT*, *HELP* and *MOHYSE* (e.g., Arnold *et al.*, 2000; Croteau *et al.*, 2010; Rivard *et al.*, 2014). Seepage meters or lysimeters allow for direct measurements of real time vertical infiltration, but their use is limited to point estimations. These installations may also perturb the local soil and modify the rate of infiltration. In addition, such measurements require costly material, careful maintenance and extended field campaigns, which reduce their implementation to a few points in a watershed that can cover thousands of square kilometers.

Investigations of the fluctuations in the water table are among the most popular methods for estimating groundwater recharge and are mostly suitable for areas with a shallow water table. Such methods are easy to apply and inexpensive (e.g., Healy, 2010; Yin *et al.*, 2011). Difficulties in applying these methods are related to determining the specific yield, which depends on the fluctuation of the level in the water table.

Streamflow time series analysis can also be used to assess groundwater discharge to a river. Hydrogram separation and recession analysis are two approaches that rely on streamflow time series analysis (e.g., Meyboom, 1961; Domenico & Schwartz, 1998; Rutledge, 2007). In this framework, it is assumed that the discharge is equal to the recharge (Bredehoeft, 2007). Analytical models can also be used to describe groundwater flow and to estimate recharge. For example, Chesnaux (2013) estimated the recharge of an unconfined fractured bedrock aquifer in the Canadian Shield based on the assumption of a Dupuit-Forchheimer flow type (Dupuit, 1863).

Numerical modeling of groundwater flow in the vadose zone can determine infiltration by solving Richard's equation (van Dam & Feddes, 2000; Gogolev, 2002) for a 1D model of vertical infiltration. *UNSATH*, *VS2DT*, *SWAP* and *HYDRUS 2D* (Scanlon *et al.*, 2002) are among the most popular commercial software used for this purpose. Extensive field

studies are necessary to obtain the data required by numerical models. Consequently, the study area must be small, and many uncertainties remain, particularly regarding the relationship between hydraulic conductivity, water content and pore pressure.

Finally, the methods based on tracer tests can also be used to estimate groundwater recharge (e.g., Flint *et al.*, 2002; Scanlon *et al.*, 2002; Vries & Simmers, 2002). Several tracer-based methods have been proposed: isotopic analysis (Allison *et al.*, 1994), heat tracers (Flint *et al.*, 2002), historical tracers (e.g., tritium/helium couple or Chlorofluorocarbons), (Delin *et al.*, 2007; Coes *et al.*, 2007) and environmental tracers, e.g., chloride mass balance (CMB, Flint *et al.*, 2002). All of these methods are generally costly and only manageable for a small controlled study area (Scanlon *et al.*, 2002).

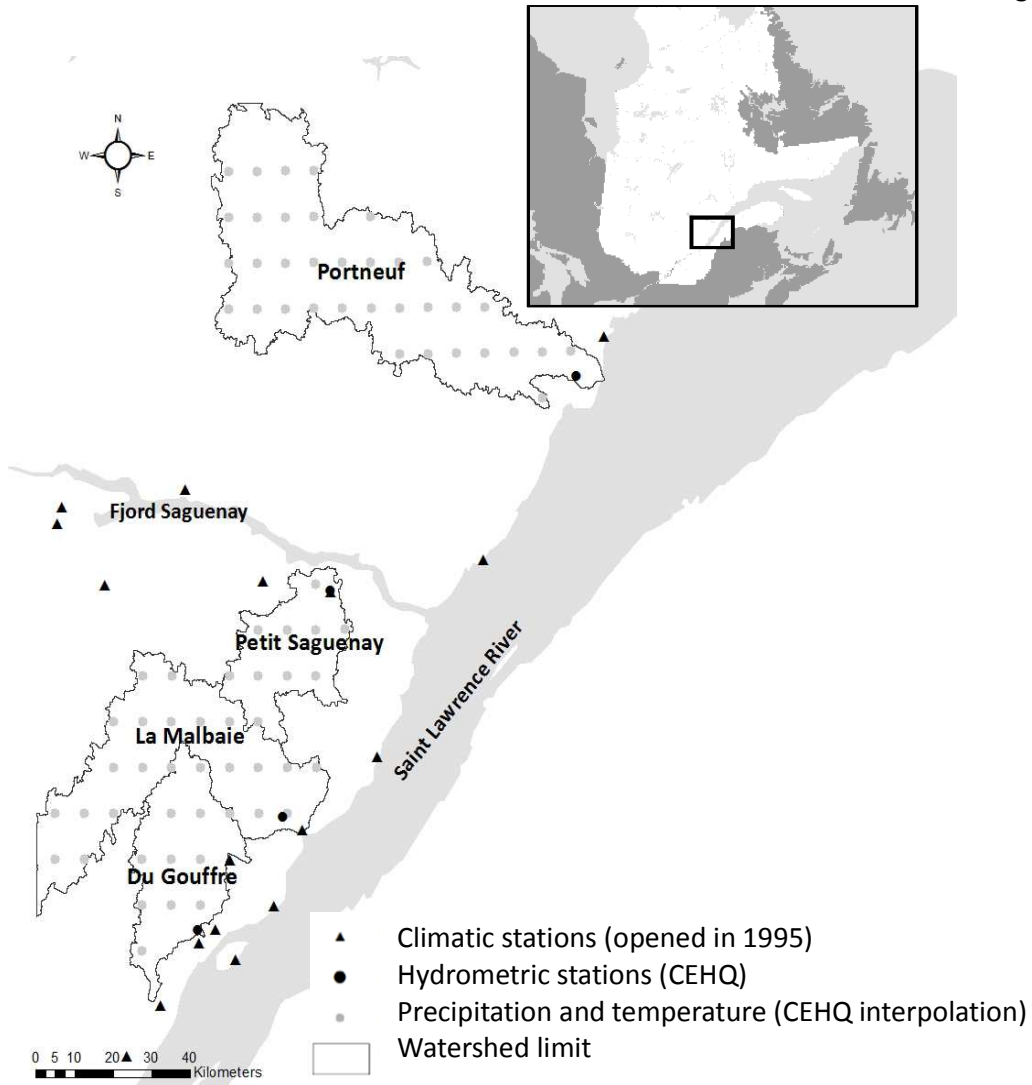
In this study, four methods are selected and compared for estimating recharge based on available data in the *PACES* groundwater database. The first two methods are based on a global water budget ( $WB_1$  and  $WB_2$ ), but they differ in the vertical inflows ( $VI$ ) estimations (Fortin *et al.*, 1995; Perrin *et al.*, 2003; Valéry, 2010; Poirier *et al.* 2012). The third method is a local water budget ( $WB_3$ ) (Lim *et al.*, 2006; Monfet, 1979). The fourth method is based on hydrogram separation (Eckhardt, 2005, 2008; CEHQ, 2010). These methods are applied on different time and space scales depending on the availability of climatic data (temperature,  $T$ ; precipitation,  $P$ ) and hydrological data (Streamflow,  $Q$ ).  $WB_1$ ,  $WB_2$  and the hydrogram method provide a net recharge assessment for four watersheds over the 1975-1995 period, whereas  $WB_3$  provides a local assessment of potential recharge (infiltration) over three watersheds for the 1989-1992 period. This paper is organized as follows: Section 2 provides a description of the study area, and the methodology is detailed in Section 3. The results are presented and discussed in Section 4. Conclusions and recommendations regarding future work are presented in the final section.

### 2.3 Description of the study area

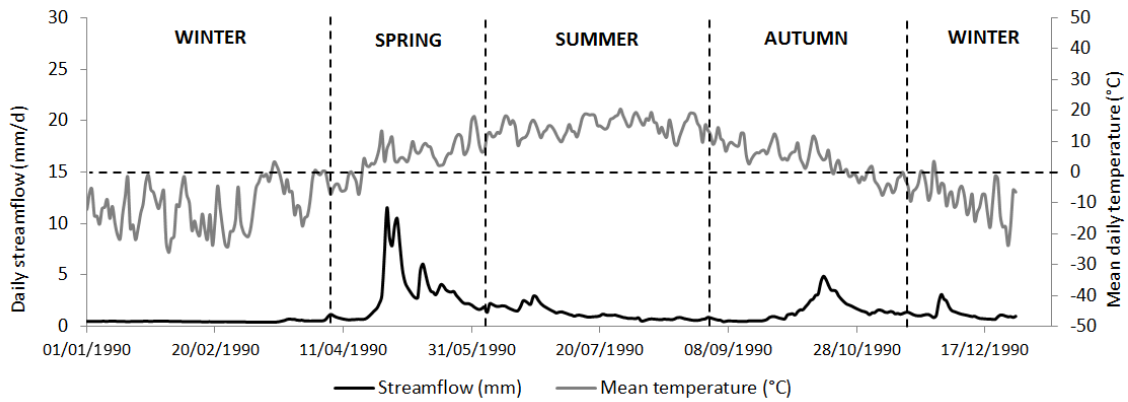
---

The four watersheds considered in this study are located on the north shore of the St. Lawrence River in Quebec Province, Canada (Figure 2.1). The surface areas of these watersheds range from 712 to 3 085 km<sup>2</sup>. The river channel network is generally dense. Figure 2.1 shows that this portion of Quebec comprises two major rivers: the Saguenay (Fjord) and St. Lawrence Rivers. The topography of the region is dominated by the Laurentides Range, the meteoritic impact crater of Charlevoix, and deep valleys, all of which create a steep landscape.

The climate of the region is cold and humid. The mean annual precipitation (water equivalence) is approximately 1020 mm/y. The forest is composed of mixed broadleaved trees and evergreens and cover 80 % of the study area. The average temperature ranges from -25°C in winter and 25°C in summer (Figure 2.2). In winter, precipitation is solid, and the streamflow is low. When the temperature begins to rise, the snow cover melts and causes a spring flood. In summer, the high temperature triggers evapotranspiration, inducing low flows in rivers. Heavy rainfall events during autumn occasionally induce high flows.



**Figure 2.1** Location and available climatic data for the four watersheds of the study area



**Figure 2.2** Hydro-climatic context of the study area, example of the watershed of the Malbaie river in 1990

From a geological point of view, the region of the Charlevoix –Haute-Côte-Nord is located between two major units: Grenville Province and the St. Lawrence Platform of the Canadian Shield. The substratum is mainly composed of crystalline granitic and gneissic rock. The bedrock in the northern part of the study area is mainly represented by migmatites. Rock outcrops are observed across a large portion (10 %) of the territory, particularly on highlands (Table 2.1). Quaternary sediments result from the last glaciation and deglaciation episodes. Mapping of these surface deposits has been performed over the *CHCN* region (Cousineau *et al.*, 2014). These sediments have glacial, glaciofluvials and glaciomarine origins. Following the glacier withdrawal, the Goldthwait Sea progressed inland and deposited marine sediments. The Till glacial sediments cover approximately 70 % of the study area (Figure 2.3 and Table 2.1).

The regional aquifer system is characterized by quaternary sediments and fractured bedrock. A layer of till covers most of the area, and it is in direct contact with the bedrock. The layer was formed by rock particles that were dragged and carried by glaciers and then deposited directly onto the bedrock. The till is characterized by variable and complex structures. Some till it is composed of a sandy matrix with larger metric blocks. Till can also be represented by a compact matrix, which confines the underlying bedrock aquifer.

The potential aquifer property of the bedrock depends on the density of its fracture network. However, no significant associations between transmissivity and structural features, such as faults or the meteoritic impact and geologic formations have been observed in this study area. The average transmissivity of the crystalline bedrock is on the order of  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s (Richard *et al.*, 2014b).

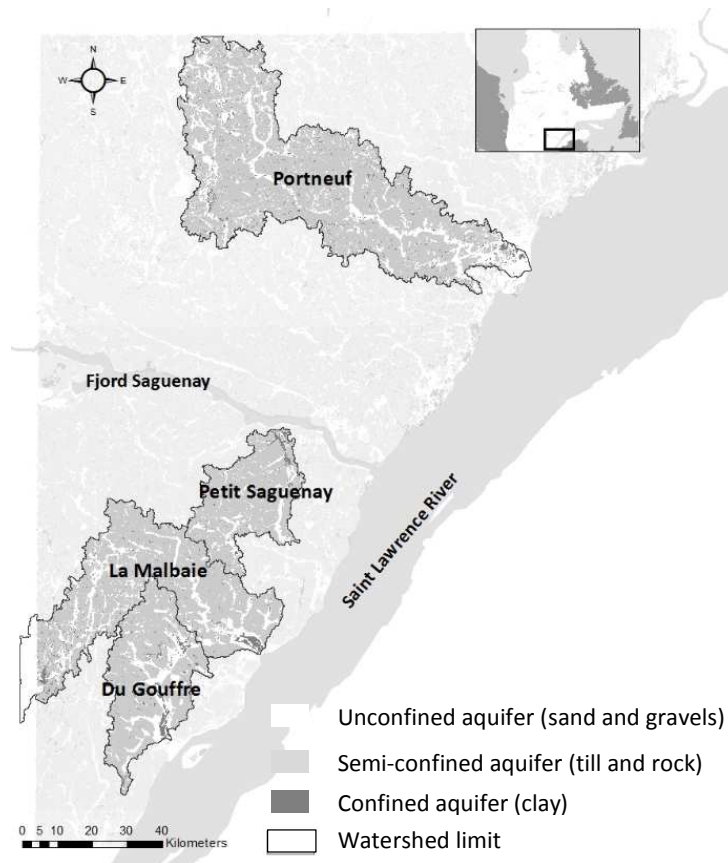
The spatial sequence of quaternary deposits is complex throughout the region. The Haute-Côte-Nord region is dominated by till deposits at the highest elevations, with sand along the streams. Lowlands correspond to large fluvial plains where clay sediments are



covered by thick deltaic sand deposits confined by peatland. With the Saint-Narcisse moraine, the Charlevoix area comprises glaciofluvial and glaciolacustrine deposits (approximately 20 %) in the valleys. These deposits represent important potentially productive aquifers. However, the deposit extent is limited and discontinuous. Glaciomarine sediments also accumulated at the bottom of steep-sided valleys, such as those along the Du Gouffre and La Malbaie Rivers (Cousineau *et al.*, 2014). This quaternary history has resulted in the formation of different types of aquifers with various confining conditions (Figure 2.3).

**Table 2.1 Surface deposits (percentage of the total surface) of the studied watershed**

		Du Gouffre	Malbaie	Petit Saguenay	Portneuf
Surface deposits (%)	Roc	7	9	16	13
	Till	68	66	75	70
	Sand and gravel	22	22	6	14
	Clay	3	3	3	3
Surface area (km <sup>2</sup> )		865	1707	712	3085



**Figure 2.3 Mapping of the aquifer condition according to the surface deposition**

## 2.4 Recharge assessment methods

In this study four methods have been selected and applied on four watersheds into the *CHCN*. These methods are applied on different time and space scales depending on the availability of climatic data (temperature,  $T$ ; precipitation,  $P$ ; and the streamflow,  $Q$ ).

### 2.4.1 Water budget

This method consists of applying the principle of mass conservation to the hydrological cycle. This principle states that the difference between the input and output fluxes of water in an aquifer system is equal to the change in water storage. Recharge is thus obtained by summing all the other terms in the water balance (Equation 1):

$$VI = Re + Ru + AET \quad (1)$$

where  $VI$  is the vertical inflows,  $Ru$  is the total runoff,  $AET$  is the actual evapotranspiration and  $Re$  is the recharge, all terms being expressed in the same dimension [L/T].

Vertical inflows ( $VI$ ) is defined as the sum of precipitation and snowmelt waters that are available each day to either runoff, percolate or evaporate. In the absence of snow on the ground and when the precipitation is liquid, vertical inflows and precipitation data are the same. During spring time, when precipitation is very low,  $VI$  is driven by the snowmelt. In this study, three variants of the water budget are proposed ( $WB_1$ ,  $WB_2$  and  $WB_3$ ). The first two ( $WB_1$  and  $WB_2$ ) are global estimations over a watershed.  $WB_1$  and  $WB_2$  differ in how  $VI$  is calculated.  $WB_3$  is a spatial water budget calculation computed using a geographic information system, *ArcGIS* (ESRI ArcGIS 10.1, 2012),  $WB_3$  provides only the quantity of water that infiltrates the soil because the subsurface runoff is not taken into account. All of the data required for the calculation of these three different water budgets are available from the database implemented by *PACES* (Chesnaux, 2011).

#### Global water budget ( $WB_1$ and $WB_2$ )

The global values of recharge provided by  $WB_1$  and  $WB_2$  are computed for the period 1975-1995 and for four watersheds where data are available. These two methods differ in the estimation of  $VI$ . For  $WB_1$ ,  $VI$  is calculated from the global conceptual hydrological model, *GR4J*, which was developed by Perrin *et al.* (2003) using *CemaNeige* (Valéry, 2010) as the snowmelt module. For  $WB_2$ ,  $VI$  is calculated from physically-based distributed hydrological model *HYDROTEL* (Fortin *et al.*, 1995). The  $VI$  from *HYDROTEL* was provided by the *CEHQ* (*Centre d'Expertise Hydrique du Québec*; Poirier *et al.*, 2014). Both models were run with a daily time step. The vertical inflows produced from these two

models use gridded climatic data (precipitation and temperature) were generated by the Centre d'expertise hydrique du Québec (Poirier *et al.* 2012). The interpolation has been performed at a daily time step, at a 0.1 degree resolution over the southern Quebec territory (Figure 2.1). Simple isotropic kriging was performed, with monthly mean variograms for precipitation, minimum temperature and maximum temperature.

*CemaNeige*, which is used for  $WB_t$ , is a daily degree snowmelt module that simulates the daily evolution of snow cover. The climatic interpolated data are averaged over each watershed before being added to *GR4J* with *CemaNeige*, since *GR4J* is a global model. The model comprises a total of six free parameters that must be calibrated against the observed streamflow using a portion of the hydroclimatic data reserved for this purpose. Two of these parameters,  $k_f$  and  $C_{tg}$ , are only related to snowmelt. These last parameters represent the snowmelt parameter and the correction of the thermic state of the snow cover, respectively. One of the particularities of *CemaNeige* is the division of each watershed into five altitudinal zones to calculate the median altitudes of each zone as inputs to *CemaNeige*. According to the recommendation of Valéry (2010), five parameters are fixed: the mean annual quantity of snow ( $QNBV$ , in mm), the altitudinal correction of precipitation, the altitudinal gradient of temperature ( $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ), the snow melt temperature ( $0^{\circ}\text{C}$ ) and  $V_{min}$ , which is the percentage of  $k_f$  that corresponds to the minimal snowmelt speed (10 %). *CemaNeige* separates the total precipitation into rain and snow according to the median altitude of the watershed for each altitudinal zone. Snowmelt in each zone is delayed according to the thermic state of the snow cover. Finally, the quantity of water from snowmelt ( $S_m$ ), which is added to the rainfall ( $P_t$ ), is calculated according to Equation 2.

$$VI = P_t + S_m \quad (2)$$

*GR4J* comprises four parameters: 1) the maximum capacity of the production store ( $X_1$ ) in mm; 2) the groundwater exchange coefficient ( $X_2$ ) in mm; 3) the one day head maximum capacity of the routing store ( $X_3$ ) in mm; and 4) the time base of the unit hydrograph ( $X_4$ ) in day. The daily evapotranspiration must be computed separately and added to the model.

The calibration of the six parameters is based on the maximization of the Nash-Sutcliffe criterion (Nash and Sutcliffe, 1970).

*HYDROTEL* is a distributed hydrological model (Fortin *et al.*, 1995, 2007) that has been successfully applied on various southern Canada watersheds (e.g Turcotte *et al.*, 2004). Poirier *et al.* (2014) ran the snowmelt module included in the hydrological model *HYDROTEL*, forcing it by daily observed data of temperature, precipitation, and snow survey data when available. Snow-water equivalent (*SWE*) estimates calculated by the snowmelt module were compared to measured *SWE* data in order to generate *SWE* snowpack model errors at snow survey sites. These errors were then kriged over the domain through a procedure described in Turcotte *et al.* (2007). As a result, corrected *SWE* associated vertical inflows were obtained at grid points.

The snowmelt module of *HYDROTEL* also involves a degree-day-based snow module. The model also simulates complex processes, such as air/snow and ground/snow interface melt, compaction, evolution of the albedo, and liquid water retained by the snow cover (Turcotte *et al.*, 2007). The use of snow surveys for correcting *SWE* calculations from the snowmelt module partly offsets the underestimation of snow fall caused by the wind over the climatic stations and the fact that sublimation of snow cover is not simulated by the snowmelt module of *HYDROTEL* (Turcotte *et al.*, 2007).

Both water budget methods ( $WB_1$  and  $WB_2$ ) must account for evapotranspiration. The potential evapotranspiration ( $PET$ ) corresponds to the maximum combined evaporated and transpired (by plants) quantity of water. This maximal evapotranspiration occurs when the vertical inflows is greater than or equal to  $PET$ . In fact, actual evapotranspiration ( $AET$ ) is often lower than  $PET$ . Estimating  $PET$  is not easy because it involves many variables that are difficult to measure, such as the stomatal resistance, the leaf area index or the soil heat flux. Lysimeters can determine the  $PET$  in directly. However, these installations have limited temporal and spatial scales. A possible solution is to use satellite data to regionally map the  $PET$  (Allen *et al.*, 2007; Li *et al.*, 2009). Usually, the  $PET$  is estimated from empirical models developed from *in-situ* experiments and meteorological data. Well-known models are the Thornthwaite (Thornthwaite, 1948), Penman Monteith (Penman, 1948), Baier and Robertson (Baier and Robertson, 1966) and Hargreaves (Hargreaves, 1975) models. An extensive study by Oudin (2005) compared 27  $PET$  formulas for 308 watersheds corresponding to different hydro-climatic situations. The author concluded that the best results are obtained by the simplest models that require only limited data (temperature and radiation).

In the study presented in this paper, the  $PET$  is estimated (for  $WB_1$  and  $WB_2$ ) from an empirical relationship developed by Hydro-Québec (Bisson & Roberge, 1983) to obtain a better representation of the particular climate of Quebec (Dionne *et al.*, 2008). This calculation only depends on the daily minimum and maximum temperatures, which are interpolated by the *CEHQ* over the entire study area using the climatic stations. The daily  $PET$  is given by Equation 3.

$$PET = 0.029718(T_M - T_m) \times e^{0.019 \left[ \frac{9}{5}(T_M + T_m) + 64 \right]} \quad (3)$$

where  $PET$  is in mm/day and  $T_m$  and  $T_M$  are in °C/day.

The accuracy of Equation 3 for Quebec has been demonstrated by Dionne *et al.*, (2008). However, based on a comparison with a stomatal resistance model that accounts for a plant's level of stress, the same authors have shown that  $PET$  computed in this manner would actually be closer to the  $AET$ .

Several empirical relations assess  $AET$  from  $PET$ : Schreiber (1904), Pike (1964), Budyko (1974) and Zhang *et al.* (2001). These relationships have been established from field studies on hundreds of watersheds throughout the world. Among these relations, Budyko (1974) has provided good results, according to Oudin (2004); thus, this relation is selected here (Equation 4).

$$AET = \left[ P \times (1 - e^{(-\frac{PET}{P})}) \times PET \times \tanh(\frac{P}{PET}) \right]^{0.5} \quad (4)$$

where  $P$  is the mean annual total precipitation (water equivalence) in mm/year, and  $PET$  is the mean annual potential evapotranspiration in mm/year. From annual values of the  $AET$ ,  $AET/PET$  is calculated for each year and for each watershed. This coefficient ranges from 0.79 to 0.89. As mentioned, the  $VI$  provided by the  $CEHQ$  ( $VI_{CEHQ}$ ) indirectly accounts for the sublimation of snow through the correction based on snow surveys. Consequently, for the water budget calculated from the  $VI_{CEHQ}$ , the  $AET$  has only been estimated for summer (June to October).

The total runoff,  $Ru$  is calculated from the hydrogram separation for  $WB_1$  and  $WB_2$ . In fact, the streamflow hydrograph can be divided in three main types of flows: sub-surface or hypodermic flow ( $Ru_H$ ), baseflow ( $Q_B$ ) and surface runoff ( $Ru_S$ ) (Domenico & Schwartz, 1998). The total streamflow and the baseflow data are supplied by the *Centre d'expertise*

*hydrique du Québec - CEHQ* (CEHQ, 2010). Consequently, the runoff contribution is given by the difference between the streamflow ( $Q_T$ ) and the aquifer contribution ( $Q_B$ ), as formulated by Equation 5.

$$Ru = Ru_S + Ru_H = Q_T - Q_B \quad (5)$$

where  $Ru$  is the total runoff in mm/day,  $Q_T$  is the total streamflow in mm/day and  $Q_B$  is the baseflow in mm/day.

#### Local water budget ( $WB_3$ ):

The third water budget variant estimates the spatial infiltration (on a 250 m × 250 m grid) by a computation implemented in *ArcGIS* (ESRI ArcGIS 10.1, 2012). This method has been developed with the *PACES* team for of calculating the *DRASTIC* index (Aller *et al.*, 1987) over the study area. This last water budget ( $WB_3$ ) is determined from the  $VI$  provided by the *CEHQ*. The  $AET$  is estimated from the Budyko relation (Budyko, 1974) and is only applied for the summer (used for  $WB_2$ ). The surface runoff computation is based on the *Soil Conservation Service* (*SCS*) Curve Number, ( $CN$ ) method (Cronshey, 1986). This approach aims to account for the characteristics of each mesh of the watershed grid (topography, soil coverage and deposits). Nevertheless, it does not allow for the estimation of subsurface runoff. Consequently, the resulting maps correspond to an infiltration map or a map of a potential recharge zone. In the present study, this method is only performed for the Du Gouffre, La Malbaie and Petit-Saguenay watersheds because the soil coverage information is not available for the Portneuf River watershed.



The *CN* method has been adapted by Monfet (1979) for humid southern Quebec to match meteorological conditions, the geological context and the nature of the soils. The *CN* is a quantitative parameter that depends on soil properties (nature, grain size, texture and infiltration capacity), the type of soil coverage (vegetation and land use), the topography of the watershed and the hydrologic conditions, which must be determined from a field study. Such a large investigation would not be feasible for the entire study area. Consequently, the mean hydrologic conditions for all studied watersheds are applied.

The *CN* method is based on an empirical equation (Equation 6) proposed by Cronshey (1986):

$$Ru_s = \frac{(VF - 0.2S)^2}{VF + 0.8S} \text{ pour } VI > 0.2S \quad (6)$$

$$Ru_s = 0 \text{ pour } VI \leq 0.2S$$

where *VI* is the vertical inflows event in mm/day, *Ru<sub>s</sub>* is the surface runoff in mm/day and *S* is the retention parameter in mm/day.

The retention parameter, *S*, is defined from the *CN* by Equation 7 (Cronshey, 1986)

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (7)$$

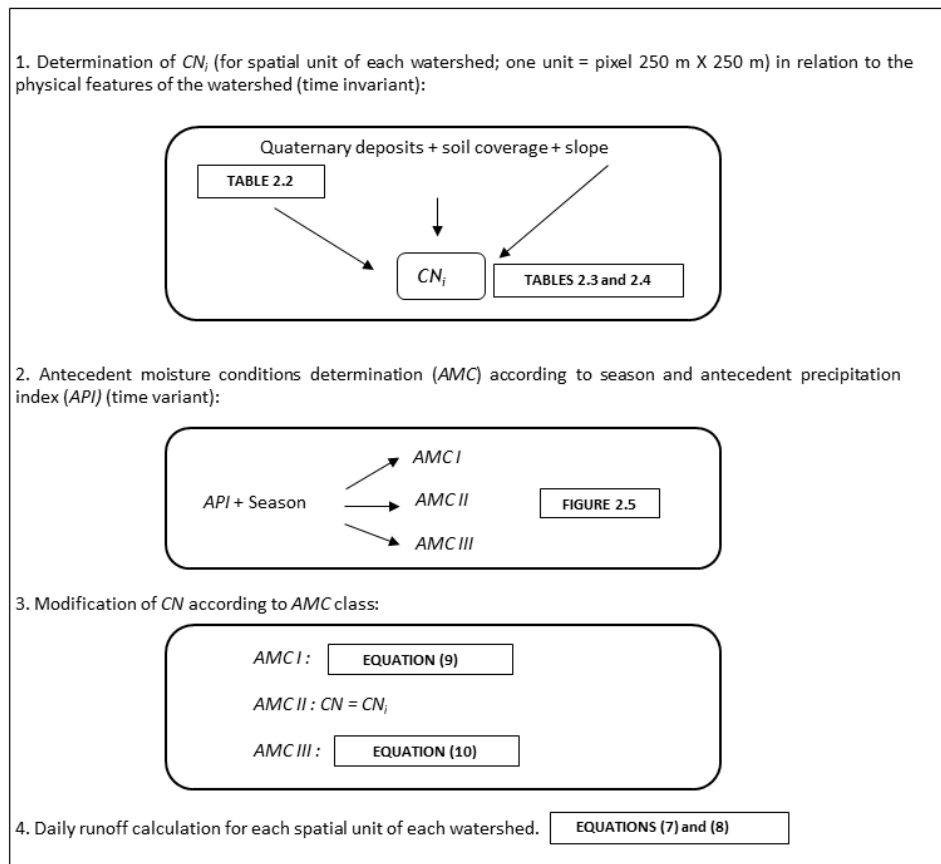
Equation 6 assumes that there is no runoff if *VI* is lower than 20 % of the retention parameter. So, for *CN*=75, the daily *VI* must be higher than 17 mm for the water to begin to runoff. This condition is only met a few times during the year. In other words, all of the events of *VI* lower than 17 mm infiltrate the soil as if, it was never saturated. For the hydrometeorologic conditions of Quebec, this assumption is not valid, particularly during spring time; thus, the runoff is underestimated. To overcome this problem, the condition

on  $VI$  is modified (Equation 8) as follows: as soon as  $VI$  is above 0.015 (instead of 0.25), the runoff is calculated. A similar modification was performed by several authors (Woodward *et al.*, 2003; Lim *et al.*, 2006; Yuan *et al.*, 2014) who showed that the  $CN$  method with a coefficient value of 0.2 systematically under-estimates surface runoff. Equation 8 presents the modified version of the  $SCS-CN$  method that was applied in this study.

$$Ru_S = \frac{(VF - 0.015)^2}{VF + 0.995} \text{ pour } VI > 0.015 \quad (8)$$

$$Ru = 0 \text{ pour } VI \leq 0.015$$

The different steps to determine  $CN$  and  $Ru_S$  are summarized in Figure 2.4, Tables 2.2, 2.3 and 2.4 and Figure 2.5.



**Figure 2.4 Steps for the determination of  $CN$  and the daily runoff calculation**

First, a *CN* value is assigned to each watershed according to its physical features: soil coverage, type of deposits and slope. This *CN* value, denoted  $CN_i$ , corresponds to the default condition of mean antecedent moisture condition denoted *AMC II*.

Forest covers 86.5 %, cultivated land 12.5 % and urban areas cover 1 % of the study area. Different types of deposits observed in the region are reported in Table 2.2 Typically, sand and gravels (group A) have a high infiltration capacity (low runoff) and therefore have a low *CN* value, whereas rock, clay and till (group D) are more favorable for runoff (Table 2.3), presenting a higher *CN* value. The slope of the terrain also affects the value of *CN*. The *CN* values obtained only from the soil type are used when the slope of the terrain is comprised between 3 % and 8 %. If the slope is between 8 % and 15 %, the *CN* value is higher. In contrast, a slope lower than 3 % limits runoff, and the value of *CN* must be lower (Table 2.4). Given the steep landscape of the region, a new slope class has been created. Thus, despite the type of soil or soil coverage, a slope higher than 15 % triggers maximal runoff. So, a value of  $CN_i=90$  is assigned in this case. The final values presented in Table 2.4 have been modified from the original proposition by Monfet (1979) assuming mean hydrologic conditions and a new class of steep slopes.

**Table 2.2 Groups of sediments observed in the CHCN region**

Code_CGC	Description
Ap, Ax	Alluviums sediments: Sand and sandy silt
Cr, Ce, C, Cg	Hillside deposits: angular blocks and gravels with silt, and reorganized clay
o	Organic sediments
Tm, Tc, Tf	Glacier sediments: Discontinuous, continuous or fusion till
Mb	Marine sediments: Sand, sandy silt, sand and gravels
Mgd, Mgb, Mga	Glaciomarine: Gravels with silt, clay with silt
Lgb, Lgd, Lga	Glaciolacustrine sediments: Blocks with silt
Go, Gx	Glaciofluvial sediments: Sandy, gravels and blocks
Gxt	Glaciofluvial sediments: Till, diamecton, block, sand and gravels
R	Rock

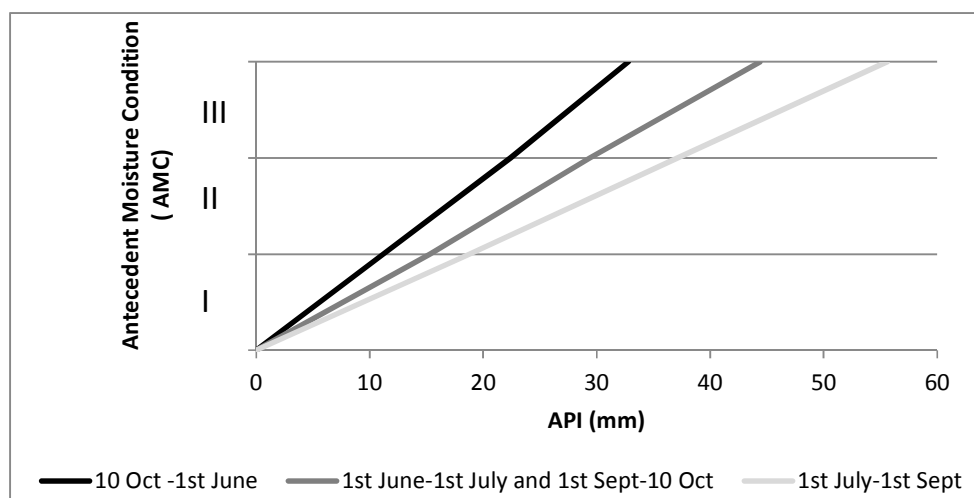
**Table 2.3 Runoff groups associated with sediment indexes**

Index	Group
Go,Gx	A
Ce, Mb,Mgb,Mgd, Lgb, Lgd	B
Ax, Ap,At, Gxt, Cr, C, L	C
Tm, Tc, R, O, Cg, Mga,Lga	D

**Table 2.4 Values for  $CN_i$  according to sediment groups and slopes. Modified from Monfet, 1979**

Soil coverage	Slope (%)	Type of deposit			
		A	B	C	D
Agricultural area and wetland	< 3 %	62	72	79	82
	< 3-8 % <	64	76	84	88
	>8 %	70	80	87	90
Forest area	< 3 %	24	54	68	76
	< 3-8 % <	33	59	73	79
	>8 %	44	66	78	83
Urban area		73	83	88	90
Area with slope higher than 15%		90	90	90	90

According to the season and the antecedent precipitation index ( $API$ ), antecedent moisture conditions are determined graphically from (Figure 2.5) adapted from Monfet (1979).



**Figure 2.5 Event classification according to the API index and season (adapted from Monfet, 1979)**

Then, the initial curve number,  $CN_i$ , is modified. Class I correspond to dry conditions (*AMC I*),  $CN_i$  is decreased whereas class III correspond to wet conditions (*AMC III*),  $CN_i$  is increased. If an event is categorized as class II, then  $CN_i$  is not modified. The conversion from the  $CN_i$  to  $CN$  is possible with Equations 9 and 10 (Cronshey, 1986).

$$AMC I : CN = \frac{4.2CN_i}{10-0.058 CN_i} \quad (9)$$

$$AMC III : CN = \frac{23 CN_i}{10+0.13CN_i} \quad (10)$$

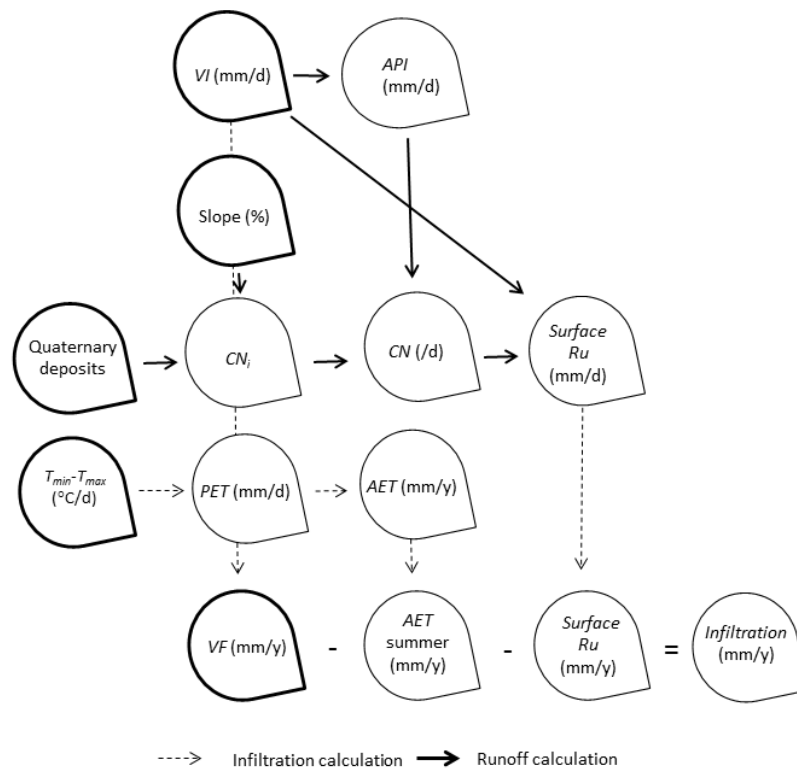
The  $CN$  value calculated from the  $CN_i$  ranges from 41 to 95 according to the *AMC* conditions.

The *API* depends on the cumulative rain or snowmelt ( $VI$ , in mm) during the 14 previous days,  $i$ . This index is calculated based on Equation 11 of Monfet (1979).

$$API = \sum_{i=1}^{n=14} 0.85^i \times VI_i \quad (11)$$

The final infiltration calculation is performed using an automated procedure implemented in a geographic information system, *ArcGIS* (ESRI ArcGIS 10.1, 2012). The procedure is summarized in (Figure 2.6). The map of Quaternary deposits and the slope value are already available in raster format to create a map of  $CN_i$  that is fixed in time. Daily temperature and vertical inflows provided by *CEHQ* (vectorial formats on a 0.1° longitude and latitude grid) are kriged to obtain a new raster for each pixel (250 m x 250 m). Daily temperature maps (minimal and maximal) allow the computation of *PET* maps. The *AET* is calculated annually as a coefficient of *PET* (Equation 4). Next, to calculate the daily runoff, daily maps are necessary:  $VI$ , *API*, *AMC*,  $CN$  and  $S$ . These maps are then combined, as described in Figure 2.6, to obtain annual infiltration maps. Because of computational time constraints, the calculations have only been performed for four years (1989-1992).

Additionally, only the watershed for which the quaternary deposits maps are available (Du Gouffre, La Malbaie and Petit-Saguenay) are considered.



**Figure 2.6 Procedure for computing the infiltration with a water budget method (WB<sub>3</sub>) involving ArcGIS**

## 2.4.2 Hydrogram separation

A streamflow hydrogram can be divided into three main types of flows: sub-surface or hypodermic flow, baseflow and surface runoff (Domenico & Schwartz, 1998). The hydrogram separation is possible assuming that the flow component presents different time lags (Eckhardt, 2008). Runoff is related to rapid flow: its stream contribution stops earlier. Baseflow has a long time lag, and it continues after the hypodermic flow stops. During low flow, the streamflow mostly consists of baseflow. This baseflow component corresponds to groundwater discharge into a river.

Several authors focused on streamflow records to estimate groundwater recharge (e.g., Meyboom, 1961; Rorabaugh, 1964; Mau & Winter, 1997; Rutledge, 1998; Lee *et al.*, 2006). In this context, recharge is assumed to be equal to the baseflow. Various methods can be used for hydrograph separation, including graphical approaches (Linsley *et al.*, 1982; Brodie & Hostetler, 2005), digital filtering with programs such as *HYSEP* or *PART* (Arnold *et al.*, 1995; Brodie & Hostetler, 2005; Rutledge, 2007) and recession-curve displacement methods (Rorabaugh, 1964).

In this study, baseflow data computed with recursive digital filters (Eckhardt, 2005; 2008) are directly supplied by the *Centre d'expertise hydrique du Québec* (CEHQ, 2010). Such methods are based on the generalized Equation 12. The following paragraphs present some details of the calculation procedure applied by the *CEHQ*.

$$G_t = \frac{[(1-BFI_{max})aG_{t-1} + BFI_{max}(1-a)Q_t]}{(1-a \times BFI_{max})} \quad (12)$$

where  $G$  is the baseflow ( $m^3/s$ ),  $t$  is the time in  $s$ ,  $Q$  is the streamflow ( $m^3/s$ ),  $a$  is the recession index and  $BFI_{max}$  is the long term value of the baseflow Index ( $BFI$ ). The  $BFI$  corresponds to the long term ratio of the baseflow to the total streamflow.

Two parameters must be estimated: the maximum value of the baseflow index,  $BFI_{max}$  and the recession index,  $a$ . The value of  $BFI_{max}$  is obtained from the available hydrogeological and hydrological information for each watershed. According to Eckhardt (2005, 2008), an optimal value for  $BFI_{max}$  depends on the particularities of the basin: 0.8 for perennial streams with porous aquifers, 0.5 for ephemeral streams with porous aquifers, and 0.25 for perennial streams with hard-rock aquifers. In this study value of  $BFI_{max}$  used are 0.6, 0.6, 0.55 and 0.45 for Du Gouffre, la Malbaie, Petit Saguenay and Portneuf



watershed respectively, according to *CEHQ* estimates (Poirier, 2012). The recession index,  $\alpha$ , is evaluated by analyzing the recession curve. Maillet's law shows that each recession curve can be modelled as an exponential function given by Equation 13 (Meyboom, 1961):

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (13)$$

where  $Q_0$  is the streamflow ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) at the beginning of the recession period,  $Q_t$  is the streamflow at time  $t$  ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) and  $\alpha$  is a drying-up coefficient. The exponential term,  $a$ , defined as the recession coefficient, can be isolated (Equation 14):

$$a = e^{-\alpha} = \left(\frac{Q_t}{Q_0}\right)^{\frac{1}{t}} \quad (14)$$

By plotting  $Q_t$  versus  $Q_{t+N}$  ( $N$  represent the number of days of the recession), it is possible to obtain the recession coefficient that corresponds to the slope of the regression line. Based on different recession analyses, Nathan & McMahon (1990) demonstrated a relationship between  $a$  values and different flow regimes. A direct flow is characterized by  $0.2 < a < 0.8$ , the hypodermic flow corresponds to  $0.7 < a < 0.94$  and the baseflow is represented by  $0.93 < a < 0.995$ .

First, the recession period must be selected. For each day of the recession period,  $a$ , is evaluated using Equation 13. Only periods ranging from 0.93 to 0.995 are considered. Then, the value of  $a$ , which generates a lower root mean square deviation between the observed and measured flow is selected. In this study value of  $a$  used are 0.963, 0.951, 0.944 and 0.962 for Du Gouffre, la Malbaie, Petit Saguenay and Portneuf watershed respectively, according to *CEHQ* estimates (Poirier, 2012).

## 2.5 Results

### 2.5.1 The vertical inflows

The daily results of *GR4J-CemaNeige* are presented in Figure 2.7 for 1990 in Du Gouffre watershed. Additionally, the value of the parameters after calibration and the performance index of each watershed are reported in Table 2.5, showing very good NS (>0.8) for all of the watersheds.

Figure 2.7 shows that during winter, *VI* are very low or null, since the snowmelt is generally negligible. During spring, *VI* is high due to snowmelt. Therefore, a lot of runoff is produced. In summer, *VI* is equal to precipitation because the latter is liquid. Part of this water is lost by evapotranspiration.

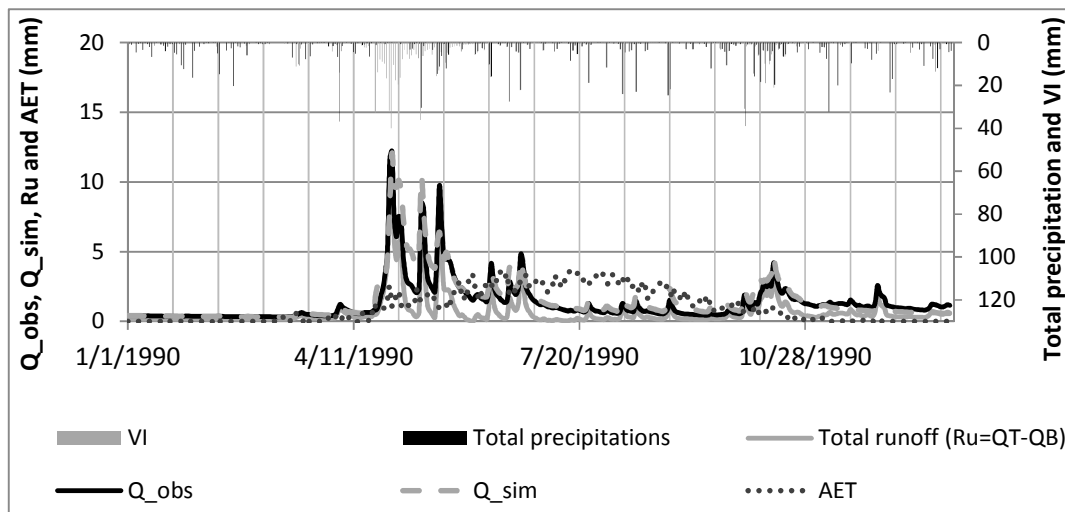
**Table 2.5 GR4J-CemaNeige parameters after calibration**

	$X1$ (mm)	$X2$ (mm)	$X3$ (mm)	$X4$ (day)	$C_{tg}$	$K_f$ (mm/°C)	NS
Du Gouffre	557.50	-0.11	98.00	1.90	0.00	6.37	0.83
Malbaie	419.49	0.60	115.09	2.68	0.41	2.47	0.85
Petit-Saguenay	169.20	0.90	110.77	2.28	0.06	2.02	0.84
Portneuf	322.34	-0.51	206.46	2.59	0.00	2.79	0.87

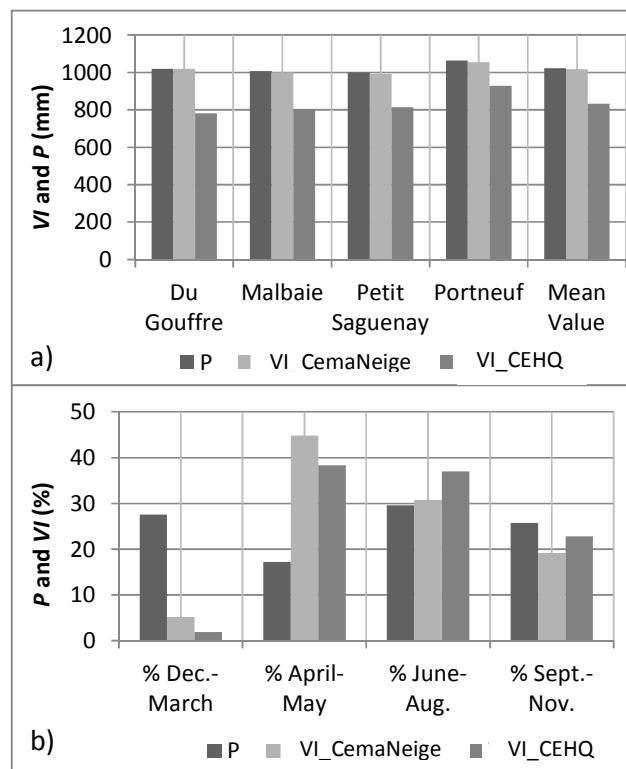
The mean annual and seasonal *VI* obtained from the different methods are presented in Figure 2.8. The mean annual  $VI_{CemaNeige}$  is very similar to the total precipitation of each watershed. *VI* provided by the *CEHQ* is obviously lower than the total precipitation

assuming that this value indirectly and partly includes the sublimation of snow by the means of historical snow survey data when available. The mean annual  $VI_{CEHQ}$  ranges from 781 mm (77% of the annual precipitation) (Du Gouffre) to 929 mm (87 % of the annual precipitation) (Portneuf).

The seasonal variations in  $VI$  are similar for all watersheds and for the two estimations of  $VI$  (Figure 2.8b). 40 % of the total yearly  $VI$  occurs during the April-May period. This water mostly comes from snowmelt, which causes high runoff. During the summer and fall,  $VI$  is equal to the liquid precipitation (30 % and 20 %, respectively, of the total annual  $VI$ ). From December to March, the precipitation is mainly solid, so  $VI$  is very low. When precipitation is liquid, the water is absorbed by the snow cover.



**Figure 2.7 Daily water budget 1, example for Du Gouffre watershed (1990)**



**Figure 2.8 Annual VI results compared with precipitation and b) seasonal repartition VI**

### 2.5.2 The actual evapotranspiration (AET)

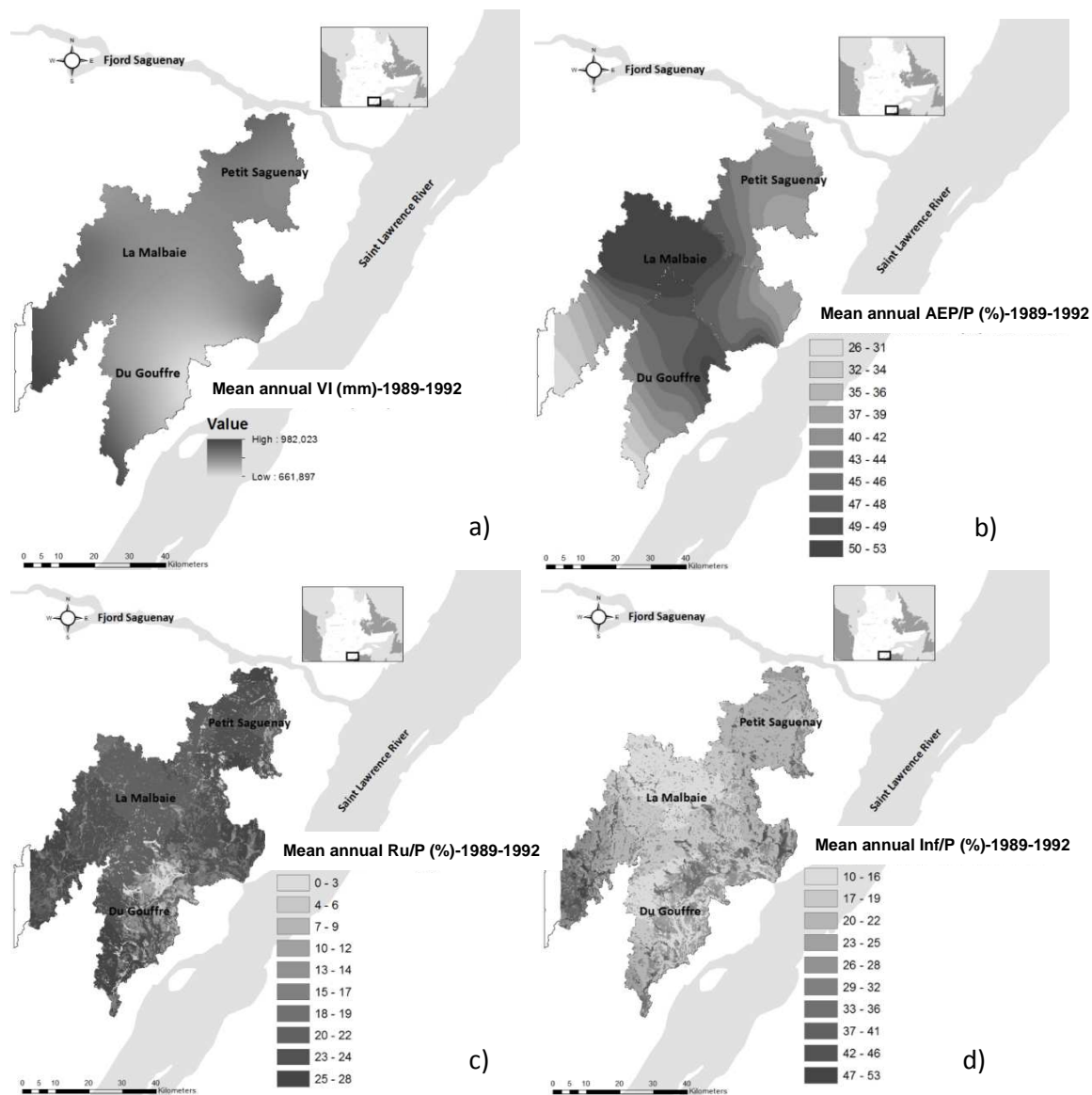
The mean annual *AET* estimated from Equation 3 is 491 mm, which represents 48 % of the total yearly precipitation (Table 2.8). The *AET* is particularly high during summer (53 %) and spring (18 %), and the latter can be linked to sublimation. The minimum value is obtained for Du Gouffre (480 mm/year), and the maximum value is obtained for Petit-Saguenay at 506 mm/year over the study period. From year to year, the *AET* is steady, fluctuating only between 459 mm and 523 mm.

### 2.5.3 The runoff ( $R_u$ )

The mean annual total runoff ( $R_u = QT - QB$ ) varies between 265 mm (La Malbaie) and 375 mm (Portneuf); the mean annual total runoff is 321 mm/y over the entire *CHCN* region or 31 % of the total yearly precipitation. A large portion of the total runoff occurs during spring (54 %). This is attributed to snowmelt, which rapidly saturates the soil and causes surface and sub-surface runoff. The highest values of runoff are observed for Portneuf and Petit-Saguenay (35 % and 33 %, respectively), which present higher proportions of rock and till deposits than the two other watersheds (see Table 2.1).

### 2.5.4 Infiltration maps or potential recharge zones

The percentages of each component of the water budget in regards to precipitation ( $P$ ) is computed and presented in Figure 2.9. The regional mean annual surface runoff ( $R_{u_s}$ ) and infiltration are 181 mm and 208 mm, corresponding to 20 % and 22 % of the total precipitation. As mentioned earlier the subsurface runoff can't be estimated by this method. The results are detailed in Table 2.6. The spatial variations (independent of the quantity of precipitation) depend on the physical characteristics of the watersheds, particularly the nature of surface deposits and slopes. Sand, gravel and low slope zones or valleys favor maximum infiltration (532 mm/y) and minimum runoff (4 mm/y), whereas the impervious deposits, including clay, till and rock, and steep landscapes correspond to the lowest infiltration rates (113 mm/y) and highest surface runoff (312 mm/y). The ranges of infiltration and surface runoff according to the nature of surface deposits are reported in Table 2.6.



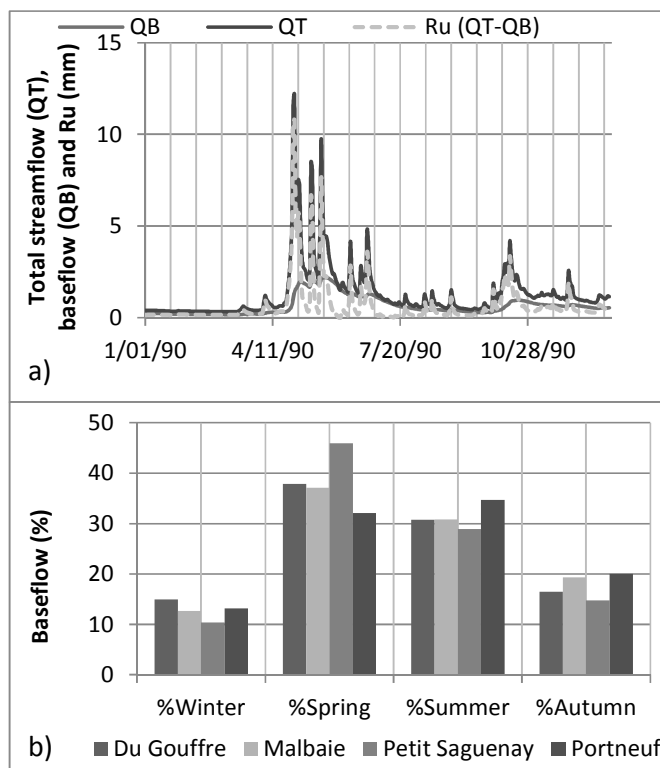
**Figure 2.9 Final maps computed from ArcGIS (1989-1992), a) the mean annual VI, b) the mean annual percentage of AET, c) surface runoff and d) infiltration (Inf)**

**Table 2.6 Range (absolute and percentage of the mean total annual precipitation) of surface runoff and infiltration over the study area**

Absolute value- % of <i>P</i>	Min	Max	Mean value
Surface runoff	4 mm-0 %	312 mm-27 %	181 mm-20 %
Infiltration	113 mm-13 %	532 mm-47 %	208 mm-22 %

### 2.5.5 Baseflow and global recharge

Figure 2.10a and 2.10b show the seasonal fluctuation in the baseflow obtained after the hydrogram separation. However, only 30 % of the baseflow occurs during summer, whereas the main part of the baseflow is observed during the spring melt period. This directly depends on the hydrogram separation method, which considers that the baseflow increases when the streamflow rises. The same conclusion is proposed by Croteau *et al.* (2010) and Larocque *et al.* (2010). For this reason, the baseflow is also calculated separately for the June-February period, when the streamflow is lowest and is mostly from the discharge of groundwater into the river. The mean annual values for the baseflow are presented in Table 2.7. The mean yearly baseflow (over 1975-1995) accounts for 30 % of the mean total annual precipitation, whereas the mean baseflow computed over the June-February period accounts for 18 % of the mean total annual precipitation.



**Figure 2.10 a) Example of hydrogram separation (Du Gouffre, 1990) and b) seasonal baseflow (total year) estimates after hydrogram separation for all watersheds over 1975-1995**

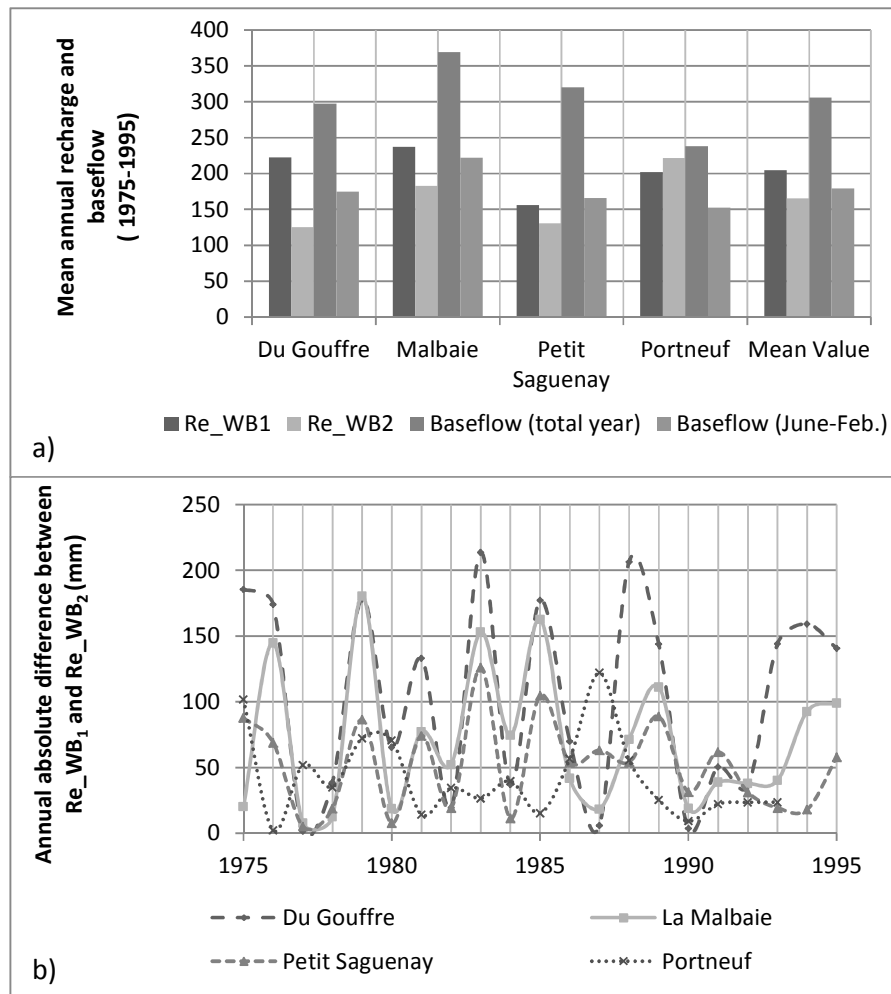
**Table 2.7 Total baseflow obtained after hydrogram separation for the total year and for the June-February period**

Watershed	Du Gouffre	Malbaie	Petit- Saguenay	Portneuf	Mean value
$Q_B$ (total year) (mm)	297	369	320	238	306
$Q_B$ (June-Feb.) (mm)	175	222	166	153	179

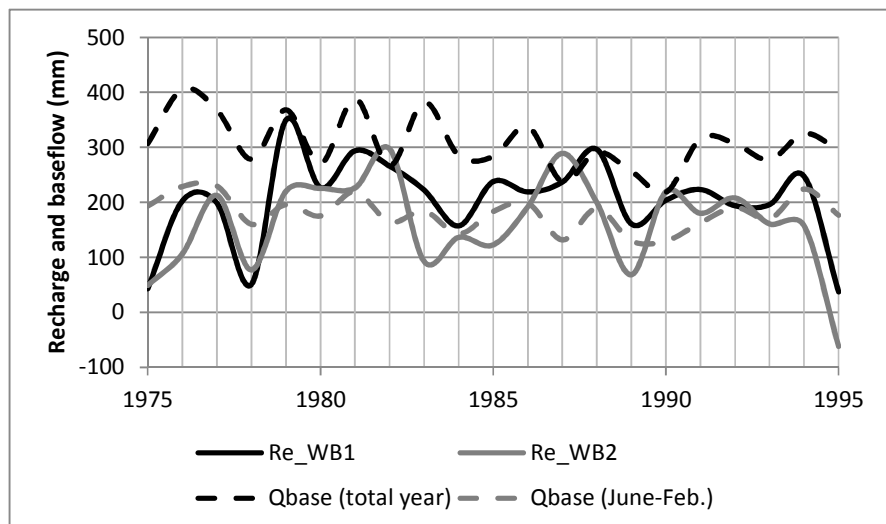
The annual mean recharge calculated from the water budget methods,  $Re_{WB1}$  and  $Re_{WB2}$ , over 1975-1995 are 188 mm and 154 mm for  $WB_1$  and  $WB_2$ , respectively (Figure 2.11a). The lowest recharge is obtained for Petit-Saguenay ( $WB_1$  and  $WB_2$ ) (144 mm), which represents 15% of the total annual precipitation. The highest values are calculated for La Malbaie ( $WB_1$ ) and Portneuf ( $WB_2$ ). Figure 2.11a suggests that globally (over the entire *CHCN* region), the mean annual recharge is similar for the two water budget approaches over the 1975-1995 period. Consequently, over large spatial and time scales, the process of sublimation can be associated with *AET* in winter. Nevertheless, depending on the watershed and specific year considered,  $Re_{WB1}$  and  $Re_{WB2}$  values can be very different. For Du Gouffre, the mean annual difference between  $Re_{BH1}$  and  $Re_{BH2}$  is 104 mm whereas it is lower for other watersheds that are 70 mm, 52 mm and 42 mm for La Malbaie, Petit-Saguenay and Portneuf, respectively (Figure 2.11a). Figure 2.11b shows that the sublimation is extremely variable in time and space. In 1977,  $Re_{WB1}$  and  $Re_{WB2}$  are equal, whereas in 1983, the values are extremely different.

The interannual results (Figure 2.12) show that the recharge estimated from the water budget method experiences more important fluctuations (from -96 mm to 296 mm) than the baseflow (June-February) (from 130 mm to 230 mm).





**Figure 2.11 a) Mean annual recharge for all watersheds (1975-1995) and b) annual absolute differences between  $Re_{WB1}$  and  $Re_{WB2}$  for all watersheds**



**Figure 2.12 Annual recharge fluctuation estimated from water budget and from baseflow**

Table 2.8 summarizes the probable range of recharge based on estimates from the different methods implemented in this study as mean value calculated over 1975-1995 period. Values of each component of the water budget are also reported in this table. The baseflow calculated on a yearly basis are not included in this table, because as mentioned earlier, values do not adequately represent the recharge. Therefore only the baseflow computed over June-February are considered plausible and are presented. Values are also presented as a percentage of mean precipitation,  $P$  (over the period of the study).

**Table 2.8 Summary of the results of recharge and other components of the water budget over the study period for all watersheds**

Water budget components	Du Gouffre		Malbaie		Petit-Saguenay		Portneuf		Mean value	
	Value (mm)	% $P$	Value (mm)	% $P$	Value (mm)	% $P$	Value (mm)	% $P$	Value (mm)	% $P$
$P$	1019	100	1008	100	1000	100	1065	100	1023	100
$AET$	480	47	498	49	506	51	481	45	491	48
$Ru$	316	31	265	26	330	33	373	35	321	31
Surface $Ru$ (1989-1992)	166	18	171	21	205	21			181	20
Infiltration (1989-1992)	194	21	215	22	214	22			208	22
$Re$	125-223	12-22	183-237	18-24	131-166	13-16	153-221	14-21	180	18

## 2.6 Discussion

The values obtained for the recharge, as estimated with the different methods, agree with other studies performed in a similar geologic and climatic context in Quebec (e.g.,

Croteau, 2006; Meyzonnat, 2012; Rivard *et al.*, 2014); which estimate that recharge accounts for 9 % to 15 % of the total annual precipitation on average. The minimum value of recharge is observed for the Petit-Saguenay watershed, which presents higher proportions of rock outcrops and till deposits at the ground surface (see Table 2.1). Additionally, the higher recharge values for the La Malbaie watershed can be explained by the sand and gravel deposits over 20 % of the total area. Although the  $Re_{WB1}$  and  $Re_{WB2}$  are globally similar over a long time scale,  $Re_{WB1}$  is often higher than  $Re_{WB2}$ .

Figure 2.13 and Table 2.9 show that the daily recharge estimated from the water budget ( $WB_1$  and  $WB_2$ ) is directly correlated with the daily VI.

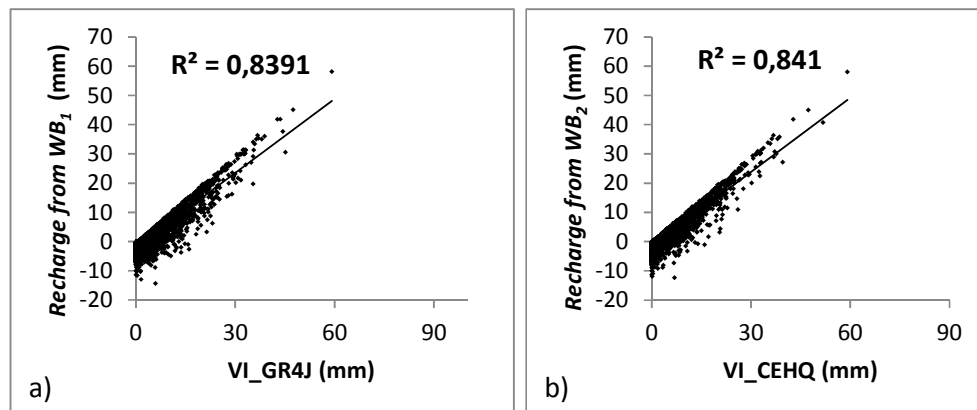


Figure 2.13 Daily relation between VI and the associated recharge (example of Portneuf)

Table 2.9 Correlation coefficients between VI and the associated recharge

Correlation coefficient	Du Gouffre	La Malbaie	Petit-Saguenay	Portneuf
$WB_1$	0.89	0.86	0.78	0.84
$WB_2$	0.84	0.83	0.81	0.84

The accuracy of the water budget method is directly dependent on the uncertainties in each component. These uncertainties are particularly high when the recharge is low.

The larger part of the water budget is represented by the *AET* (48 % of the total annual precipitation). This component impacts the recharge to a large extent. The *AET* is defined as a proportion of the *PET*, which changes each year for all of the watersheds. However, this *AET/PET* ratio could also vary seasonally as it is indeed not always constant throughout the year. Additionally, *PET* and *AET* estimations performed in this study only rely on temperature and precipitation. Because many of other parameters impact the *AET*, such as the soil coverage or the air saturation, more sophisticated approaches could be implemented using an energy budget. However, this requires a lot of data that are not often available.

Runoff estimations based on the hydrogram separation ( $Q_T - Q_B$ ) can also induce errors. In fact, a part of the baseflow (especially during spring) can also be attributed to subsurface runoff. In this case, the runoff calculated from  $Q_T$  minus  $Q_B$  could be underestimated.

The strong assumption that  $VI$  is the only supply of *AET*, runoff and recharge represents a coarse simplification. In fact, water can be added or subtracted by deep groundwater flow or by soil water storage. This fact can explain the negative value of recharge that is occasionally obtained some years (see Figure 2.11b).

Climatic data can also contain some errors. Approximatively one-third of the precipitation is solid, but this quantity is often underestimated due to the wind, which prevents snow to be captured by the snow gauge. The total precipitation measured by gauges thus represents a minimum value. Most operational agencies use snow surveys to correct *SWE* values throughout winter; such is the case with  $VI_{CEHQ}$  in this study. Moreover,

the number of climatic stations is very low (especially in the Haute-Côte-Nord; see Figure 2.1) and is non-uniformly distributed over the area.

The hydrogram separation method seems to be the most realistic method of recharge estimation. Indeed, streamflow records represent an observable hydrologic signal that characterizes the aquifer system (Bredehoeft, 2007). Nevertheless, this principle triggers large discussions, and two main points of view are debated. Some authors support the fact that basin recharge is approximately equal to basin discharge when dynamic equilibrium conditions are satisfied. According to Rutledge (2007), this method would be valid when the database is sufficiently long (ten years or more). Bredehoeft (2007), also encourages the scientific community to concentrate on developing methods to compute the discharge rather than the recharge. However, this analogy between discharge and recharge is too simplistic. Pumping, deep ground water flow, hydraulic connections between aquifers (e.g., Richard *et al.*, 2014a), wetland and lake discharge, bank storage or even runoff can have significant impacts and can disrupt the equilibrium (e.g., Halford & Mayer, 2000; Scanlon *et al.*, 2002; Stephens, 2009). In the study presented here, wetland and lake discharge could be considerable. In fact, the percentage of the watershed area covered by lakes ranges from 1 % (Du Gouffre) to 7 % (Portneuf). Additionally, the flow from springs or outcrop face seepage can also introduce water from deep fractures, as observed in steep rock valleys, such as La Malbaie.

All of these uncertainties are significant, but their quantification is beyond the scope of this paper. Thus, the daily recharge is not reliable because the water budget is not closed over one day or one season. Nevertheless, the annual mean value seems reasonable.

Finally, the methods used in this study are only based on hydro-climatic data (precipitation, temperature and streamflow). The infiltration is estimated locally to account for spatial variations in the topography, the soil coverage and deposits. Nevertheless,

hydraulic conductivity, soil properties (soil saturation and water content) or the water table level are not considered. In another study, it would be interesting to take additional measurements and to investigate the saturated and unsaturated zones. Additionally, the implementation of a groundwater model, such as *HELP* or *SWAT*, would confirm the recharge values that were calculated in this study.

The comparison between  $Re_{WB1}$  and  $Re_{WB2}$  indicates the spatio-temporal variations in the sublimation of snow (see Figure 2.11b).  $Re_{WB2}$ , which indirectly and partly accounts for sublimation through snow survey corrections, is consistently lower than  $Re_{WB1}$ , which does not consider sublimation. The spatial analysis here is rather coarse and refers to the varying difference between  $Re_{WB2}$  and  $Re_{WB1}$  from one watershed to another.

## 2.7 Conclusion

---

Estimating recharge remains a major challenge in hydrology and hydrogeology. It is particularly difficult in Quebec because the soil is covered by snow six months per year. In addition, a number of regions such as *CHCN* only have a few weather stations, which are non-uniformly distributed over the area.

This study assessed the regional recharge and potential zones of recharge. Overall, the mean annual recharge estimated from the water budget ( $WB_1$  and  $WB_2$ ) and baseflow (June to February) is 183 mm on average over 1975-1995; this value represents 18 % of the mean total annual precipitation.

The hydrogram separation method is appropriate as a first approximation when the low flow period (June to February) is considered. This method is easy to apply, inexpensive and

only requires streamflow data. However, this method must be validated by other methods to provide a reasonable estimate of recharge.

The water budget method is also easily implemented. Nevertheless, the method's accuracy is hampered by underlying simplistic assumptions and by the uncertainties related to precipitation (caused by the sublimation and the underestimation of snow cover). If snow-water equivalent corrections based on a snow survey are not available, computing winter evaporation over large spatial and time scales and considering the result an estimate of sublimation are recommended.

A local approach accounts for the physical characteristics of the study area to evaluate the potential recharge zones according to the nature of deposits and the slope. The *CN* method has been adapted for the *CHCN* region to obtain surface runoff that is representative of surface deposits and the topography of the region.

Finally, applying other methods in the vadose zone would help account for the soil water content, the hydraulic conductivity and the water table in much greater detail and would help to obtain more accurate results than those presented here.

## 2.8 References

---

- Allen, R., Tasumi, M. & Trezza, R. (2007) Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—*Model. J. Irrig. Drain. Eng.* **133**(4), 380–394.
- Aller, L., Lehr, J. H., Petty, R. & Bennett, T. (1987) DRASTIC: A standardized system to evaluate groundwater pollution potential using hydrogeologic settings. (No. 43085), 57. Worthington, Ohio: National Water Well Association.
- Allison, G. B., Gee, G. W. & Tyler, S. W. (1994) Vadose-Zone Techniques for Estimating Groundwater Recharge in Arid and Semiarid Regions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **58**(1), 6.
- Anctil, F., Rousselle, J. & Lauzon, N. (2012) Hydrologie: Cheminements de l'eau. Presses inter Polytechnique.
- Arnold, J. G., Allen, P. M., Muttiah, R. & Bernhardt, G. (1995) Automated Base Flow Separation and Recession Analysis Techniques. *Ground Water* **33**(6), 1010–1018.
- Arnold, J. G. & Allen, P. M. (1999) Automated Methods for Estimating Baseflow and Ground Water Recharge from Streamflow Records1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* **35**(2), 411–424.
- Arnold, J. G., Muttiah, R. S., Srinivasan, R. & Allen, P. M. (2000) Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. *J. Hydrol.* **227**(1–4), 21–40.
- Baier, W. & Robertson, G. W. (1966) A new versatile soil moisture budget. *Can. J. Plant Sci.* **46**(3), 299–315.
- Bisson, J. & Roberge, F. (1983) Prévision des apports naturels: Expérience d'Hydro-Québec, workshop on flow predictions. Toronto: Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE).
- Bredehoeft, J. (2007) It is the discharge. *Ground Water* **45**(5), 523–523.
- Brodie, R. S. & Hostetler, S. (2005) A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs. *Proc. NZHS-IAH-NZSSS 2005 Conf.*, Vol. 28.
- Budyko, M. I. (1974) *Climate and Life. International Geophysical Series, Vol. 18.* Academic Press, New York.
- CEHQ (2010) Développement et application d'une méthodologie menant à la production de débits de base journaliers estimés sur des bassins versants du Québec méridional. Centre d'expertise hydrique du Québec 13 pages.
- Chesnaux, R. (2013) Regional recharge assessment in the crystalline bedrock aquifer of the Kenogami Uplands, Canada. *Hydrol. Sci. J.* **58**(2), 421–436.
- Chesnaux, R., Lambert, M., Walter, J., Fillastre, U., Hay, M., Rouleau, A., Daigneault, R., Moisan, A., Germaneau, D. (2011) Building a geodatabase for mapping hydrogeological features and 3D modeling of groundwater systems: Application to the Saguenay–Lac-St-Jean region, Canada. *Comput. Geosci. Geospatial Cyberinfrastructure for Polar Research Geospatial Cyberinfrastructure for Polar Research* **37**(11), 1870–1882.
- Coes, A. L., Spruill, T. B. & Thomasson, M. J. (2007) Multiple-method estimation of recharge rates at diverse locations in the North Carolina Coastal Plain, USA. *Hydrogeol. J.* **15**(4), 773–788.
- Cousineau, P., Poirier, B., Brouard, E., Amrani, M. E., Roy, D., Walter, J., Lambert, M., Lajeunesse, P. (2014) Rapport Final sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans les territoires municipalisés de la Haute-Côte-Nord et de Charlevoix (Québec) entre 2012 et 2014, 104 pages. Université du Québec à Chicoutimi, Université Laval, Ministères des Ressources naturelles.



- Cronshey, R. (1986) Urban hydrology for small watersheds. US Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, Engineering Division. Technical Release 55, 101 pages.
- Croteau, A. (2006) *Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'aquifère régional transfrontalier du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec et États-Unis*. Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique. 128 pages.
- Croteau, A., Nastev, M. & Lefebvre, R. (2010) Groundwater Recharge Assessment in the Chateauguay River Watershed. *Can. Water Resour. J. Rev. Can. Ressour. Hydr.* **35**(4), 451–468.
- Dam, J. C. van & Feddes, R. A. (2000) Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *J. Hydrol.* **233**(1–4), 72–85.
- Delin, G. N., Healy, R. W., Lorenz, D. L. & Nimmo, J. R. (2007) Comparison of local to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *J. Hydrol.* **334**(1), 231–249.
- Dionne, F.-L., Ciobanas, A. I. & Rousseau, A. N. (2008) *Validation d'un modèle de rayonnement net et comparaison de l'équation d'évaporation d'Hydro-Québec avec le bilan d'énergie thermique de surface*. Québec: INRS-Eau, Terre et Environnement. Rapport de recherche No R-1036. 41 pages.
- Domenico, P. A. & Schwartz, F. W. (1998) *Physical and chemical hydrogeology*, Vol. 44. New York : Wiley. 494 pages.
- Dupuit, A. J. E. J. (1863) Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables: avec des considérations relatives au régime des grandes eaux, au débouché à leur donner, et à la marche des alluvions dans les rivières à fond mobile. Paris : Dunod. 304 pages.
- Eckhardt, K. (2005) How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrol. Process.* **19**(2), 507–515.
- Eckhardt, K. (2008) A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *J. Hydrol.* **352**(1–2), 168–173.
- ESRI ArcGIS 10.1. (2012) Desktop Help. Environmental Systems Research Institute (ESRI) Inc.
- Flint, A. L., Flint, L. E., Kwicklis, E. M., Fabryka-Martin, J. T. & Bodvarsson, G. S. (2002) Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeol. J.* **10**(1), 180–204.
- Fortin, Duchesne, S., Bernier, M., Huang, K. H. & Villeneuve, J.-P. (2007) HYDROTEL, un modèle hydrologique distribué pouvant générer des informations spatialisées détaillées très utiles pour la gestion de bassins versants de tailles diverses. *Actes Journ. Sci. Inter-Réseaux Agence Univ. Francoph. Hanoi Viet Nam Novemb.* 6–7.
- Fortin, Moussa, R., Bocquillon, C. & Villeneuve, J. P. (1995) HYDROTEL, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Rev. Sci. Eau* **8**(1), 97.
- Gogolev, M. I. (2002) Assessing groundwater recharge with two unsaturated zone modeling technologies. *Environ. Geol.* **42**(2-3), 248–258.
- Halford, K. J. & Mayer, G. C. (2000) Problems Associated with Estimating Ground Water Discharge and Recharge from Stream-Discharge Records. *Ground Water* **38**(3), 331–342.
- Hargreaves, G. . (1975) Moisture availability and crop production. *Trans. ASAE.* **18** (5): 0980-0984.
- Healy, R. W. & Cook, P. G. (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol. J.* **10**(1), 91–109.
- Larocque, M., Fortin, V., Pharand, M. C. & Rivard, C. (2010) Groundwater contribution to river flows – using hydrograph separation, hydrological and hydrogeological models in a southern Quebec aquifer. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* **7**(5), 7809–7838.

- Lee, C.-H., Chen, W.-P. & Lee, R.-H. (2006) Estimation of groundwater recharge using water balance coupled with base-flow-record estimation and stable-base-flow analysis. *Environ. Geol.* **51**(1), 73–82.
- Li, Z.-L., Tang, R., Wan, Z., Bi, Y., Zhou, C., Tang, B., Yan, G., et al. (2009) A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. *Sensors* **9**(5), 3801–3853.
- Lim, K. J., Engel, B. A., Muthukrishnan, S. & Harbor, J. (2006) Effects of Initial Abstraction and Urbanization on Estimated Runoff Using Cn Technology1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* **42**(3), 629–643.
- Linsley, R. K., Kohler, M. A. & Paulhus, J. L. H. (1982) *Hydrology for engineers*. McGraw-Hill, 508 pages.
- Mau, D. P. & Winter, T. C. (1997) Estimating Ground-Water Recharge from Streamflow Hydrographs for a Small Mountain Watershed in a Temperate Humid Climate, New Hampshire, USA. *Ground Water* **35**(2), 291–304.
- Meyboom, P. (1961) Estimating ground-water recharge from stream hydrographs. *J. Geophys. Res.* **66**(4), 1203–1214.
- Meyzonnat, G. (2012) Estimation de la vulnérabilité de l'aquifère au roc de la zone Bécancour (Centre-du-Québec). Université du Québec à Montréal. 139 pages.
- Monfet, J. (1979) Évaluation du coefficient de ruissellement à l'aide de la méthode SCS modifiée, Gouvernement du Québec, ministère des Richesse naturelle : Service de l'hydrométrie. 35 pages.
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* **10**(3), 282–290.
- Perrone, J. & Madramootoo, C. A. (1998) Improved curve number selection for runoff prediction. *Can. J. Civ. Eng.* **25**(4), 728–734.
- Nathan, R. J. & McMahon, T. A. (1990) Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resour. Res.* **26**(7), 1465–1473.
- Oudin, L. (2004) *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global* (Thèse). ENGREF (AgroParisTech). 291 pages.
- Penman, H. L. (1948) Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proc. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci.* **193**(1032), 120–145.
- Perrin, C., Michel, C. & Andréassian, V. (2003) Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.* **279**(1–4), 275–289.
- Perrone, J. & Madramootoo, C. A. (1998) Improved curve number selection for runoff prediction. *Can. J. Civ. Eng.* **25**(4), 728–734.
- Pike, J. G. (1964) The estimation of annual runoff from meteorological data in a tropical climate. *J. Hydrol.* **2**(2), 116–123.
- Poirier, C., Fortier Fillion, T.-C., Turcotte, R. & Lacombe, P. (2012) Apports verticaux journaliers estimés de 1900 à 2010 – version 2012. Contribution au Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES), 112 pages.
- Poirier, C., 2012. Estimation préliminaire des débits de base à des sites de stations hydrométriques du Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ). Contribution au Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines (PACES). Présentation power point faite aux équipes PACES, 2012-10-30. Données numériques identifiées sous la version beta\_v2 2012-10-02, déposés sur le site ftp du PACES.
- Poirier, C., T.-C. Fortier Fillion, R. Turcotte et P. Lacombe. 2014. Reconstitution historique des apports verticaux (eaux de fonte et de pluie) de 1900 à 2010 - version 2012. Contribution au Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES), Centre

- d'expertise hydrique du Québec (CEHQ), Direction de l'expertise hydrique, CEHQ, ISBN 978-2-550-71155-1, 99 p.
- Richard, S., Chesnaux, R., Rouleau, A. & Coupe, R. (2014a) Field evidence of hydraulic connections between bedrock aquifers and overlying granular aquifers: examples from the Grenville Province of the Canadian Shield. *Hydrol. Sci. J.* Accepted.
- Richard, S., Chesnaux, R., Rouleau, A. & Coupe, R. (2014b) Estimating the reliability of aquifer transmissivity values obtained from specific capacity data: Examples from the Saguenay-Lac-Saint-Jean aquifers, Canada. *Hydrol. Sci. J.* Accepted.
- Rivard, C., Lefebvre, R. & Paradis, D. (2014) Regional recharge estimation using multiple methods: an application in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Canada). *Environ. Earth Sci.* **71**(3), 1389–1408.
- Rondot, J. (1989) Géologie de la région de Charlevoix. Post-Précambrien Conclus. *Ministère Ressources Naturelles Québec. Qué Rep.* MB 89–21.
- Rorabaugh, M. I. (1964) Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow. *Int. Assoc. Sci. Hydrol.* **63**, 432–441.
- Rutledge, A. T. (1998) Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records: Update, 43. Reston, Virginia: US Department of the Interior, US Geological Survey. Water Resources Investigations Report 98-4148. 43 pages.
- Rutledge, A. T. (2007) Update on the Use of the RORA Program for Recharge Estimation. *Ground Water* **45**(3), 374–382.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W. & Cook, P. G. (2002) Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.* **10**(1), 18–39.
- Schreiber, P. (1904) Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa. *Z Meteorol* **21**(10), 441–452.
- Stephens, D. B. (2009) Also consider the recharge. *Ground Water* **47**(1), 2–3.
- Thorntwaite, C. W. (1948) An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geogr. Rev.* **38**(1), 55.
- Turcotte, R., Fortin, L., Fortin, V., Fortin, J.-P. & Villeneuve, J.-P. (2007) Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Nord. Hydrol.* **38**(3), 211–234.
- Valéry, A. (2010) Modélisation précipitations-débit sous influence nivale. Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. *Agro Paris Tech Paris Fr.* 405 pages.
- Vries, J. J. de & Simmers, I. (2002) Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol. J.* **10**(1), 5–17.
- Woodward, D. E., Hawkins, R. H., Jiang, R., Hjelmfelt, Jr., A. T., Mullem, J. A. Van & Quan, Q. D. (2003) Runoff Curve Number Method: Examination of the Initial Abstraction Ratio. In Proceedings of the World Water and Environmental Resources Congress and Related Symposia. American Society of Civil Engineers Publications, *Philadelphia, PA*. Vol. 10, No. 40685. 308 pages.
- Yin, L., Hu, G., Huang, J., Wen, D., Dong, J., Wang, X. & Li, H. (2011) Groundwater-recharge estimation in the Ordos Plateau, China: comparison of methods. *Hydrogeol. J.* **19**(8), 1563–1575.
- Yuan, Y., Nie, W., McCutcheon, S. C. & Taguas, E. V. (2014) Initial abstraction and curve numbers for semiarid watersheds in Southeastern Arizona. *Hydrol. Process.* **28**(3), 774–783.
- Zhang, L., Dawes, W. R. & Walker, G. R. (2001) Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resour. Res.* **37**(3), 701–708.

### 3. SYNTHÈSE ET CONCLUSION

Cette dernière partie rappelle dans un premier temps l'enjeu et le contexte dans lequel s'insère le projet de maîtrise. Puis les principaux résultats obtenus par la comparaison des méthodes d'estimation de la recharge pour les quatre bassins versants de la région CHCN étudiés sont ensuite résumés et discutés. Enfin recommandations quant à l'application des différentes méthodes.

Estimer la recharge des eaux souterraines constitue un défi majeur dans le but d'assurer une gestion durable des aquifères. Beaucoup de méthodes d'estimation de la recharge sont disponibles. Cependant, il s'agit essentiellement d'approches indirectes entraînant d'importantes incertitudes qui sont de surcroît difficilement quantifiables. L'objectif principal de ce projet de maîtrise était donc de comparer plusieurs méthodes d'estimation de la recharge afin d'obtenir un meilleur degré de confiance sur l'estimation de ce paramètre.

Estimer la recharge régionale ainsi que les zones potentielles de recharge constituent un livrable du projet *PACES-CHCN* 2012-2015 réalisé par l'équipe du *CERM* à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) pour le territoire municipalisé de la région Charlevoix – Haute-Côte-Nord. Une étroite collaboration entre l'équipe du *PACES* et le projet de maîtrise s'est donc mise en place et a fortement contribué à l'avancée des travaux de la maîtrise. Premièrement, la base de données créée par le *PACES* a permis d'obtenir aisément toutes les données nécessaires au projet. Aussi, la procédure d'estimation de la recharge spatiale à partir d'*ArcGIS* a pu être optimisée grâce à l'équipe du *PACES*.

Le choix des méthodes a surtout été contraint par la disponibilité des données dans le temps et dans l'espace. Au final, quatre méthodes ont été appliquées utilisant des

données hydrologiques disponibles à l'échelle de quatre bassins versants de la région *CHCN*, à savoir, trois méthodes basées sur le bilan hydrologique et une méthode de séparation des hydrogrammes.

Les bilans hydrologiques globaux  $BH_1$  et  $BH_2$  ont été réalisés en supposant que :  $AV = ETR + Ru + Re$ . Pour  $BH_1$  les  $AV$  ont été simulés à l'aide du modèle hydrologique et du module de fonte *CemaNeige* alors que pour  $BH_2$  les  $AV$  sont fournis par le *CEHQ* en utilisant le module de fonte de *HYDROTEL* (Poirier *et al.*, 2014). Ces derniers ont la particularité d'être corrigés à partir de relevés nivométriques historiques lorsque ces derniers sont disponibles. La description exhaustive des modèles *GR4J* et *CemaNeige* est fournie à l'annexe A. L'*ETR* a ensuite été calculée à partir de la formule empirique de Budyko (1974) tenant compte des précipitations et de l'*ETP* (elle-même calculée à partir de la formule d'Hydro-Québec; Dionne, 2008). Enfin, le ruissellement est considéré comme étant égal à la différence entre le débit total et le débit de base.

Un bilan hydrologique spatial (pour chaque pixel, 250 m × 250 m),  $BH_3$ , a également été proposé en réalisant le même bilan que  $BH_1$  et  $BH_2$ . Les  $AV$  ainsi que les températures fournis par le *CEHQ* (sous forme vectorielle, à chaque 0,1 degrés de maille) ont été interpolés par krigeage simple isotropique afin d'obtenir des matrices journalières de ces données. L'*ETP* ensuite calculée à chaque pixel à partir des températures (formule d'Hydro-Québec) a permis d'obtenir des valeurs d'*ETR* pour la période estivale seulement. L'étape la plus laborieuse fut de déterminer le ruissellement de surface à partir de la méthode des *Curve Number* tenant compte des caractéristiques physiques des bassins versants (type de dépôt et pente essentiellement). Celle-ci initialement développée par *SCS-USDA* (*United States Department of Agriculture Soil Conservation Service*; Cronshey, 1986) a ensuite été adaptée par Monfet (1979) afin de mieux répondre aux conditions météorologiques, au contexte géologique ainsi qu'au type d'occupation du sol du Québec

méridional. Les premiers tests ont montré que cette méthode sous-estimait largement le ruissellement et donc qu'elle n'était pas adaptée au contexte régional de *CHCN*. Certaines modifications ont donc été apportées, afin d'obtenir des valeurs de ruissellement cohérentes et représentatives de la région étudiée. Une classe de pente ( $>15\%$ ) associée à un ruissellement maximal, a notamment été ajoutée. Aussi, le pourcentage minimal de pluie par rapport au paramètre d'emménagement du sol,  $S$ , requis pour l'amorce du ruissellement, qui semblait trop restrictif, a été fixé à 1% au lieu de 20%. Toutes ces matrices, une fois compilées, ont permis de calculer le bilan hydrologique annuel à chaque pixel pour trois bassins versants pour la période 1989-1992. La démarche d'adaptation de la méthode des *Curve Number* est expliquée en détails à l'annexe B. La recharge potentielle annuelle (ou infiltration) ainsi obtenue a essentiellement permis de distinguer les zones préférentielles de recharge.

Enfin la méthode de séparation des hydrogrammes a permis d'estimer la recharge à l'échelle de chaque bassin versant en supposant que la décharge des eaux souterraines équivaut à la recharge.

D'autres méthodes ont également été testées. Le modèle *HYDRUS* (Šimůnek *et al.*, 2008) en zone non saturée n'a pas permis d'obtenir de résultats concluants. Aussi, le logiciel *RORA*, qui estime la recharge à partir des données de débit, ne semble pas adapté à la région. Cela confirme les résultats d'autres études selon lesquels le logiciel *RORA* (Rutledge, 1998) surestime la recharge (Rutledge & Mesko, 1996; Arnold & Allen, 1999; Chen & Lee, 2003; Sun, 2004; Risser *et al.*, 2005).

Les recharges moyennes annuelles (1975-1995) pour la région *CHCN*, estimées à partir de  $BH_1$  et  $BH_2$  sont semblables, soit 188 et 154 mm respectivement. Ainsi, sur de grandes échelles de temps et d'espace, le processus de sublimation peut être associé à l'évaporation calculée en hiver. Cependant, à une échelle de temps et d'espace plus

raffinée  $Re_{BH1}$  et  $Re_{BH2}$  diffèrent de façon importante. Pour la rivière Du Gouffre, l'écart moyen annuel entre  $Re_{BH1}$  et  $Re_{BH2}$  atteint 104 mm, alors que pour les autres bassins cet écart est moins significatif. De même, en 1983, les valeurs de  $Re_{BH1}$  et  $Re_{BH2}$  sont très différentes (globalement pour tous les bassins versants) alors qu'en 1977 ces valeurs sont très proches. Ces écarts sont ici attribués en partie à la sublimation de la neige en hiver qui est considérée dans le calcul de  $BH_2$  mais pas dans  $BH_1$ .

Les cartes de recharge potentielle estimées par  $BH_3$  (Figure 2.9), montrent que l'infiltration est favorable pour les dépôts de sable et graviers essentiellement présents dans les fonds de vallées ainsi que sur les Hautes Terres en amont du bassin versant de la Malbaie (532 mm/an, en moyenne sur les pixels concernés). Dans ces contextes, le ruissellement de surface est donc presque nul. Au contraire, les dépôts de till, d'argile et le roc affleurant sont plus propices au ruissellement (312 mm/an, en moyenne sur les pixels concernés) et donc peu favorables à l'infiltration (113 mm/an, en moyenne sur les pixels concernés).

Il est admis que la décharge des eaux souterraines se produit essentiellement en période d'étiage (été et hiver). Or, le débit de base estimé par séparation des hydrogrammes est important en période de crue. Ceci est directement lié à la méthode de séparation des hydrogrammes qui considère que le débit de base est élevé lorsque le débit total en rivière est important. Pour remédier à cette incohérence, il convient alors de calculer le débit de base seulement pour la période d'étiage (Juin à Février). La moyenne annuelle de recharge pour cette méthode, 179 mm/an, est très proche des mêmes moyennes estimées par  $Re_{BH1}$  et  $Re_{BH2}$  calculées sur tous les bassins étudiés.

La discussion dans l'article énumère les incertitudes à prendre en compte dans l'estimation de la recharge pour la région *CHCN*. Ces incertitudes sont liées aux hypothèses

simplificatrices des méthodes utilisées mais également à la fiabilité des données climatologiques.

D'après le constat de ces incertitudes, certains points sont à considérer lors de travaux futurs pour l'estimation de la recharge de la région *CHCN*.

- Il faut évaluer au préalable les conditions de recharge en tenant compte du contexte hydro-climatique, des dépôts et de la qualité des données de la région d'étude ciblée, avant tout calcul de la recharge. Ceci permet de choisir les méthodes les plus adaptées au site d'étude ainsi que de prendre du recul quant aux résultats finaux.
- Il faut comparer les résultats avec d'autres études présentant des contextes similaires lorsque ceci est possible.
- Il faut appliquer la méthode de séparation des hydrogrammes en première approche en considérant la période de juin à février seulement.
- Pour une étude à grande échelle de temps et d'espace, il faut utiliser les apports verticaux corrigés par les relevés nivométriques, lorsque ceux-ci sont disponibles. Dans le cas inverse, il est considéré que l'évaporation calculée en hiver. équivaut à la sublimation.
- Les résultats journaliers des bilans hydrologiques ne sont pas représentatifs. Seuls les bilans annuels sont à considérer.
- Pour la méthode des *Curve Number* : il faudrait ajouter une classe de pente (>15 %) associée à un ruissellement maximal. Aussi, il est recommandé de considérer le pourcentage minimal de pluie par rapport au paramètre d'emménagement du sol, *S*, requis pour l'amorce du ruissellement, égal à 1% au lieu de 20%.
- Il faut appliquer des méthodes qui investiguent différentes zones afin de confirmer les résultats obtenus, lorsque les données sont disponibles. La modélisation



numérique en zone vadose permettrait notamment une bonne compréhension de la capacité d'infiltration des couches superficielles des aquifères à nappe libre.

## RÉFÉRENCES

- Anctil, F., Rousselle, J. & Lauzon, N. (2012) *Hydrologie: Cheminements de l'eau*. Presses inter Polytechnique.
- Arnold, J. G. & Allen, P. M. (1999) Automated Methods for Estimating Baseflow and Ground Water Recharge from Streamflow Records1. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* **35**(2), 411–424.
- Bredehoeft, J. (2007) It is the discharge. *Ground Water* **45**(5), 523–523.
- Brodie, R. S. & Hostetler, S. (2005) A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs. *Proc. NZHS-IAH-NZSSS 2005 Conf.*, Vol. 28.
- Budyko, M. I. (1974) *Climate and Life. International Geophysical Series, Vol. 18*. Academic Press, New York.
- CEHQ. (2010) Développement et application d'une méthodologie menant à la production de débits de base journaliers estimés sur des bassins versants du Québec méridional, 13 pages.
- Chen, W.-P. & Lee, C.-H. (2003) Estimating ground-water recharge from streamflow records. *Environ. Geol.* **44**(3), 257–265.
- Chesnaux, R. (2013) Regional recharge assessment in the crystalline bedrock aquifer of the Kenogami Uplands, Canada. *Hydrol. Sci. J.* **58**(2), 421–436.
- Coes, A. L., Spruill, T. B. & Thomasson, M. J. (2007) Multiple-method estimation of recharge rates at diverse locations in the North Carolina Coastal Plain, USA. *Hydrogeol. J.* **15**(4), 773–788.
- Cousineau, P., Poirier, B., Brouard, E., Amrani, M. E., Roy, D., Walter, J., Lambert, M., Lajeunesse, P. (2014) Rapport Final sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans les territoires municipalisés de la Haute-Côte-Nord et de Charlevoix (Québec) entre 2012 et 2014, 104 pages. Université du Québec à Chicoutimi, Université Laval, Ministères des Ressources naturelles.
- Croteau, A., Nastev, M. & Lefebvre, R. (2010) Groundwater Recharge Assessment in the Chateauguay River Watershed. *Can. Water Resour. J. Rev. Can. Ressour. Hydr.* **35**(4), 451–468.
- Cronshey, R. (1986) Urban hydrology for small watersheds. US Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, Engineering Division. Technical Release 55, 101 pages.
- Delin, G. N., Healy, R. W., Lorenz, D. L. & Nimmo, J. R. (2007) Comparison of local to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *J. Hydrol.* **334**(1), 231–249.
- Dionne, F.-L., Ciobanas, A. I. & Rousseau, A. N. (2008) *Validation d'un modèle de rayonnement net et comparaison de l'équation d'évaporation d'Hydro-Québec avec le bilan d'énergie thermique de surface*. Québec: INRS-Eau, Terre et Environnement. Rapport de recherche No R-1036. 41 pages.
- Dupuit, A. J. E. J. (1863) *Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables: avec des considérations relatives au régime des grandes eaux, au débouché à leur donner, et à la marche des alluvions dans les rivières à fond mobile*. Paris : Dunod. 304 pages.
- Flint, A. L., Flint, L. E., Kwicklis, E. M., Fabryka-Martin, J. T. & Bodvarsson, G. S. (2002) Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeol. J.* **10**(1), 180–204.
- Gogolev, M.I., 2002. Assessing groundwater recharge with two unsaturated zone modeling technologies. *Environmental Geology*, **42**(2-3): 248-258.
- Healy, R. W. & Cook, P. G. (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol. J.* **10**(1), 91–109.

- Heppner, C. S., Nimmo, J. R., Folmar, G. J., Gburek, W. J. & Risser, D. W. (2007) Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. *Hydrogeol. J.* **15**(5), 915–927.
- Jie, Z., Heyden, J. van, Bendel, D. & Barthel, R. (2011) Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations. *Hydrogeol. J.* **19**(8), 1487–1502.
- Larocque, M., Fortin, V., Pharand, M. C. & Rivard, C. (2010) Groundwater contribution to river flows – using hydrograph separation, hydrological and hydrogeological models in a southern Quebec aquifer. *Hydrol Earth Syst Sci Discuss* **7**(5), 7809–7838.
- Lee, C.-H., Chen, W.-P. & Lee, R.-H. (2006) Estimation of groundwater recharge using water balance coupled with base-flow-record estimation and stable-base-flow analysis. *Environ. Geol.* **51**(1), 73–82.
- Lefebvre, R., Maltais, I., Paradis, D. & Michaud, Y. (2009) Recharge assessment using daily soil moisture balance and well hydrographs in deltaic unconfined aquifers. *AGU Spring Meet. Abstr.*, Vol. 1, 4 pages.
- Lefebvre, R., Maltais, I., Paradis, D. & Michaud, Y. (2011) Recharge assessment from daily soil moisture balance and well hydrographs, Portneuf unconfined aquifers, Canada, 8. Presented at the Geohydro 2011. 8 pages.
- Lemieux, Y., Tremblay, A. & Lavoie, D. (2003) Structural analysis of supracrustal faults in the Charlevoix area, Quebec: relation to impact cratering and the St-Laurent fault system. *Can. J. Earth Sci.* **40**(2), 221–235.
- Madramootoo, C. A. & Enright, P. (1988) Applicability of the Soil Conservation Service equations for runoff prediction in the Ottawa – St. Lawrence lowlands. *Can. J. Civ. Eng.* **15**(5), 759–765.
- Manghi, F., Mortazavi, B., Crother, C. & Hamdi, M. R. (2009) Estimating Regional Groundwater Recharge Using a Hydrological Budget Method. *Water Resour. Manag.* **23**(12), 2475–2489.
- Missteart, B. D. (2000) Groundwater recharge assessment: a key component of river basin management. Proc Natl. Hydrol. Semin. River Basin Management. (Irish National Committees of the International Hydrology Programme and the International Committee for Irrigation and Drainage). Tullamore, Vol. 21, 52–59.
- Mockus, V. (1964) National Engineering Handbook. Section 4, Chap 21. 127 pages.
- Monfet, J. (1979) Évaluation du coefficient de ruissellement à l'aide de la méthode SCS modifiée, Gouvernement du Québec, ministère des Richesse naturelle : Service de l'hydrométrie. 35 pages.
- Perrin, C., Michel, C. & Andréassian, V. (2003) Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.* **279**(1–4), 275–289.
- Perrone, J. & Madramootoo, C. A. (1998) Improved curve number selection for runoff prediction. *Can. J. Civ. Eng.* **25**(4), 728–734.
- Poirier, C., Fortier Filion, T.-C., Turcotte, R. & Lacombe, P. (2012) Apports verticaux journaliers estimés de 1900 à 2010 – version 2012. Contribution au Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES), 112 pages.
- Richard, S., Chesnaux, R., Rouleau, A. & Coupe, R. (2014b) Estimating the reliability of aquifer transmissivity values obtained from specific capacity data: Examples from the Saguenay-Lac-Saint-Jean aquifers, Canada. *Hydrol. Sci. J.* Accepted.
- Richards, L.A., (1961) Advances in soil physics, *Trans. Int. Congr. Soil Sci.*, 7th, vol. 1, p. 67-69.
- Risser, D. W., Conger, R. W., Ulrich, J. E. & Asmussen, M. P. (2005) Estimates of ground-water recharge based on streamflow-hydrograph methods: Pennsylvania. *U.S Geological Survey Open-File Report* 2005-1333, 30 pages.

- Risser, D. W., Gburek, W. J. & Folmar, G. J. (2009) Comparison of recharge estimates at a small watershed in east-central Pennsylvania, USA. *Hydrogeol. J.* **17**(2), 287–298.
- Rivard, G. (2011) Guide de gestion des eaux pluviales. ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs (MDDEFP) et le ministère des Affaires municipales, des Régions et de l'Occupation du territoire (MAMROT), 86 pages.
- Rivard, C., Lefebvre, R. & Paradis, D. (2014) Regional recharge estimation using multiple methods: an application in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Canada). *Environ. Earth Sci.* **71**(3), 1389–1408.
- Rondot, J. (1989) Géologie de la région de Charlevoix. Post-Précambrien Conclus. *Ministère Ressources Naturelles Québec. Qué Rep.* MB 89–21.
- Rutledge, A. T. & Mesko, T. O. (1996) Estimated hydrologic characteristics of shallow aquifer systems in the Valley and Ridge, the Blue Ridge, and the Piedmont physiographic provinces based on analysis of streamflow recession and base flow. *U.S Geological Survey professional paper.* I19.16:1422-B. 34 pages.
- Rutledge, A.T., 1998. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow records: Update. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Sanford, W. (2002) Recharge and groundwater models: an overview. *Hydrogeol. J.* **10**(1), 110–120.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W. & Cook, P. G. (2002) Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.* **10**(1), 18–39.
- Šimůnek, J., M. Šejna, H. Saito, M. Sakai, and M. Th. van Genuchten, 2008. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, Version 4.0x, *Hydrus Series 3*, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, CA, USA.
- Sophocleous, M. A. (1991) Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects. *J. Hydrol.* **124**(3–4), 229–241.
- Stephens, D.B., 2009. Also Consider the Recharge. *Ground water*, **47**(1) : 2-3
- Sun, H. (2004) Estimating the fate of precipitation from stream discharge: a case study in New Jersey. *Bull. N. J. Acad. Sci.* **49**(2), 9–15.
- Valéry, A. (2010) Modélisation précipitations-débit sous influence nivale. Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. *Agro Paris Tech Paris Fr.* 405 pages.
- Vries, J. J. de & Simmers, I. (2002) Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol. J.* **10**(1), 5–17.
- Woodward, D. E., Hawkins, R. H., Jiang, R., Hjelmfelt, Jr., A. T., Mullem, J. A. Van & Quan, Q. D. (2003) Runoff Curve Number Method: Examination of the Initial Abstraction Ratio. In Proceedings of the World Water and Environmental Resources Congress and Related Sympos. American Society of Civil Engineers Publications, *Philadelphia, PA*. Vol. 10, No. 40685. 308 pages.
- Yin, L., Hu, G., Huang, J., Wen, D., Dong, J., Wang, X. & Li, H. (2011) Groundwater-recharge estimation in the Ordos Plateau, China: comparison of methods. *Hydrogeol. J.* **19**(8), 1563–1575.

ANNEXE A  
*GR4J et CemaNeige*

### Le modèle hydrologique GR4J

Le modèle *GR4J* (Génie Rural à 4 paramètres Journaliers), a été développé par l'*IRSTEA* (Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture). Il s'agit d'un modèle global à réservoirs à 4 paramètres :

- $X_1$  : Capacité du réservoir de production (mm)
- $X_2$  : Coefficient d'échanges souterrains (mm)
- $X_3$  : Capacité à un jour du réservoir de laminage (mm) (parfois également appelé « routage », du terme anglais « routing »).
- $X_4$  : Temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1 (jours)

Les données météorologiques moyennes journalières du bassin versant étudié nécessaires au fonctionnement du modèle sont la précipitation totale (pluie et neige en mm), les températures moyenne, minimale et maximale, l'évapotranspiration journalière ainsi que le débit journalier à l'exutoire du bassin versant sous forme de lame d'eau (mm).

Les différentes étapes de calcul réalisées par *GR4J* sont les suivantes et sont illustrées sur la Figure A.1.

1. L'*ETP* est d'abord soustraite à la précipitation. La précipitation et l'évapotranspiration nettes  $P_n$  et  $E_n$  sont alors déterminées par :

$$\text{Si } P \geq ETP \text{ alors } P_n = P - ETP \text{ et } E_n = 0 \quad (15)$$

$$\text{Si } P \leq ETP \text{ Alors } P_n = 0 \text{ et } E_n = ETP - P \quad (16)$$

2. Dans le cas où  $P_n \geq 0$ , une partie  $P_s$  de  $P_n$  alimente le réservoir de production

$$P_s = \frac{P_n \times (1 - (\frac{S}{X_1})^2)}{1 + P_n (1 + \frac{S}{X_2})} \quad (17),$$

où  $X_1$  représente la capacité maximum du réservoir et  $S$  le niveau du réservoir

3. Inversement, si  $E_n \geq 0$ , l'évaporation  $E_s$  est retirée du réservoir de production

$$Es = \frac{En \times \frac{S}{X_2} \times (2 - \frac{S}{X_2})}{1 + \frac{En}{X_2} \times (2 - \frac{S}{X_2})} \quad (18)$$

4. La quantité d'eau qui atteint finalement le laminage du modèle,  $pr$ , est définie par la quantité d'eau qui percole à partir du réservoir,  $perc$ , auquel on ajoute la pluie efficace ( $Pn - Ps$ )

$$Perc = S - \left( S^{-4} + \left( \frac{9}{4} \times X_2 \right)^{-4} \right)^{-\frac{1}{4}} \quad (19)$$

$$Pr = perc + (Pn - Ps) \quad (20)$$

5.  $Pr$  est ensuite séparé en deux composantes d'écoulement afin de représenter à la fois les écoulements rapides attribuables à l'écoulement dans le réseau hydrographique et les écoulements plus lents attribuables au ruissellement de surface et subsurface. 90% est laminé par un hydrogramme unitaire et un réservoir de routage tandis que 10% correspond à un écoulement pseudo direct qui est laminé par un hydrogramme unitaire seulement. L'hydrogramme unitaire permet d'appliquer un retard progressif est à ces deux composantes qui tient compte du temps de réponse du bassin versant. Ces deux composantes sont retardées par les hydrogrammes unitaires  $UH_1$  et  $UH_2$  respectivement, et dépendent de  $X_4$ .
6. Puis, les écoulements rapide (10% de l'eau disponible) atteignent le laminage pour donner  $Qd$
7. Après avoir été retardée, la composante lente (90% de l'eau disponible) transite à travers un réservoir du laminage du modèle. Cette vidange est notée  $Qr$ .
8. Le paramètre  $X_2$  permet de tenir compte de potentiels échanges souterrains, définis par le terme  $F$ . Ceci permet d'ajuster le bilan d'eau du bassin versant et éventuellement de compenser les incohérences entre la précipitation et le débit.
9. Le débit total  $Q$  est alors défini par :

$$Q = Q_r + Q_d \quad (21)$$

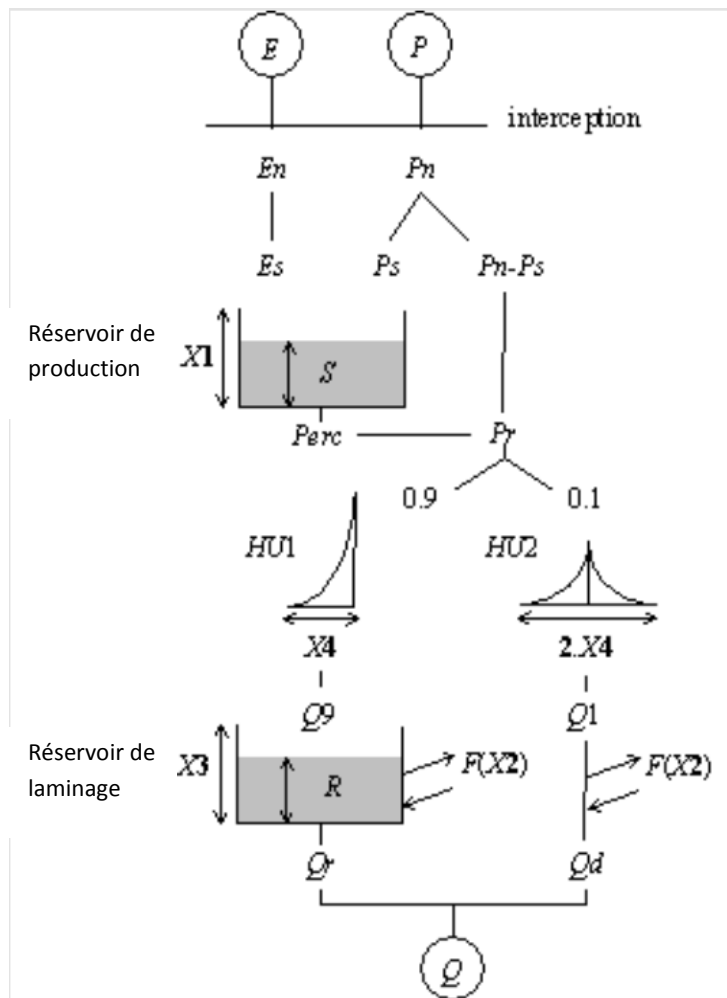


Figure A.1 Schémas de production du modèle GR4J. Tiré de Perrin 2003

#### Le module de fonte CemaNeige

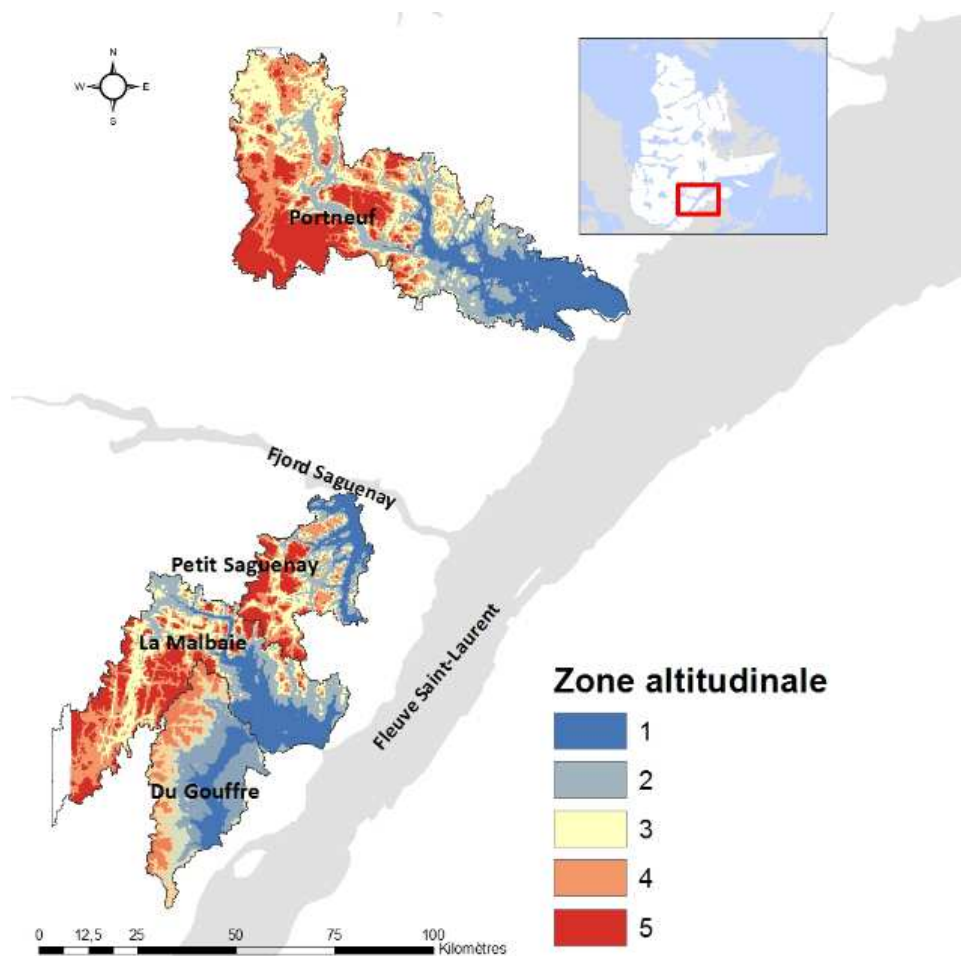
Ce module de fonte a été mis au point au cours des travaux de thèse de Valéry (2010) dans le but d'améliorer la modélisation des débits à l'exutoire des bassins versants influencés par la neige. *CemaNeige* permet de simuler l'évolution du couvert neigeux sur un bassin versant, et d'en estimer la fonte. Les travaux de Valéry (2010) ont permis de tester ce modèle avec plusieurs modèles hydrologiques globaux, dont le modèle GR4J. *CemaNeige*



comprend deux paramètres libres optimisés simultanément avec les quatre paramètres du modèle hydrologique *GR4J* :

- Le facteur de fonte  $K_f$ , (en mm/°c) compris entre 2 et 6 mm/°c
- Le coefficient de pondération de l'état thermique du manteau neigeux  $C_{TG}$  compris en 0 et 1.

Une fois l'optimisation réalisée avec *GR4J*, le module *CemaNeige* peut être lancé. Pour ce faire, le bassin versant étudié doit au préalable être divisé en cinq zone altitudinales d'égales surfaces, afin d'extraire les valeurs médianes d'altitudes de chacune des zones ( $Z_{med\_BV}$ , Figure A.2). *CemaNeige* utilise cette division en cinq zones pour tenir compte de l'influence de l'altitude dans l'accumulation et la fonte de neige. La zone 1 correspond aux plus faibles latitudes tandis que la zone 5 regroupe les altitudes les plus élevées.



**Figure A.2 Découpage des bassins versants en cinq zones altitudinales**

Ceci permet de tenir compte des gradients orographiques ainsi que d'obtenir une meilleure estimation de l'évolution différenciée du manteau neigeux en fonction de l'altitude.

Cinq paramètres supplémentaires sont ensuite à fixer :

- *QNBV* : Le cumul annuel moyen de neige (mm), calculé à partir des informations climatiques disponibles.

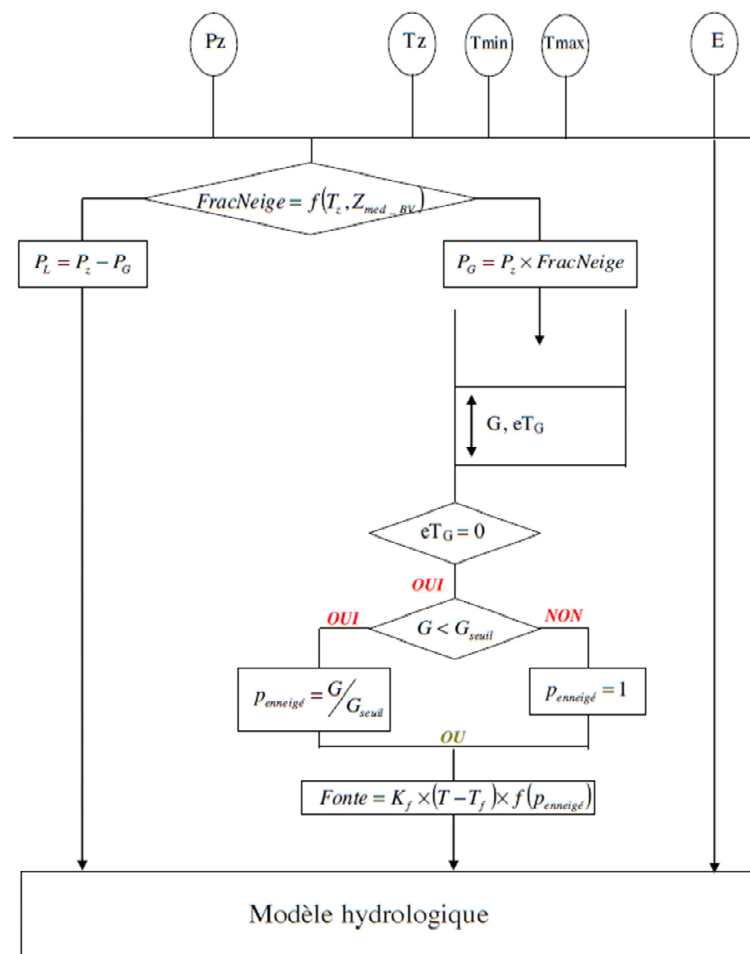
- *Beta* : La correction altitudinale de précipitation ( $\text{m}^{-1}$ ). Ce paramètre est initialement fixé à 0. La période de chauffe permettra ensuite de le calibrer.
- *Theta* : Le gradient altitudinal de température fixé à  $0,6 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$  (correspondant au gradient de température annuel moyen entre le pied et le sommet du mont Valin.
- *Tf* : La température de fonte souvent fixée à  $0^{\circ}\text{C}$ .
- *Vmin* : Le pourcentage de *Kf* correspondant à la vitesse de fonte minimale. La valeur par défaut proposée par Valéry (2010) est 0,1.

Les principales étapes réalisées par le module *CemaNeige* sont présentées ci-dessous et illustrées sur la Figure A.3.

1. Les données de précipitations ( $P_z$ ) et de températures ( $T_z$ ,  $T_{min}$  et  $T_{max}$ ) sont d'abord extrapolées à chaque bande d'altitude, notée  $Z$ , en fonction des facteurs de correction altitudinaux *Beta* et *Theta*, respectivement pour la précipitation et la température.
2. Les précipitations liquides et solides ( $P_L$  et  $P_G$  respectivement) sont ensuite différenciées suivant l'altitude médiane du bassin versant pour chaque zone d'altitude.
3. Dans chaque zone, la fraction solide des précipitations alimente un réservoir de neige ou le manteau neigeux ( $G$ ). L'état thermique du manteau, duquel dépend le rythme de fonte, est également calculé ( $eT_G$ ).
4. Une fonction de transfert permet de calculer la lame de fonte écoulee, issue du stock de neige. Cette quantité d'eau est intégrée au modèle en plus de la fraction liquide des précipitations. Une lame potentielle de fonte est d'abord calculée selon la méthode degré-jour, à partir de l'état thermique du manteau et de la température. La surface enneigée et la vitesse de fonte minimum permettent enfin

d'estimer la fonte effective. La lame de fonte est ensuite soustraite au stock de neige pour l'actualiser.

5. Enfin, la combinaison de la fraction liquide et de la lame de fonte donne la lame d'eau transmise au modèle hydrologique.



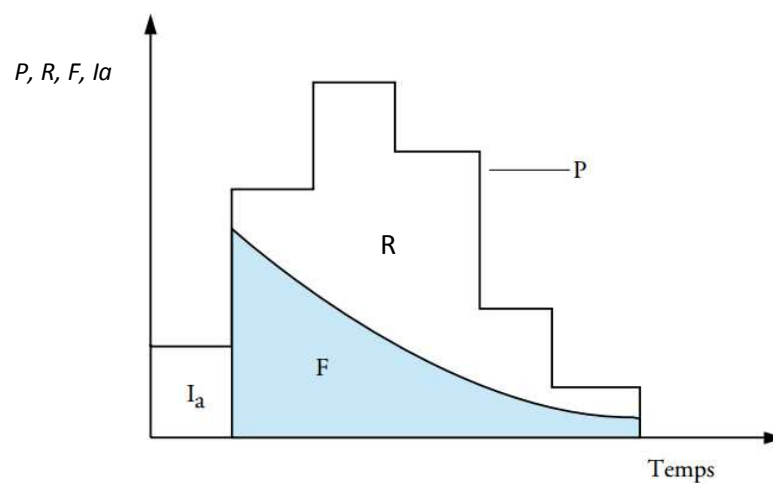
**Figure A.3** Etapes de calculs réalisées par CemaNeige. Tiré de Valéry, 2010

### *ANNEXE B*

La méthode des *Curve Number* : de la version originale à son adaptation pour la région *CHCN*.

Le ruissellement est défini par la méthode des « Curve Number » initialement développée par le *SCS-USDA (United States Department of Agriculture Soil Conservation Service)*. Cette méthode a d'abord été utilisée pour évaluer les impacts des différentes cultures agricoles sur le ruissellement et appliquée sur de petits bassins versants agricoles (, (Cronshey 1986). Elle s'est ensuite étendue aux milieux urbains et forestiers. La détermination du *Curve Number (CN)* ou numéro de courbe est basée sur des informations prenant en compte le type de sol (nature, granulométrie, texture, capacité d'infiltration) et son occupation (végétation, culture).

La méthode *SCS-CN* a été développée de façon empirique à partir d'études de terrain menées aux Etats-Unis (Perrone & Madramootoo, 1998). Cette méthode s'appuie sur le concept que les précipitations totales tombant sur un bassin peuvent être subdivisées en trois composantes principales : le ruissellement direct,  $R$ , la rétention d'eau dans le bassin,  $F$ , et les pertes initiales par infiltration,  $I_a$ , (Mockus, 1964, Figure B.1).



**Figure B.1 Séparation de la pluie,  $P$ , en ruissellement,  $R$ , pertes initiales,  $I_a$  et les pertes par rétention,  $F$ . Tiré de Rivard (2011)**

Le modèle analytique est le suivant :

$$\frac{F}{S} = \frac{R}{P - I_a} \quad (22),$$

Avec  $F$  la rétention d'eau dans le bassin (en mm),  $S$  la rétention potentielle maximale au début de l'événement (en mm),  $R$  le ruissellement (en mm),  $P$  la précipitation totale ou le ruissellement potentiel maximal en mm et  $I_a$  l'Infiltration initiale (en mm).

Pour satisfaire le concept de conservation de la masse :

$$F = (P - I_a) - Q \quad (23)$$

En substituant  $F$  dans l'équation (22) on obtient donc :

$$R = \frac{P^2}{P+S} = \frac{(P-I_a)^2}{(P-I_a)+S} \quad (24)$$

La remise en cause de la procédure repose en majeure partie sur cette relation où  $I_a/S = 0,2$ . Le document d'origine n'explique pas comment cette relation a été élaborée.

La méthode originale a été modifiée par Monfet (1976) afin de mieux répondre aux conditions météorologiques, au contexte géologique ainsi qu'au type d'occupation du sol du Québec méridional. En effet, des études ont montré que la méthode américaine a tendance à sous-estimer le ruissellement pour des études menées sur les Basses-Terres du Saint-Laurent (ex. Madramootoo & Enright, 1988). Le contexte québécois est caractérisé par un réseau de drainage dense et développé et par des précipitations importantes. Ceci tend à maintenir un niveau de nappe élevé favorable au ruissellement sur surface saturée, notamment durant la période de fonte des neiges (Monfet, 1979).

Monfet (1979) a tout d'abord modifié la charte en regroupant les cultures et autres utilisations du sol pour ainsi obtenir quatre classes distinctes : culture intensive, culture extensive, boisée, zone résidentielle et commerciale (Figure B.2).

	Pente	Condition hydrologique	Classe de sol			
			A	B	C	D
Culture intensive	< 3%	pauvre	63	74	80	82
		bonne	60	70	78	81
	3-8%	pauvre	65	76	84	88
		bonne	63	75	83	87
	> 8%	pauvre	72	81	88	91
		bonne	67	78	85	89
Culture extensive	< 3%	pauvre	39	61	74	80
		bonne	25	40	70	78
	3-8%	pauvre	49	69	79	84
		bonne	39	61	74	80
	> 8%	pauvre	68	79	86	89
		bonne	49	69	79	84
Boisé	< 3%	pauvre	25	55	70	77
		bonne	22	53	65	74
	3-8%	pauvre	41	63	75	81
		bonne	25	55	70	77
	> 8%	pauvre	47	68	80	84
		bonne	41	63	75	81
Résidentielle, commerciale	dense		73	83	88	90
	peu dense		59	74	82	86
A- Gravier et sables grossiers						
B- Sables moyens et fins						
C- Sables fins et sables limoneux et argiles perméables						
D- Argiles lourdes et argiles minces						

**Figure B.2 Classification des types de sols selon Monfet 1976**

La topographie joue un rôle important dans le processus de ruissellement. La prise en compte de ce paramètre constitue l'une des plus grandes modifications de la méthode de Monfet (1979). Pour des terrains dont la pente est située entre 3 et 8%, des conditions moyennes sont attribuées. Pour des pentes supérieures à 8% les conditions les plus



extrêmes sont considérées, et correspondent à un *CN* élevé et donc à un ruissellement important. Enfin une pente inférieure à 3% propice à l'infiltration, témoigne d'un *CN* plus faible (Figure B.2). La classe *AMC* (*Antecedant Moisture Condition*) attribuée correspond à une valeur d'*API* (qui varie également selon les saisons. En effet Monfet (1979) souligne le fait que pour une même valeur d'*API* (*Antecedant Precipitation index*) en février ou en juillet, la capacité d'infiltration ou de ruissellement du sol sera différente. L'évapotranspiration, plus importante en été, a pour effet d'assécher le sol. Cet indice constitue également une modification importante de la méthode américaine amenée par Monfet. Un graphique reliant l'*AMC*, l'*API* et la saison a été développé par Monfet (1979) (Figure B.3).

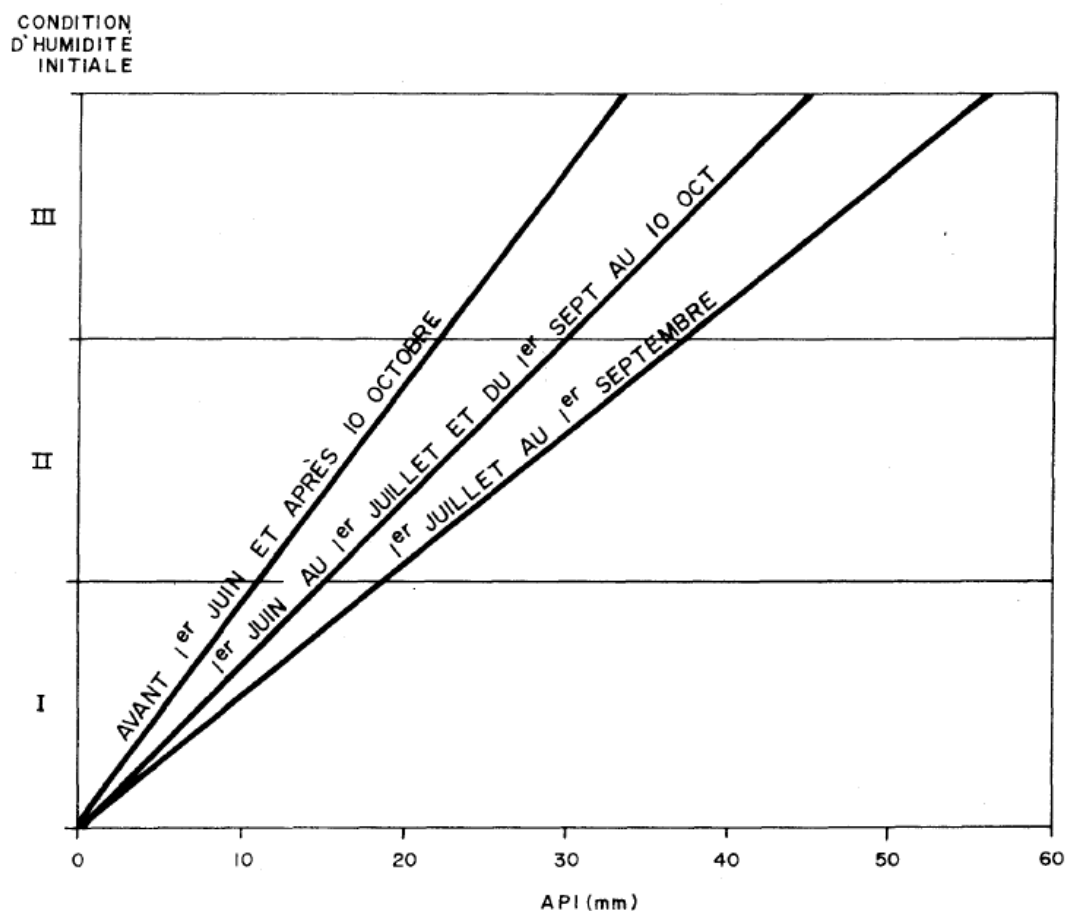


Figure B.3 Classement des événements selon l'indice API et la saison. D'après Monfet, 1979

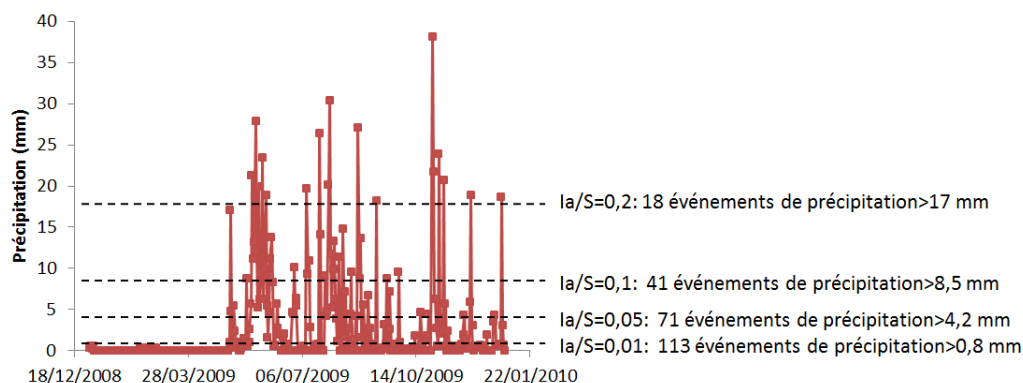
Malgré les modifications apportées par Monfet (1979) pour répondre au contexte québécois d'autres corrections ont été ajoutées en tenant compte du contexte hydro-climatique et de la physiographie de la région *CHCN*.

Premièrement, les classes définies selon la pente du terrain introduites par Monfet (1979) se situait entre 3% et 8%. Or, dans la région *CHCN*, la majorité du territoire possède des pentes supérieures à 8%. Une nouvelle classe a donc été ajoutée (>15%) pour laquelle le ruissellement est considéré maximal quel que soit le type de dépôt.

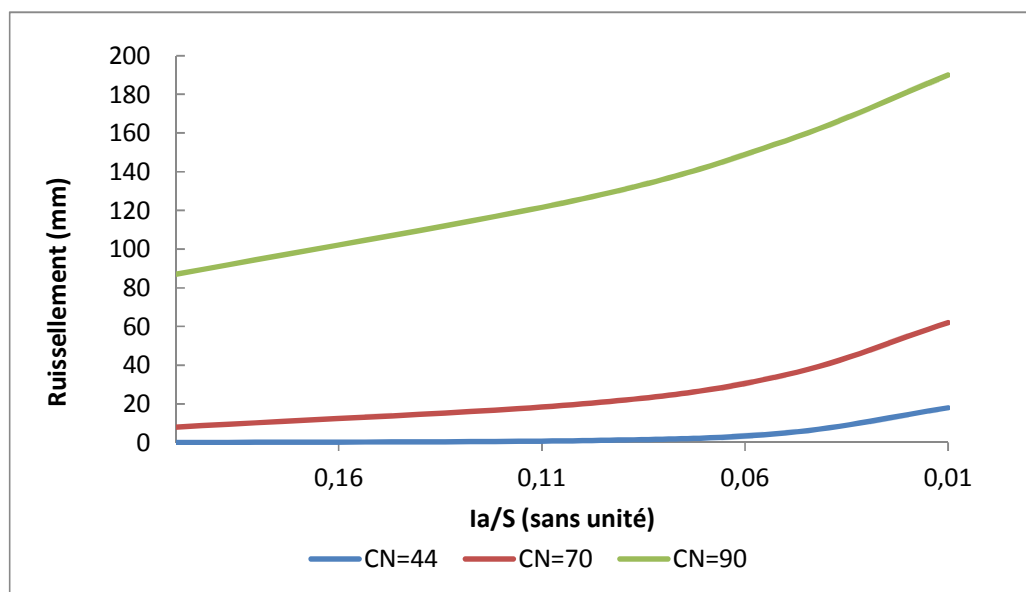
Aussi, une analyse de sensibilité a été effectuée concernant le coefficient  $Ia/S$ , initialement fixé à 20% selon la méthode originale (Cronshey, 1986). Ce coefficient constitue une condition pour que le ruissellement soit calculé. Si l'événement de précipitation est inférieur à 20% de  $S$ , alors le ruissellement est nul.

Dans la méthode initiale ( $Ia/s = 0.2$ ), pour un  $CN$  de 75, seulement 18 événements sont supérieurs au seuil (Figure B.4). De plus, le ruissellement représente seulement une part de ces précipitations. Sur l'année 2009, cela correspond à 106 mm soit 10% des précipitations totales sur la région *CHCN*. Ce coefficient initialement défini est donc très restrictif, et entraîne une sous-estimation du ruissellement. En diminuant ce coefficient, le ruissellement augmente alors que la recharge diminue de la même manière.

La Figure B.5 montre que ce coefficient joue un rôle majeur sur la capacité de ruissellement des sols et ceci d'autant plus que le  $CN$  est élevé. Or, 80% des  $CN$  sur toute la région sont compris entre 83 et 90.



**Figure B.4 Nombre d'événement de précipitation entraînant un ruissellement selon le rapport  $la/S$ . Exemple pour le bassin versant de la Malbaie concernant l'année 2009**



**Figure B.5 Analyse de sensibilité du rapport  $la/S$  sur le CN**

Le calcul du ruissellement est réalisé avec l'outil *ArcGIS* pour chaque polygone de dimension 250 m par 250 m pour chaque événement de précipitation ou de fonte de neige (AV) et ensuite moyenné pour le bassin versant entier. Ceci constitue une amélioration importante de la méthode puisque Monfet a calculé le ruissellement à partir d'un CN global unique pour chaque bassin versant. Cette approche biaise les résultats. Il paraît plus juste de calculer le ruissellement à chaque polygone présentant un CN différent.

Le ruissellement est également déterminé sur toute l'année hydrologique de 1988 à 1992 pour chaque évènement d'AV qui participe au ruissellement. Dans son étude, Monfet (1979) a étudié la période estivale seulement.

**CONDITIONS RELATIVES À L'UTILISATION DE DONNÉES TRANSMISES  
PAR LE CENTRE D'EXPERTISE HYDRIQUE DU QUÉBEC**

**1. Identification du demandeur :**

Romain Chesnaux, ing., Ph.D.

Professeur (spécialité : Hydrogéologie)

Université du Québec à Chicoutimi

Centre d'étude sur les ressources minérales

Groupe de recherche « Risque Ressource Eau » (R2eau)

Bureau : P-3040 Téléphone au bureau : (418) 545-5011 poste : 5426

Courriel : romain\_chesnaux@uqac.ca

**2. Description de la demande**

Utilisation des données d'apports verticaux « AV » issues de la banque de données « Apports verticaux – Avril 2012 »\* calculés au pas de temps 24h pour l'historique 1900-2010 par le CEHQ dans le cadre du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) des régions de Charlevoix et de la Haute-Côte-Nord.

Contexte :

Les A.V. seront fournis pour le projet de maîtrise de Maryline Huet codirigée par les professeurs Chesnaux et Marie-Amélie Boucher de l'UQAC. Le projet de Mme Huet porte sur l'évaluation de la recharge des aquifères des régions de Charlevoix et de la Haute-Côte-Nord. C'est dans ce contexte que sont entre autres données utilisées les A.V. fournis par le CEHQ pour ces deux régions. Mme Huet a produit un mémoire de maîtrise qui contient un article qui sera publié dans une revue scientifique de calibre international.

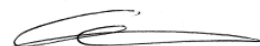
\* Poirier, C., Fortier Filion, T.C., Turcotte, R., Lacombe, P. (2012). Apports verticaux journaliers estimés de 1900 à 2010 – version 2012. Contribution au Programme

d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES). Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ), Direction de l'expertise hydrique. 90 p.

### **3. Conditions relatives à l'utilisation de données**

1. L'information que nous vous faisons parvenir peut être confidentielle. Elle est adressée exclusivement au demandeur et ne peut être utilisée que dans le cadre de la demande décrite plus haut. À la fin des activités décrites dans la demande, l'information devra être détruite. Toute autre utilisation devra faire l'objet d'une nouvelle demande de la part du demandeur.
2. Le demandeur prendra toutes les précautions raisonnables pour éviter que soit divulguée intentionnellement ou non à des tiers l'information que lui aura été transmise.
3. Le demandeur s'engage à ne pas faire de copies de l'information qui lui est transmise sans obtenir au préalable l'autorisation du Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ).
4. Le CEHQ ne peut d'aucune manière être tenue responsable de l'utilisation qui est faite par quiconque des données transmises au demandeur. Le CEHQ ne peut pas non plus être tenu responsable des erreurs que pourraient comporter ces données, ou des dommages, pertes ou dépenses directs ou indirects que l'utilisation de ces données pourrait occasionner.
5. Dans le cas où l'information fournie servirait à la préparation d'un manuscrit pour soumission pour publication scientifique, le CEHQ souhaite prendre connaissance du manuscrit avant sa soumission et souhaite pouvoir être inclus dans la liste des auteurs s'il juge sa contribution significative.

### **4. Signature**



Romain Chesnaux

Date : Le 5 avril 2015