

Record Number: 18920
Author, Monographic: Ouarda, T. B. M. J.//Faucher, D.//Coulibaly, P.//Bobée, B.//Hoang, V. D.//Cantin, J. F.
Author Role:
Title, Monographic: Correction du débit en présence d'un effet de glace : étude de faisabilité pour le développement d'un logiciel

Translated Title:
Reprint Status:
Edition:
Author, Subsidiary:
Author Role:
Place of Publication: Québec
Publisher Name: INRS-Eau
Date of Publication: 2000
Original Publication Date: Mars 2000
Volume Identification:
Extent of Work: iii, 75
Packaging Method: pages
Series Editor:
Series Editor Role:
Series Title: INRS-Eau, rapport de recherche
Series Volume ID: 559
Location/URL:
ISBN: 2-89146-337-4
Notes: Rapport annuel 1999-2000
Abstract: Chaire Hydro-Québec / CRSNG en hydrologie statistique
Call Number: R000559
Keywords: rapport/ ok / dl

***Correction du débit en présence d'un effet
de glace; étude de faisabilité pour le
développement d'un logiciel***

Rapport de recherche No R-559

Mars 2000

CORRECTION DU DÉBIT EN PRÉSENCE D'UN EFFET DE GLACE; ÉTUDE DE FAISABILITÉ POUR LE DÉVELOPPEMENT D'UN LOGICIEL

Rapport préparé à l'attention de :

Monsieur Yvon Gosselin
Direction du milieu hydrique
Ministère de l'Environnement du Québec
150 , boulevard René -Lévesque Est , 9^e étage
Québec (Québec) G1R 4Y1

et

Monsieur Jean-François Cantin
Environnement Canada
Direction de l'Environnement Atmosphérique
Division Monitoring et Technologies, Services Hydriques
1141 route de l'église, CP 10100, Sainte-Foy, Québec, G1V4H5

par

Taha B.M.J. Ouarda
Dany Faucher
Paulin Coulibaly
Bernard Bobée

en collaboration avec

Van-Diem Hoang
Jean-François Cantin

Chaire Hydro-Québec/CRSNG en Hydrologie Statistique
Institut National de la Recherche Scientifique, INRS-Eau
2800, rue Einstein, C.P. 7500, Sainte-Foy (Québec) G1V 4C7

Rapport de recherche No R-559
ISBN : 2-89146-337-4

Mars 2000

ÉQUIPE DE RECHERCHE

Ont participé à la réalisation de cette étude:

Chaire en Hydrologie Statistique
Institut National de la Recherche Scientifique, INRS-Eau

Taha B.M.J. Ouarda
Dany Faucher
Paulin Coulibaly
Bernard Bobée

Environnement Canada

Jean-François Cantin
Raymond Bourdages
Dapei Wang
Stuart Hamilton
Guy Morin
Michel Frigon
André Bouchard

Ministère de l'Environnement et de la Faune

Van Diem Hoang
Gilles Barabé
Roger Dumont

Table de matières

Avant Propos	iii
1 Introduction	4
1.1 Problématique	4
1.2 Importance de la correction du débit	5
1.3 Méthodologie	5
2 Étude critique de l'approche utilisée présentement	8
3 Revue de littérature	14
3.1 Introduction	14
3.2 Méthodes subjectives	15
3.2.1 Récession du débit (Recession curve)	15
3.2.2 Rapport de débit (K-factor)	16
3.2.3 Courbe du remous (Backwater shift)	18
3.2.4 Information hydrologique/climatique (Hydrographic/climatic comparison)	19
3.2.5 Interpolation du débit (Interpolated discharge)	20
3.2.6 Débit ajusté (Adjusted discharge)	21
3.2.7 Hauteur d'eau effective (Effective gauge height)	22
3.3 Méthodes analytiques	23
3.3.1 Méthodes subjectives modifiées	23
3.3.2 Courbe de remous modifiée (Modified backwater method)	25
3.3.3 Courbe de tarage ajustée (Adjusted rating curve)	26
3.3.4 Facteur d'ajustement de glace (Ice-adjustment factor)	28
3.3.5 Débit en conduite fermée (Pipe flow)	31
3.3.6 Indice de vitesse (Index velocity)	32
3.3.7 Régression multiple (Multiple regression)	34
3.3.8 Filtre de Kalman (Kalman filter)	38
3.3.9 Modèles de réseaux de neurones artificiels (RNA)	45
3.4 Études comparatives	49

4 Application au cas d'étude	52
4.1 Introduction	52
4.2 Régression multiple	52
4.3 Filtre de Kalman	56
4.4 Modèles neuronaux identifiés	59
5 Conclusions	64
5.1 Conclusions	64
5.2 Pistes de recherche future	67
6 Bibliographie	70

Avant-Propos

Cette étude a été réalisée dans le cadre d'un contrat accordé par Environnement Canada et par le Ministère de l'Environnement du Québec et traitant de la correction du débit de rivières durant la période hivernale caractérisée par la présence d'un effet de glace. Les auteurs du rapport tiennent à exprimer leur reconnaissance à MM. Jean-François Cantin et Van-Diem Hoang pour leurs commentaires et leurs réflexions, lors des réunions tenues conjointement au cours de la réalisation de ce travail, ainsi que pour avoir suivi de très près le déroulement des travaux. Les auteurs tiennent particulièrement à remercier M. Raymond Bourdages pour avoir fourni la majorité des données utilisées dans cette étude. Les auteurs veulent également remercier MM. Gilles Barabé, Dapei Wang, Stuart Hamilton, Guy Morin, Michel Frigon, Roger Dumont et André Bouchard pour leur précieuse collaboration.

1 Introduction

1.1 Problématique

Pour assurer une bonne gestion des ressources hydriques, et un développement durable dans les secteurs associés à l'eau, il est nécessaire de posséder une base de données hydrométriques fiable et de bonne qualité. Cependant, les séries de débits de rivières correspondant à la période hivernale sont souvent de qualité inférieure à celle correspondant au reste de l'année. En effet, une proportion importante des rivières québécoises et canadiennes sont affectées par l'effet de glace ; i.e le débit estimé par la courbe de tarage ne correspond pas au débit réel dans la rivière à cause de la présence de glace dans la rivière (glace de surface, glace de fond, glace en aiguilles, etc.). La courbe de tarage définit la relation entre le niveau d'eau dans une section transversale et le débit correspondant. En général, elle est construite dans une section stable de la rivière à partir de plusieurs observations niveau-débit. Idéalement, ces observations doivent inclure des valeurs extrêmes pour assurer la bonne extrapolation de la courbe. Cependant cette courbe de tarage ne peut pas être représentative de la période hivernale à cause du changement de la section d'écoulement même et des conditions très variables qui peuvent exister quand l'écoulement est affecté par la présence de glace.

Pour remédier à cette situation, le Ministère de l'Environnement et de la Faune du Québec (MEQ) et Environnement Canada (EC) effectuent généralement des jaugeages durant la période de présence de glace pour estimer le débit réel qui s'écoule dans les rivières. Ensuite, les débits pendant le reste de la période hivernale sont corrigés par interpolation tout en tenant compte des événements pluvieux ou des réchauffements de température qui peuvent avoir eu lieu ainsi que du comportement hydrologique des autres rivières de la région. Cette approche mène généralement à des résultats satisfaisants mais risque d'introduire des erreurs assez importantes

lors de fonte hivernale, embâcles de glace, etc. En effet, l'approche adoptée présentement consiste à interpoler les deux ou trois jaugeages d'hiver pour chaque station, pour reconstituer les débits de toute la période hivernale. Cette approche est caractérisée par sa subjectivité et sa non reproductibilité. En plus cette approche n'est appliquée que durant le printemps, et donc ne permet pas d'estimer les débits de rivières sur une base journalière durant la période hivernale

1.2 Importance de la correction du débit :

L'importance d'effectuer une bonne correction du débit en présence d'un effet de glace est illustrée par l'impact économique des estimations de débits durant la période hivernale. En effet, le débit durant la période hivernale est de plusieurs ordres de grandeur inférieur à celui de la période printanière et estivale. Une erreur dans l'estimation du débit hivernal risque alors d'être critique et d'avoir des conséquences fâcheuses pour la faune aquatique qui devient extrêmement vulnérable durant cette période. De plus, la dilution et la dispersion des effluents acquièrent une importance encore plus grande durant cette période à cause des faibles débits dans les rivières.

D'autre part, les embâcles et les débâcles de glace sont directement reliés à la formation et à la fonte de la glace dans les rivières, et à la valeur du débit durant les périodes critiques. Les crues causées par les embâcles de glace causent plus de 60 millions de dollars en dommages chaque année au Canada. Tout ceci illustre le besoin d'effectuer une étude critique de l'approche adoptée présentement pour l'estimation des débits en période de présence de glace et pour le développement d'une approche efficace, objective et reproductible.

1.3 Méthodologie

Le travail proposé par l'équipe de la Chaire en Hydrologie Statistique à l'INRS-Eau dans le cadre de cette étude répond à certaines des grandes priorités immédiates du MEQ et d'EC et

tien compte des méthodes, recherches et documentations issues des deux Ministères. Ce travail est concentré sur les 3 volets suivants :

1. étude critique des approches adoptées par le MEQ et EC pour l'estimation des débits de rivières durant la période de présence de glace; incluant la rencontre de praticiens et chercheurs expérimentés d'EC (MM. Guy Morin, Stuart Hamilton, Dapei Wang et Michel Frigon) et du MEQ (MM. Van-Diem Hoang et Gilles Barabé);
2. revue bibliographique des différentes approches développées pour la correction du débit en présence d'un effet de glace; et
3. étude de faisabilité pour le développement d'un logiciel qui permettra d'effectuer la tâche de correction du débit en période de présence de glace d'une façon automatique et rationnelle.

Les résultats de cette étude de faisabilité sont potentiellement d'intérêt pour l'opération des réseaux hydrométriques au Québec ainsi que dans toutes les régions du Canada.

Le premier volet du projet consiste à effectuer une étude critique de l'approche utilisée présentement par le MEQ et EC pour la correction des débits de rivières durant la période de présence de glace. Cette étude vise à identifier les points forts et les points faibles de cette approche et à étudier la possibilité de remédier aux désavantages de cette méthode. Cette étude inclut une révision détaillée des documents issues du MEQ et d'EC concernant la correction des débits de rivières durant la période de présence de glace.

Dans le deuxième volet une revue bibliographique complète et exhaustive est effectuée pour identifier les différentes approches développées pour la correction du débit en présence d'un effet de glace. Ceci inclut, entre autres, l'approche de la courbe de récession d'étiage (Rosenberg et Pentland, 1983), du rapport de débit (Rantz et al., 1982), de la comparaison hydrographique/climatique (USGS, 1991), de la courbe de tarage ajustée (Lavender, 1984), de la corrélation de conductance (Hem, 1985), de la régression multiple (Fontaine, 1983), de l'indice de vitesse (Strilaeff, 1972), du facteur d'ajustement de glace (Santeford et Alger, 1984), du filtre de Kelman (Holtschlag et Grewal, 1998) et de l'approche neuronale (Huttunen et al., 1997). Ces différentes approches sont discutées et comparées théoriquement afin de faire des recommandations pour des travaux futurs. Dans le cadre de la présente étude on étudie également

les outils développés par la « Division d'Applications et Services » de la Région Pacifique et Yukon d'Environnement Canada.

Un cas pratique est aussi envisagé à partir des données existantes pour des fins de comparaison des différentes approches. Différentes bases de données ont été considérées : entre autre la base de données préparée par Walker et Wang (1997) sur la base d'un programme systématique de mesure de vitesse/débit sous couvert de glace pour 39 stations du Canada et des États Unis, l'information cueillie pour le compte du programme GEWEX sur la rivière Liard et le fleuve MacKenzie, les bases de données du MEQ, ainsi que la base de données utilisée par Huttunen et al. (1997).

Le troisième volet concerne une étude de faisabilité pour le développement d'un logiciel qui permettrait de répondre aux besoins spécifiques du MEQ et d'EC en terme de correction du débit en période de présence de glace d'une façon automatique et rationnelle. Cette étude est basée sur les résultats des travaux effectués dans les volets I et II. Un tel logiciel permettrait d'épargner sur les coûts d'estimation des débits, d'accélérer la construction des bases de données durant la période hivernale, d'assurer une correction homogène et objective des débits, et pourra également être commercialisé et utilisé par d'autres usagers.

2 Étude critique de l'approche utilisée présentement

Différentes méthodes sont utilisées par le MEQ et EC pour la correction du débit sous couvert de glace. La méthode spécifique pour un cours d'eau donné est souvent sélectionnée sur la base de la quantité et de la qualité des données hydrométriques et météorologiques ainsi que de la connaissance des écoulements en présence de glaces à la station hydrométrique. Les principales méthodes utilisées sont : la méthode des débits ajustés, la méthode du remous, la méthode de l'interpolation du débit, la méthode de la courbe de décrue, la méthode de la hauteur d'eau effective, la méthode du remous modifiée et la méthode de la constante K (ou du rapport de débits). On verra dans le prochain chapitre que la majorité de ces méthodes se classent dans la catégorie des méthodes subjectives. Les méthodes mentionnées ci-dessus nécessitent plusieurs éléments d'information dont les niveaux d'eau journaliers, la courbe de tarage à surface libre, les débits associés aux niveaux d'eau journaliers, le débit d'eau jaugé durant la période hivernale et le niveau d'eau associé, ainsi que les données météorologiques disponibles dans les stations météorologiques voisines (températures, précipitations).

La critique fondamentale des approches utilisées au MEQ et à EC est reliée à la subjectivité associée au processus de correction du débit sous couvert de glace. En effet, Le MEQ et EC effectuent généralement deux ou trois jaugeages durant la période de présence de glace pour estimer le débit réel qui s'écoule dans les rivières. L'approche générale consiste ensuite à corriger les débits pendant le reste de la période hivernale selon l'une des méthodes dénombrées ci-dessus, tout en tenant compte des événements pluvieux ou des réchauffements de température qui peuvent avoir eu lieu ainsi que du comportement hydrologique des autres rivières de la région. Cette approche est très utile, batit sur la grande expérience des techniciens des deux

organismes, et mène généralement à des résultats satisfaisants. Cependant cette approche risque de manquer de précision dans certaines situations. En effet, pour chaque rivière, un maximum de deux ou trois jaugeages sont effectués durant la période de présence de glace. Ces jaugeages représentent la base de l'interpolation des débits pour tout le reste de l'hiver, une période qui excède souvent les 4 mois.

D'autre part, la méthodologie adoptée présentement au Canada n'est pas reproductible étant donné qu'elle contient un degré de subjectivité assez important. En effet, en décrivant les méthodes pouvant être utilisées pour le calcul des données hydrométriques, le Programme de Perfectionnement de Carrière du Technicien et Hydrométrie indique que « le technicien peut choisir la méthode ou une combinaison de méthodes qui donnera les meilleurs résultats apparents » (Relevés de l'Eau Canada, 1994). En plus, même si la même technique est choisie, l'application successive de cette technique par différents individus aux mêmes données de débits donne souvent des résultats assez différents. Il a aussi été observé que les hypothèses de correction du débit évoluent à travers le temps pour un même individu. On peut donc conclure que l'application successive de la technique par un même individu et aux mêmes données de débits mais à des temps différents peut donner des résultats différents. La présence de ces facteurs humains affecte la fidélité globale de la méthodologie.

Nous soulignons également que les conditions associées à une station hydrométrique donnée évoluent dans le temps. La méthode spécifique sélectionnée pour une station donnée dépend des conditions de la station et devrait être reconsidérée périodiquement (en fonction des nouvelles structures, dérivations, évolution du débit dans la rivière, etc.). Les discussions avec M. Guy Morin d'EC concernant les stations gérées par EC dans la province du Québec révèlent par exemple que l'approche de correction à la station située sur la rivière Richelieu aux rapides Fryer est complètement différente de l'approche utilisée pour la station située sur le Saint-Laurent à LaSalle. Finalement, la méthodologie adoptée présentement ne permet pas l'obtention des estimations des débits de rivière à temps réel ou d'une façon continue durant la saison hivernale. En effet, ces débits ne sont disponibles qu'à la fin de l'hiver, après correction globale de toutes les séries des rivières affectées. La disponibilité de ces estimations des débits sur une base continue durant la période hivernale est d'une grande importance pour différentes activités :

gestion de la faune aquatique, gestion de la qualité de l'eau, gestion des ressources hydriques, production hydroélectrique, etc.

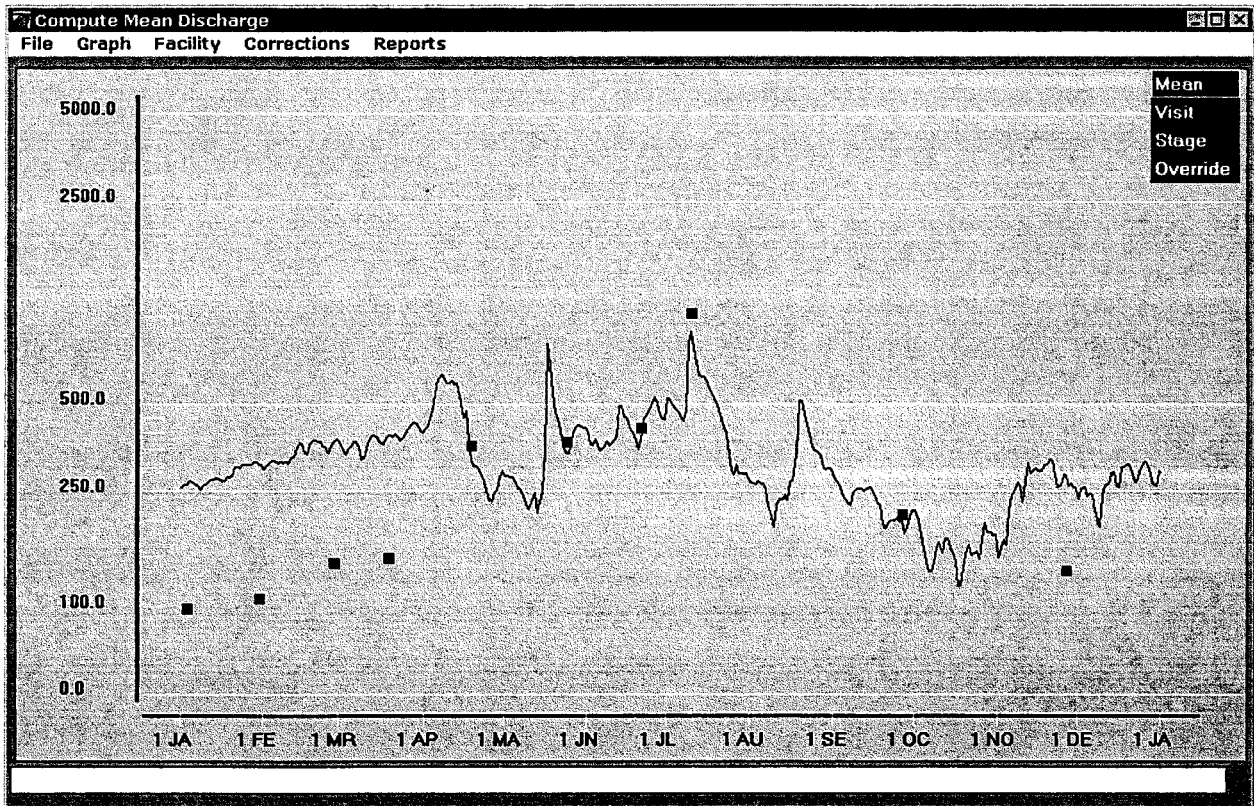


Figure 1 Ecran du logiciel CompuMod v.1.4 présentant les données de débit non corrigés de la station 05EF001 (North Saskatchewan River Near Deer Creek) pour la période 01-01-1991 au 01-01-1992.

Des outils de calcul sophistiqués ont été développés par EC et le MEQ pour effectuer, entre autre, la correction du débit en présence d'un effet de glace. Les figures 1 et 2 représentent des écrans du logiciel CompuMod v.1.4 développé par EC, et illustrent le traitement des données de la station 05EF001 (North Saskatchewan River Near Deer Creek) du Saskatchewan pour la période 01-01-1991 au 01-01-1992. Ce logiciel permet la gestion, le traitement et l'analyse des données brutes d'Environnement Canada. Il est à remarquer que la nouvelle version du logiciel

s'appelle *newleaf*. La figure 1 représente les données de débit représentés par les mesures continues de niveau ainsi que les 10 jaugeages effectués durant l'année 1991. La figure 2 indique également les débits corrigés sur la base de l'information disponible. La figure 3 représente un écran semblable à partir de l'outil de calcul développé par le MEQ et illustre le traitement des données de la station 021601 (02QB001 Matane à 8.5 km en amont du pont-Route 132 à Matane). Hamilton (1998) a également développé une application dans l'environnement Visual-Basic/EXCEL sous l'acronyme CRIPES (Cold Regions Interpolation, Prediction & Estimation of Streamflow) pour estimer le débit hivernal en incorporant les données actuelles et historiques de jaugeage pour établir les apports du ruissellement et du débit de base.

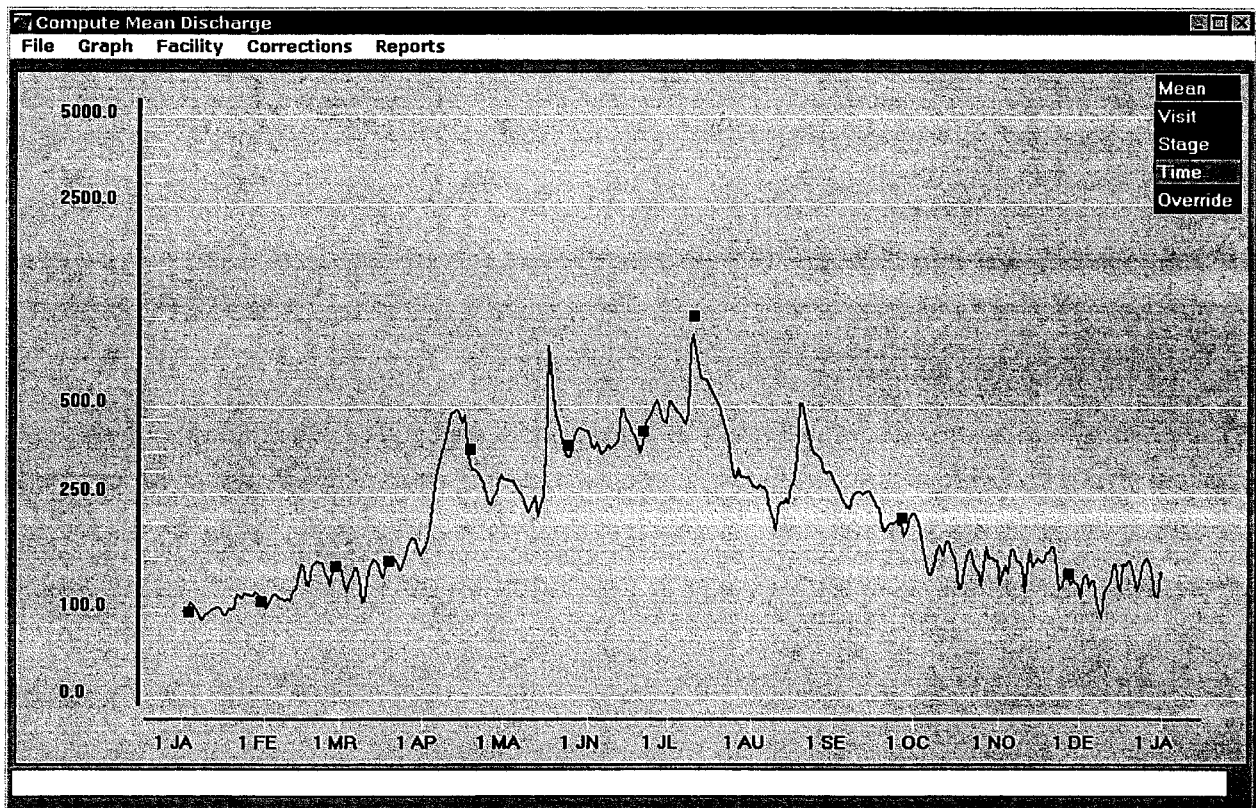


Figure 2. Ecran du logiciel CompuMod v.1.4 présentant les données corrigées de débit de la station 05EF001 (North Saskatchewan River Near Deer Creek) pour la période 01-01-1991 au 01-01-1992.

Il est important de mentionner un autre problème qui est relié aux données de jaugeage sous couche de glace. Les approches suivies par le MEQ et EC assument que le débit est nul dans la couche de glace frazile, couramment dénommée frazile (frazil ice, ou slush). Shen et Wang (1995) ont récemment montré que cette hypothèse est erronée. En effet, la couche de glace frazile se déplace également au-dessous de la couverture de glace solide. Ceci implique un débit additionnel dans la couche de glace frazile, dont on ne tient pas compte présentement. Le guide des pratiques hydrologiques (OMM, 1994, p. 154) indique dans la section traitant du jaugeage sous couche de glace que la profondeur réelle d'écoulement est déterminée de la façon suivante :

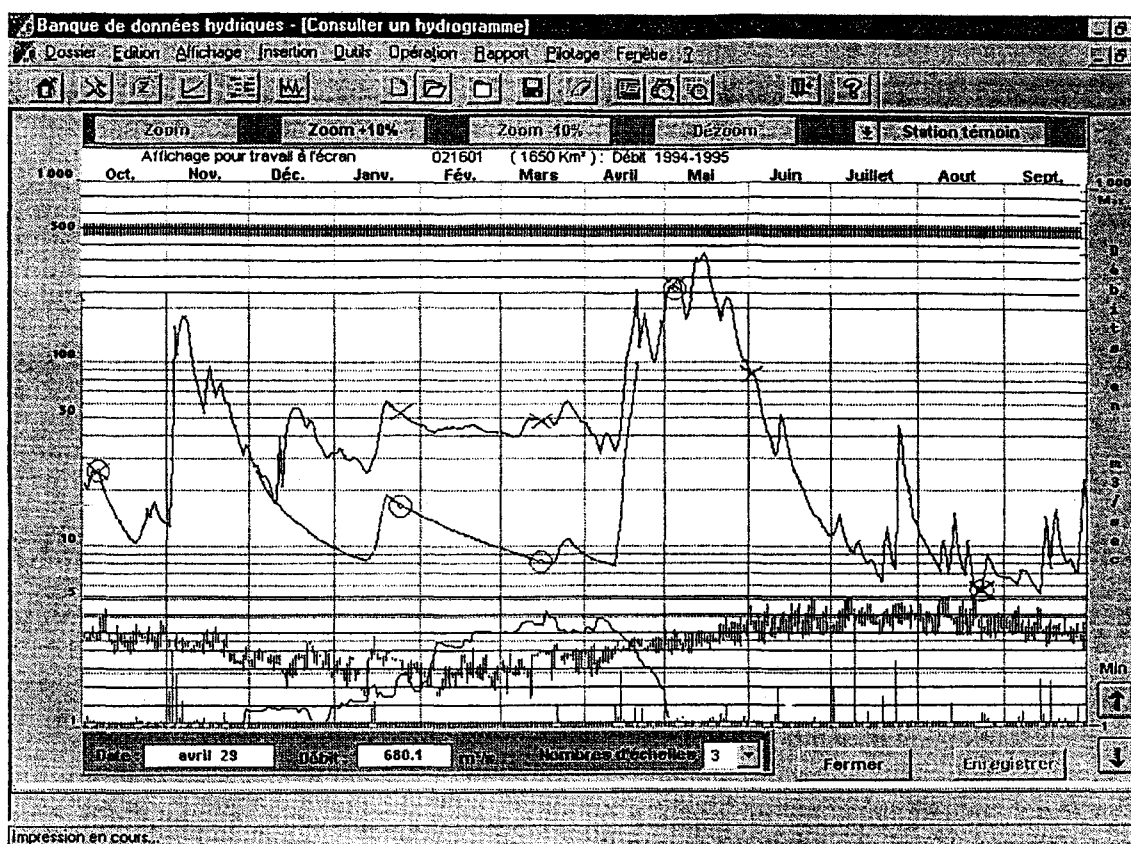


Figure 3. Ecran de l'outil de calcul développé par le MEQ présentant les données corrigées de débit de la station 021601 (Matane à 8.5 km en amont du pont-Route 132 à Matane).

La profondeur réelle sous la couche de glace est égale à la profondeur totale de l'eau diminuée de la distance entre la surface de l'eau et le dessous de la couche de glace. On la détermine en mesurant la distance entre la surface de l'eau dans le trou et la face inférieure de la couche de glace à l'aide d'une baguette à mesurer la glace ou « baguette à glace »... Pour déterminer la profondeur à laquelle s'arrête la bouillie de glace s'il y en a sous la couche de glace solide, on descend le moulinet au delà de ce niveau, là où il tournera librement, puis on le remonte lentement jusqu'à ce que sa rotation s'arrête. le niveau atteint à ce moment est considéré comme celui de l'interface eau-bouillie de glace. »

Cette approche mène à l'élimination de l'écoulement dans la couche de glace frazile, puisque la glace frazile bloque le moulinet et l'empêche de tourner. Toutes les méthodes adoptées présentement au Canada sont basées sur des données de jaugeages de terrain sous couche de glace qui éliminent la couche de glace frazile dans le calcul de la section d'écoulement. Il faudrait commencer dans les développements futurs à tenir compte de cet élément. Dans un cadre plus large, une étude de la précision des mesures de niveau d'eau dans la rivière s'impose. Cette mesure du niveau d'eau, qui représente la variable de base dans le processus d'estimation du débit sous la glace, est souvent entachée d'erreurs importantes et il importe de quantifier l'incertitude associée à cette mesure.

L'utilisation des débitmètres acoustiques de type AFFRA (pour *Acoustic Flowmeter For Remote Area*) (Environnement Canada, 1996) au lieu des méthodes traditionnelles de mesure de débits de cours d'eau en présence de glace hivernale pourrait aider à changer cette situation. Certains efforts dans cette direction sont présentement en cours (Wang, 1997, 1999a). D'autres chercheurs se sont penchés sur les méthodes optimales d'estimation ponctuelle du profil de vitesse durant les jaugeages sous couche de glace (voir par exemple Teal et al, 1994; Engel et Lam Lau, 1996; Walker et Wang, 1997). A titre de références on mentionne que des revues de littérature des méthodes utilisées pour le jaugeage du débit sous couverture de glace, ainsi que des incertitudes associées à ces jaugeages sont présentées par Pelletier (1988, 1989, 1990). Ces revues de littératures sont assez détaillées mais ont besoin d'être mises à jour.

3 Revue de littérature

3.1 Introduction

Le problème de calcul du débit en présence de glace étant relativement complexe, il existe un certain nombre de méthodes plus ou moins objectives et efficaces pour l'estimation du débit dans de telles conditions (Pelletier, 1990 ; Melcher et Walker, 1990). Ces méthodes peuvent essentiellement être catégorisées en deux groupes, comme le proposent Melcher et Walker (1990) : les méthodes subjectives et les méthodes analytiques. Les méthodes qui nécessitent l'intervention d'un hydrologue sont les méthodes subjectives dans le sens qu'elles font appel à une certaine forme de jugement de la part de l'utilisateur. Les méthodes analytiques quant à elles, sont les méthodes qui sont indépendantes du jugement et qui peuvent être appliquées directement. À la première section de ce chapitre, une brève description pour chacune des principales méthodes subjectives rencontrées dans la littérature est présentée. À la deuxième section, un certain nombre de méthodes analytiques sont décrites brièvement.

Pour chacune des méthodes, la description s'effectue en trois parties. On commence par décrire les conditions d'application, c'est à dire les données nécessaires à l'application des méthodes et les contraintes spéciales d'application, s'il y a lieu, comme le type de glace ou le moment de l'année propice à l'application des méthodes. La deuxième partie est consacrée à la description proprement dite des méthodes et à l'énonciation des références pertinentes dans le cas où le lecteur désirerait de plus amples détails. Finalement, c'est à la dernière section de chaque méthode que les avantages et les inconvénients sont mis en évidence. C'est aussi dans cette partie que l'on présente, pour quelques méthodes, les conclusions de certaines applications rencontrées dans la littérature.

3.2 Méthodes subjectives

Les méthodes subjectives sont des méthodes qui s'appliquent généralement à la toute fin de l'hiver, lorsque toutes les données nécessaires ont été compilées. Ces méthodes consistent en quelque sorte à corriger l'information obtenue par les mesures de hauteur d'eau effectuée de façon journalière à l'aide, par exemple, des données de température ou de précipitations. L'efficacité de ces méthodes dépend en partie de l'expérience de l'hydrologue, qui effectuant l'estimation des débits en présence de glace, dans l'étude de l'écoulement en hiver.

3.2.1. Récession du débit (*Recession curve*)

3.2.1.1. Conditions

L'application de la méthode de récession du débit ou méthode de la courbe de décrue (Rosenberg et Pentland, 1983) requiert l'information suivante : les données de débit mesurés en présence de glace, la courbe de récession en absence de glace et les données de température de l'air journalières maximales et minimales. Cette méthode est applicable pour des rivières importantes où les variations de l'écoulement sont relativement faibles, c'est à dire pour des rivières principalement alimentés par des nappes souterraines ou par les eaux de lacs ayant une grande capacité de stockage. Pour ces rivières, l'écoulement de base demeure prédominant, les légères fluctuations de l'écoulement étant principalement attribuables à l'effet de la glace sur les tributaires et au poids de la neige couvrant la glace des lacs. De plus, cette méthode n'est applicable que pendant la période où le couvert de glace est stable. Elle ne peut donc être utilisée pendant la période de gel ou la débâcle à cause de la variation trop importante de l'écoulement caractérisant ces périodes.

3.2.1.2. Description

Pour l'application de cette méthode, on fait l'hypothèse que le débit varie de façon relativement graduelle dans le temps et non de façon soudaine. Ainsi, il y a une certaine corrélation $\rho_{0,1}$ entre le débit Q_{t_1} au temps t_1 et le débit Q_{t_0} au temps t_0 . Bien sûr, la corrélation entre deux débits est inversement proportionnelle à l'intervalle de temps séparant leur acquisition, $\rho_{0,1} \propto 1/(t_1 - t_0)$. Alors, pour un intervalle de temps relativement élevé ($t_1 - t_0 > 1$

journée), la corrélation entre les deux débits peut être assez faible pour que l'on observe deux événements complètement distincts. Ainsi, l'équation de récession que l'on applique pour estimer le débit au temps t_1 est la suivante :

$$Q_{t_{i+1}} = Q_t K_r^{\Delta t} \quad (1)$$

où $\Delta t = t_{i+1} - t_i$ et K_r est la constante de récession qui indique la réduction de l'écoulement d'un temps à un autre. La constante K_r est déterminée en examinant dans les données historiques, les périodes de récession de l'écoulement en surface libre qui simulent des écoulements d'hiver, c'est à dire des périodes d'été où le cours d'eau est alimenté presque entièrement par les nappes d'eau souterraine ou par les eaux d'évacuation des lacs. Les données de température sont utilisées pour déterminer à quel moment l'écoulement s'est stabilisé après le gel et avant la débâcle ou à quel moment on a observé un apport d'eau au printemps.

3.2.1.3. Application

Cette méthode n'est applicable que dans le cas où la récession d'hiver est relativement constante. Dans les régions plus au sud où il y a parfois fonte de la glace en plein hiver ou précipitations liquides importantes, cette méthode a tendance à trop simplifier les fluctuations du débit et ainsi causer une erreur importante sur l'estimation. De plus, elle doit être appliquée par un hydrologue qui comprend le processus de récession du débit de la rivière concernée et la courbe de récession doit être réévaluée à chaque année. Dans l'étude effectuée par Melcher et Walker (1990) et Walker (1991), cette méthode induit un biais relativement important dans l'estimation du débit.

3.2.2 Rapport de débit (*K-factor*)

3.2.2.1 Conditions

La méthode du rapport de débit requiert les quelques débits mesurés systématiquement en présence de glace, les niveaux d'eau mesurés en hiver, la courbe de tarage et les données de température de l'air journalières.

3.2.2.2 Description

Le principe de cette méthode est de calculer une constante K_f pour chaque mesure effectuée en hiver, K_f étant le rapport entre le débit mesuré et le débit équivalent en surface libre pour une même hauteur d'eau. Ce rapport sert à calculer les débits pour les journées où il n'y a pas de mesures en corrigeant les débits obtenus à partir de la courbe de tarage. Le rapport K_f est toujours inférieur à un, sauf dans le cas où il y a absence de glace où il prend alors une valeur de un, le débit indiqué par la courbe de tarage devant être égal alors au débit mesuré. Ainsi, un facteur K_f est calculé pour chaque journée où le débit a été mesuré de la façon suivante (Rantz et al., 1982; Rosenberg et Pentland, 1983):

$$K_f = \frac{Q_m}{Q_0} \quad (2)$$

où Q_m est le débit mesuré et Q_0 est le débit correspondant à la même hauteur d'eau sur la courbe de tarage d'été. Les valeurs calculées par cette expression sont portées sur un graphique en fonction du temps et une interpolation des points est effectuée en considérant les données météorologiques comme guide. Ainsi, les débits journaliers en présence de glace \hat{Q} sont estimés en multipliant les débits obtenus par la courbe de tarage en absence de glace par le facteur K_f correspondant :

$$\hat{Q} = K_f Q_0 \quad (3)$$

3.2.2.3 Application

L'interpolation des rapports K_f est une étape déterminante dans cette méthode étant donné que l'on ne dispose généralement que de quelques mesures de débit par hiver. Ainsi, cette méthode est basée sur le jugement et l'expérience de l'hydrologue dans la détermination des effets d'un changement des conditions météorologiques sur la courbe de la décharge. Cette méthode peut être appliquée à toutes les conditions de glace et la courbe du rapport de débit doit être calculée à chaque année. Dans l'étude de Melcher et Walker (1990) et Walker (1991), cette méthode s'avère être l'une des plus performante parmi les méthodes subjectives considérées. Toutefois, dans un des cas, l'erreur de l'estimation du débit atteint une valeur de 24%.

3.2.3 Courbe du remous (*Backwater shift*)

3.2.3.1 Conditions

L'application de la méthode du remous requiert l'information suivante : les quelques débits mesurés systématiquement pendant l'hiver et le niveau d'eau correspondant, la courbe de tarage en absence de glace et les niveaux d'eau journaliers. Cette méthode est particulièrement plus efficace pour les grandes rivières, c'est à dire celles pour lesquelles le couvert de glace flotte complètement sur la surface de l'eau et fluctue avec les hausses et les baisses du niveau d'eau.

3.2.3.2 Description

Cette méthode consiste à estimer la fluctuation de la hauteur d'eau correspondant au remous causé par le couvert de glace. L'effet du remous est calculé en soustrayant le niveau d'eau mesuré de façon journalière, à la hauteur d'eau correspondant au débit mesuré sur la courbe de tarage s'il y avait absence de glace (Rosenberg et Pentland, 1983) :

$$R = h_c - h_m \quad (4)$$

où R est l'effet du remous, h_c est la hauteur d'eau correspondant au débit mesuré sur la courbe de tarage d'été et h_m est la hauteur de jauge journalière.

Les valeurs de remous R sont calculées pour chacune des journées où une mesure du débit à été effectuée sur le terrain. Ces valeurs sont portées sur un graphique en fonction du temps, de même que les données de température journalières. Ensuite, une interpolation des points de remous R est effectuée en considérant la température en tant que référence de façon à considérer les effets des changements des conditions climatiques sur l'état de l'écoulement, comme c'est le cas pour la plupart des autres méthodes subjectives présentées dans cette étude. Les niveaux d'eau corrigés sont obtenus en soustrayant les valeurs de la courbe de remous des hauteurs de jauge mesurées de façon journalière. Les débits journaliers en présence de glace sont donc estimés à partir de la courbe de tarage en utilisant les niveaux d'eau corrigés.

3.2.3.3 Application

La courbe de remous doit être estimée pour chaque année, même si les valeurs de remous ne varient que très peu ou de façon graduelle en fonction des variations des conditions météorologiques (Rosenberg et Pentland, 1983). Dans les applications menées par Melcher et Walker (1990) et Walker (1991), cette méthode a conduit presque systématiquement à une surestimation des débits hivernaux. Cette méthode peut être utile pour identifier les valeurs aberrantes estimées par une autre méthode.

3.2.4 Information hydrologique/climatique (*Hydrographic/climatic comparison*)

3.2.4.1 Conditions

L'application de la méthode de comparaison hydrographique/climatique requiert une importante quantité d'information : les quelques débits mesurés systématiquement pendant l'hiver, la courbe de tarage en absence de glace et les niveaux d'eau journaliers, les données météorologiques comme la température et les précipitations, des observations faites sur la condition de la glace et une certaine information régionale comme celle fournie par une autre station ou l'information provenant de rivière ayant des caractéristiques hydrologique semblable à la rivière d'intérêt.

3.2.4.2 Description

La méthode de l'information hydrologique/climatique est la méthode la plus subjective des méthodes présentées dans ce rapport. Elle est complètement subjective, en ce sens qu'elle ne nécessite aucun calcul et se fonde exclusivement sur la qualité de l'utilisateur à interpréter les données hydrologiques et climatiques recueillies. Avec cette méthode, on doit plutôt utiliser au maximum l'information disponible pour comprendre le comportement du cours d'eau d'intérêt en présence de glace. Pour cette raison, on ne présente ici que l'idée principale de la méthode, on propose plutôt au lecteur de se référer à Rantz et al. (1982) pour de plus amples détails sur l'application de cette méthode.

De façon générale, la méthodologie à suivre pour l'application de cette méthode est la suivante. On porte sur un même graphique, le maximum d'information disponible. Les valeurs de débit qui auraient été observées en absence de glace, c'est à dire les débits obtenus par la courbe

de tarage d'été à partir des mesures de hauteur d'eau sont portés sur cette figure à une échelle semi-logarithmique. Les débits mesurés directement sur le terrain à quelques reprises pendant l'hiver et les données de température et de précipitation sont aussi portées sur cette figure. Les observations pertinentes faites sur le terrain concernant les conditions de la glace (type, épaisseur,...) doivent aussi être ajoutées au graphique. On doit aussi évaluer la pertinence d'inclure des valeurs de débit mesurées à une station voisine à d'autres dates que celles pour la station d'intérêt. Finalement, l'hydrogramme est tracé en considérant tous ces facteurs à la fois. L'expérience de certains hydrologues a permis d'établir que le remplacement des débits obtenus à partir de la courbe de tarage d'été par les débits calculés à l'aide de la méthode du rapport de débit (3.2.2), permettant de faciliter l'analyse et améliorer les résultats de l'estimation.

3.2.4.3 Application

Cette méthode consiste donc à combiner les données disponibles pouvant apporter de l'information pertinente à l'hydrologue qui doit mettre en pratique toute ses connaissances concernant les processus hydrologiques d'hiver. La méthode peut bien sûr être appliquée dans selon toutes les conditions de glace, l'information de la condition de la glace devant toutefois être disponible. En étant complètement subjective, cette méthode doit être appliquée par des hydrologues d'expérience ayant une très bonne connaissance des caractéristiques hydrologiques du cours d'eau d'intérêt. Cette méthode ne présente bien sûr aucun intérêt d'un point de vue pratique, puisque son application systématique est relativement laborieuse.

3.2.5 Interpolation du débit (*Interpolated discharge*)

3.2.5.1 Conditions

On applique cette méthode lorsque l'on ne dispose que de quelques mesures de débit par hiver et que le niveau d'eau n'est pas mesuré systématiquement. On doit toutefois utiliser l'information disponible pour une station voisine et les données météorologiques acquises.

3.2.5.2 Description

Les débits mesurés sont portés sur un graphique. Une interpolation de l'hydrogramme est effectuée pour les journées situées entre les mesures de débit à partir de l'information de la station adjacente et des conditions météorologiques (Rosenberg et Pentland, 1983).

3.2.5.3 Application

La méthode d'interpolation du débit est utilisée lorsque peu d'information est disponible à la station d'intérêt. Le principe de cette méthode est similaire à celui de la méthode de comparaison hydrographique/climatique (3.2.4) du fait qu'elle nécessite une bonne compréhension des processus hydrologique de la part de l'hydrologue. L'efficacité de cette méthode est considérablement réduite par le fait qu'elle ne combine que peu d'information.

3.2.6 Débit ajusté (Adjusted discharge)

3.2.6.1 Conditions

L'application de la méthode du débit ajusté requiert l'information suivante : les quelques débits mesurés systématiquement pendant l'hiver, la courbe de tarage en absence de glace et les hauteurs de jauges journalières.

3.2.6.2 Description

Le principe de cette méthode est le même que dans le cas des méthodes 3.2.4 et 3.2.5 puisqu'elle consiste à interpoler l'hydrogramme pour les journées comprise entre les mesures du débit. Contrairement à la méthode d'interpolation du débit (section 3.2.5), les débits calculés à partir de la courbe de tarage en absence de glace, correspondant aux mesures de hauteur d'eau, sont utilisés comme guide pour l'interpolation des débits mesurés (Rosenberg et Pentland, 1983).

3.2.6.3 Application

Cette méthode est relativement simple d'application, mais elle nécessite de la part de l'hydrologue, une bonne connaissance du cours d'eau d'intérêt. Le grand degré de subjectivité de cette méthode en réduit considérablement l'efficacité qui est complètement dépendante de l'expérience de l'hydrologue en charge de l'étude, comme c'est le cas pour les méthode 3.2.4 et 3.2.5.

3.2.7 Hauteur d'eau effective (*Effective gauge height*)

3.2.7.1 Conditions

L'application de la méthode du débit ajusté requiert l'information suivante : les quelques débits mesurés systématiquement pendant l'hiver, la courbe de tarage en absence de glace et les hauteurs de jauges journalières.

3.2.7.2 Description

Le principe de cette méthode est le même que dans le cas des méthodes 3.2.4 à 3.2.6 puisqu'elle consiste à interpoler l'hydrogramme pour les journées comprise entre les mesures du débit. On doit d'abord construire un hydrogramme en indiquant les hauteurs d'eau mesurées systématiquement et les données de température. Ensuite, on calcule la hauteur d'eau effective pour les journées où une mesure du débit a été effectuée en utilisant la courbe de tarage en absence de glace. Ces valeurs sont ensuite portées sur l'hydrogramme avec les hauteurs d'eau mesurées et la température. On effectue ensuite une interpolation en joignant les points et en se servant des données de température et des hauteurs d'eau mesurées. Finalement, les débits peuvent être estimés à partir de la courbe de tarage et des hauteurs d'eau effectives interpolées sur la courbe.

3.2.7.3 Application

Cette méthode est conforme à la procédure classique de calcul du débit en absence de glace. La présence de glace dans le cours d'eau fait en sorte que la hauteur d'eau mesurée soit erronée et rend ainsi impossible l'utilisation de la courbe de tarage. En corrigeant la valeur mesurée, il est ainsi possible d'utiliser la courbe de tarage et d'effectuer des mesures de débit en hiver qui sont consistantes avec les mesures effectuées en absence de glace. Ainsi, le principe de cette méthode est relativement intuitif, mais l'application en est quelque peu subjective en nécessitant de la part de l'hydrologue, une bonne connaissance du cours d'eau d'intérêt. Le grand degré de subjectivité de cette méthode en réduit considérablement l'efficacité et la qualité de l'estimation est dépendante du nombre de mesures de débit effectuées et en supposant que la correction du niveau d'eau est relativement constante au cours de l'hiver, ce qui n'est vraisemblablement pas le cas.

3.3 Méthodes analytiques

Les méthodes analytiques sont des méthodes qui sont indépendantes de l'intervenant, c'est à dire que l'expérience de l'hydrologue dans le calcul du débit en présence de glace n'a pas ou très peu d'importance. Certaines des méthodes présentées sont purement déterministes, c'est à dire qu'elle sont fondées exclusivement sur des modèles mathématiques qui décrivent de façon simplifiée des processus physiques alors que d'autres méthodes sont plutôt d'ordre statistique, où l'on considère le caractère aléatoire de la nature.

3.3.1 Méthodes subjectives modifiées

Certaines méthodes parmi les méthodes subjectives présentées à la section 3.2 peuvent être automatisées en effectuant une interpolation linéaire entre les mesures au lieu d'effectuer une interpolation subjective en se basant sur des données comme la température ou les conditions de glace. Melcher et Walker (1990) considèrent cette modification pour trois méthodes subjectives : la méthode du rapport de débit, la méthode de la courbe de remous et la méthode d'interpolation du débit.

3.3.1.1 Méthode analytique du rapport de débit

La méthode subjective du rapport de débit présenté à la section 3.2.2 peut être appliquée de façon automatique en effectuant une interpolation linéaire des rapports de débit calculés pour les mesures de débit effectuées en présence de glace. Pendant la formation de la glace, on effectue l'interpolation entre une valeur de rapport de débit de 1 et le rapport de débit correspondant à la première mesure effectuée en présence de glace. Avant la formation de la glace, le débit mesuré directement doit être égal au débit calculé à partir de la mesure du niveau d'eau et de la courbe de tarage, d'où la valeur de 1 pour le rapport de débit pour l'interpolation. À l'opposé, pendant la fonte, les rapports de débit sont estimés par interpolation linéaire entre le rapport de débit correspondant à la dernière mesure d'hiver et la valeur 1. Les rapports de débits sont ensuite utilisés pour ajuster les débits journaliers obtenus à partir de la courbe de tarage.

La version analytique de la méthode du rapport de débit, a l'avantage d'être automatique et peut être intégrée dans un logiciel pour l'estimation des débits en présence de glace. Par

contre, l'efficacité de cette technique repose considérablement sur le nombre de mesures de débit recueillies pendant l'hiver. Généralement, pour des raisons économiques et des contraintes de terrain, les mesures de débit sont peu fréquentes en hiver. Dans ces conditions, l'interpolation linéaire entre les mesures s'effectue sur des grandes périodes et constitue ainsi une représentation trop simplifiée de la réalité.

3.3.1.2 Méthode analytique de la courbe de remous

Le traçage de la courbe de remous présentée à la section 3.2.3 peut être automatisé en effectuant une interpolation linéaire entre les valeurs de remous R obtenues à partir des mesures de niveau d'eau effectuées pendant l'hiver. Pour la période correspondant à la formation de la glace, on estime la courbe de remous en effectuant une interpolation linéaire entre une valeur de remous nulle et la valeur de remous R correspondant à la première mesure de niveau d'eau effectuée en présence de glace. Avant la formation de la glace, on considère que l'effet du remous est inexistant d'où la valeur nulle pour la variable remous pour l'interpolation de cette partie de l'année. En période de fonte, l'interpolation linéaire s'effectue entre la dernière valeur collectée en présence de glace et la valeur zéro. Comme il a été décrit à la section 3.2.3, la courbe de remous est ensuite utilisée pour corriger les niveaux d'eau mesurés de façon journalière. Ensuite, les débits sont obtenus à partir de la courbe de tarage en utilisant les niveaux d'eau corrigés.

Par rapport à la méthode de la courbe de remous subjective, cette méthode analytique a l'avantage d'être automatique et peut être intégrée à un logiciel de calcul du débit en présence de glace. Par contre, le fait d'effectuer une interpolation linéaire peut induire une certaine erreur, surtout pendant la formation et la fonte du couvert de glace, où l'effet du remous peut être relativement variable d'une journée à l'autre à cause des variations importantes de la température.

3.3.1.3 Méthode analytique d'interpolation du débit

La méthode d'interpolation du débit présentée à la section 3.2.6 peut être automatisée en effectuant une interpolation linéaire entre les débits mesurés en présence de glace. Pour une journée d'hiver où il n'y a pas eu de mesure, le débit est estimé à partir de la droite reliant la mesure de débit la plus récente et la mesure de débit suivante. Dans la période de formation de la

glace, l'interpolation est effectuée entre la valeur de débit calculée à partir de la courbe de tarage pour la dernière journée avant le début de la formation de la glace et la première mesure de débit en présence de glace. Le même procédé est effectué pour le calcul des débits lors de la fonte.

L'avantage de cette méthode analytique, par rapport à son équivalent subjectif, réside dans le fait qu'elle peut être automatisée et être intégrée dans un logiciel pour le calcul des débits d'hiver puisqu'elle ne requiert nullement le jugement d'un hydrologue. Par contre, l'efficacité de cette technique repose considérablement sur le nombre de mesures de débit recueillies pendant l'hiver.

3.3.2 Courbe de remous modifiée (*Modified backwater method*)

3.3.2.1 Conditions

L'application de la méthode de la courbe de remous modifiée (Relevés de l'Eau Canada, 1994) requiert l'information suivante : les quelques débits mesurés systématiquement pendant l'hiver, le débit moyen observé lors de la formation du couvert de glace, les hauteurs de jauges journalières et la courbe de remous telle que calculée par la méthode subjective de la courbe de remous (section 3.2.3). Cette méthode doit être appliquée pour une rivière dont le couvert de glace est relativement stable pendant l'hiver et où les mesures de terrain des débits sont relativement nombreuses.

3.3.2.2 Description

Cette méthode consiste à modifier l'effet du remous R calculé par la méthode de la courbe du remous. La méthode de la courbe de remous modifiée s'appuie sur le principe suivant : le remous observé en un jour donné est fonction du débit de la courbe de tarage en absence de glace obtenu par la mesure de la hauteur de la jauge à ce jour et du débit observé lors de la formation de la glace. Ce principe se formule de la façon suivante :

$$K_{rm} = \frac{R}{\log \left[\frac{Q_c}{Q_f} \right]} \quad (5)$$

où K_{rm} est la constante du remous modifié, R est le remous calculé par $R = h_c - h_m$, Q_c est le débit journalier et Q_f est le débit moyen observé lors de la formation de la glace.

D'abord, les constantes K_{rm} sont calculées pour les journées où l'on dispose de mesure de débit, la variable Q_c prend alors les valeurs de débit mesurés. Pour les journées où le débit n'a pas été mesuré, on effectue une interpolation linéaire des valeurs de K_{rm} afin d'avoir une valeur de K_{rm} pour chaque journée de l'hiver. Ensuite, on réarrange l'expression précédente de façon à pouvoir calculer les valeurs de remous R pour les journées se trouvant entre les jours de mesure du débit :

$$R = K_{rm} \log \left[\frac{Q_c}{Q_f} \right] \quad (6)$$

Les hauteurs de jauge corrigées sont obtenues en soustrayant les valeurs de la courbe de remous des hauteurs de jauge mesurées de façon journalière. Les débits journaliers d'hiver sont donc obtenus à partir de la courbe de tarage d'été en utilisant les hauteurs de jauge corrigées.

3.3.2.3 Application

Cette méthode ne doit être appliquée que pendant la période où le couvert de glace est relativement stable, elle ne peut pas être appliquée au début de l'hiver pendant la formation de la glace ou au printemps pendant la fonte étant donné la modification de la condition de la glace. Comme dans le cas de la méthode de la courbe de remous standard où l'on effectue une interpolation linéaire, le nombre de mesures de débit pendant l'hiver influence considérablement l'allure de la courbe de remous et par conséquent, la qualité de l'estimation des débits en présence de glace.

3.3.3 Courbe de tarage ajustée (*Adjusted rating curve*)

3.3.3.1 Conditions

La méthode de la courbe de tarage ajustée nécessite l'information suivante : les niveaux d'eau mesurés en présence de glace, la courbe de tarage, une estimation du coefficient de rugosité

de la glace n_g et une estimation du coefficient de rugosité du lit du cours d'eau n_l . Si les coefficients de rugosité ne sont pas disponibles, ils doivent être estimés sur le terrain.

3.3.3.2 Description

Lavender (1984) propose une modification de la courbe de tarage utilisée en absence de glace pour tenir compte de l'accroissement de la pente de la courbe en raison de la rugosité du couvert de glace. La relation qui a été établie entre la courbe en surface libre et la courbe en présence de glace a été dérivée à partir des équations classiques de Manning et s'exprime de la façon suivante :

$$\frac{dh_g}{dQ} = \left[1 + \left(\frac{n_g}{n_l} \right)^{3/2} \right]^{2/5} \frac{dh_0}{dQ} \quad (7)$$

où h_g est le niveau d'eau en présence de glace, h_0 est le niveau est le niveau d'eau en surface libre, Q est le débit, n_g est le coefficient de rugosité lié à la glace et n_l est le coefficient de rugosité lié au lit du cours d'eau. Il existe plusieurs relations pour l'estimation des coefficients de rugosité n_g et n_l (Pratte, 1979). De manière générale, on doit diviser la section verticale de la vitesse en deux parties. Le point où la vitesse est maximale dans la section v_{\max} , indique la frontière des deux parties du profil des vitesses. Au delà de ce point, l'écoulement est freiné par la friction engendrée par le couvert de glace, alors que la zone située en dessous de ce point représente la partie de l'écoulement qui est ralenti par le fond du cours d'eau (Larsen, 1966). Ainsi, le coefficient n_g est estimé à partir du profil des vitesses au-dessus du point correspondant à v_{\max} tandis que le paramètre n_l est estimé à partir du profil des vitesses en-dessous du point correspondant à v_{\max} . Les techniques de calcul ne seront pas détaillées dans ce rapport, le lecteur est plutôt référé à Gogus et Tartinclaux (1980), Calkins et al. (1980) et Davar et MacGougan (1984).

Afin d'illustrer le principe de la méthode, prenons le cas où $n_g = n_l$. La formule de Lavender (1984) présentée précédemment devient alors :

$$\frac{dh_g}{dQ} = 1,32 \frac{dh_0}{dQ}$$

Ainsi, la pente de la courbe de tarage ajustée est 1,32 fois plus grande que la pente de la courbe de tarage en surface libre. Peu importe la valeur des coefficients de rugosité, la correction à apporter est toujours supérieure à 1. La méthode consiste donc à accroître la pente de la courbe de tarage pour le calcul des débits en hiver.

3.3.3.3 Application

Le principe derrière cette méthode est relativement simple mais elle est quelque peu difficile à appliquer compte tenu du fait que l'on doit estimer les coefficients de rugosité de la glace et du lit de la rivière. Le coefficient de rugosité de la glace varie vraisemblablement au cours de l'hiver, en fonction du type et de la densité de la glace. Par exemple, le freinage de l'écoulement peut varier selon l'épaisseur de frasil se trouvant sous le couvert de glace. Ainsi, le fait de considérer un coefficient de rugosité constant tout au long de l'hiver n'est pas raisonnable. Le même commentaire peut être fait pour le coefficient de rugosité du lit de la rivière, qui peut être variable au cours de l'hiver dû à la présence variable de glace de fond.

3.3.4 Facteur d'ajustement de glace (*Ice-adjustment factor*)

3.3.4.1 Conditions

L'application de cette méthode nécessite l'hypothèse que le couvert de glace du cours d'eau est relativement stable. Comme il a été mentionné précédemment, le couvert de glace observé lors de la période de gel et la période de dégel peut être relativement instable et non-uniforme. Ainsi, la méthode du facteur d'ajustement de glace ne peut être appliquée que pendant la période débutant au moment où le couvert de glace est relativement stable et se terminant au moment où la glace commence à dériver avec l'écoulement, amorçant ainsi la phase de dégel. Les informations nécessaires pour l'application de cette méthode sont les suivantes : les propriétés hydrauliques comme la profondeur hydraulique (calculée à partir du rapport de l'aire latérale occupée par l'eau sous la glace et la largeur à la surface) en absence de glace et en présence de

glace correspondant à certaines mesures de débit, les mesures de débit et les hauteurs journalières.

3.3.4.2 Description

La méthode consiste à estimer un facteur de correction C_h pour les niveaux d'eau, liée à la présence de la glace flottante et à estimer la valeur du facteur d'ajustement de glace F_G pour les journées où il y a eu mesure du débit. Alger et Santeford (1984) et Santeford et Alger (1984) ont introduit un facteur d'ajustement de glace F_G qui est égal, dans des conditions de glace stable, au rapport entre la profondeur hydraulique moyenne en surface libre D_o et la profondeur hydraulique moyenne avec couvert de glace D_i :

$$F_G = \frac{D_o}{D_i} \quad (8)$$

où la profondeur hydraulique moyenne est calculée par le rapport entre l'aire latérale occupée par l'eau sous la glace A et la largeur à la surface B . Sous les conditions décrites précédemment, on suppose que le rapport F_G est constant en tout point sur le cours d'eau. Une campagne de mesure de terrain est nécessaire pour déterminer la valeur de ce facteur ou bien il peut être déterminé à partir de données historiques. En effet, l'étude de Santeford et Alger (1986) démontre qu'en pratique, la valeur de F_G varie très peu d'une année à l'autre (~2%).

Comme la hauteur de la jauge en hiver peut être influencée par la présence de glace flottante, il est nécessaire de corriger cette mesure. Le facteur de correction proposé par Santeford et Alger (1984) est le suivant :

$$C_h = h_j - h_e \quad (9)$$

où h_j est la hauteur de la jauge mesurée de façon journalière, h_e est le niveau d'eau effectif mesuré et C_h est le facteur de correction lié à la présence de glace flottante.

Par la suite, en utilisant la courbe de tarage en surface libre, on peut développer une relation, graphique ou sous forme de tableau, entre les niveaux d'eau, la profondeur hydraulique

moyenne et le débit. Les valeurs de F_G et de C_h correspondant aux mesures effectuées sur le terrain, sont ensuite interpolées. Ainsi, à partir des valeurs de niveau d'eau mesurées h_j , on peut calculer la valeur effective correspondante en appliquant la relation (9) réarrangée :

$$h_e = h_j - C_h \quad (10)$$

Ensuite, à partir de la valeur de la jauge corrigée h_e , on utilise la table développée précédemment entre la profondeur hydraulique et le niveau d'eau pour déduire la valeur de la profondeur hydraulique en présence de glace D_i . Ensuite, on utilise la valeur du facteur d'ajustement de glace F_G pour calculer la profondeur hydraulique en absence de glace D_o correspondante à partir de la relation (8) :

$$D_o = F_G D_i \quad (11)$$

Le débit peut ainsi être directement lu dans la table à partir de la valeur de la profondeur hydraulique D_o .

3.3.4.3 Application

Parmi les inconvénients de la méthode du facteur d'ajustement de glace, il y a le fait qu'elle nécessite une certaine connaissance des caractéristiques hydrauliques du cours d'eau concerné, ce qui peut être parfois relativement difficile à obtenir si les conditions ne sont pas stables (i.e. F_G non constant). De plus, le fait que cette méthode ne soit applicable que pendant la période où le couvert de glace est stable peut être parfois contraignant, surtout au printemps lors de début de la fonte, un moment où la mesure des débit peut être relativement importante.

La méthode conduit à des résultats intéressants dans les études effectuées par ses auteurs (Alger et Santeford, 1984; Santeford et Alger, 1984 et Santeford et Alger, 1986). Toutefois, dans l'étude menée par Melcher et Walker (1990) et Walker (1991), les résultats obtenus avec cette méthode sont quelque peu décevants. Elle conduit à une surestimation du débit hivernal dans le cas des trois rivières considérées dans l'étude. Toutefois, le auteurs notent que ces résultats sont probablement expliqués par l'instabilité des courbes de tarage pour les sites à l'étude.

3.3.5 Débit en conduite fermée (*Pipe flow*)

3.3.5.1 Conditions

L'application de cette méthode nécessite le développement d'une relation empirique entre le coefficient de frottement et la pente à la surface de l'eau et une relation empirique entre la surface et le rayon hydraulique correspondant à l'écoulement sous la couverture de glace et la hauteur d'eau mesurée à la station. Ces relations sont établies à partir d'une campagne de terrain ou à partir de données historiques. Une fois ces relations établies, le débit est estimé à partir des mesures de pente et de niveau d'eau journaliers.

3.3.5.2 Description

Carey (1967a) propose une méthode basée sur l'équation Darcy-Weisbach, équation classique en hydraulique pour le calcul du débit dans une conduite fermée. On doit supposer que le cours d'eau, lorsque recouvert de glace, se comporte comme une conduite fermée. L'écoulement d'une telle conduite peut être calculé à partir de l'équation suivante :

$$Q = \sqrt{\frac{8g}{f_{\text{mod}}}} A \sqrt{R} \sqrt{p} \quad (12)$$

où Q est le débit, g est la constante gravitationnelle, f_{mod} est un coefficient de frottement modifié, A et R sont la surface et le rayon hydraulique correspondant à l'écoulement sous la couverture de glace, respectivement et où p est la pente à la surface de l'eau.

L'expression (12) représente en fait, une version modifiée de l'équation de Darcy-Weisbach classique que l'on devine à cause de la présence du coefficient de friction modifié f_{mod} . Cela s'explique par le fait que le coefficient de friction f varie généralement avec la pente du gradient d'énergie jusqu'à l'embouchure de la conduite (Carey, 1967b). Pour appliquer l'équation de façon directe, il faudrait mesurer cette pente de façon journalière. En pratique, on considère plutôt la valeur de la pente à la surface de l'eau, en supposant que l'écoulement est à peu près parallèle au fond de la rivière. On a donc remplacé le paramètre de pente du gradient d'énergie par la pente à la surface de l'eau dans l'équation classique de Darcy-Weisbach et c'est

dans le calcul du paramètre de friction modifié que l'erreur liée à cette simplification est quelque peu absorbée (Carey, 1967a).

Des relations doivent être établies de façon empirique entre la valeur du coefficient f_{mod} et la pente p , de même que entre $A\sqrt{R}$ et le niveau d'eau mesuré. Ces relations sont établies à partir de régressions sur des données mesurées sur le terrain et permettent d'estimer f_{mod} et $A\sqrt{R}$ à partir de la pente et le niveau d'eau mesuré systématiquement pour la période d'intérêt. Il ne suffit que d'appliquer l'expression (12) ci-haut.

3.3.5.3 Application

Le fait que cette méthode ne soit applicable que pendant la période où le couvert de glace est stable peut être relativement contraignant. Au printemps ou à l'automne, alors que les journées peuvent être particulièrement chaudes et les nuits plus froides, les fluctuations du couvert de glace ne permettent pas l'application de cette méthode. Cette contrainte peut être gênante connaissant l'importance du suivi du débit avant la crue de printemps, par exemple. La méthode d'estimation du débit en conduite fermée, nécessite une bonne connaissance des principes hydrauliques impliqués dans le calcul des paramètres. Par ailleurs, l'efficacité de la méthode dépend aussi de la qualité de la relation empirique établie.

3.3.6 Indice de vitesse (*Index velocity*)

3.3.6.1 Conditions

L'application de la méthode d'indice de vitesse (Strilaeff, 1972) nécessite l'information suivante : les mesures journalières de la vitesse du courant et la hauteur d'eau journalière servant à calculer la surface effective occupée par l'eau sur une section transversale du cours d'eau, c'est à dire la différence entre l'aire totale latérale et la surface occupée par le couvert de glace.

3.3.6.2 Description

La vitesse est mesurée de façon journalière et il est important de choisir un emplacement où l'écoulement ne peut être influencé que par la glace, c'est à dire aussi loin que possible des rochers, des piliers des ponts ou autres installations pouvant influencer l'écoulement localement.

Il est recommandé de prendre plusieurs mesures à un même endroit et de considérer la moyenne de ces mesures pour l'estimation du débit.

Pour ce qui est de la valeur de la surface latérale occupée par l'eau, elle est obtenue en corrigeant la surface totale obtenue à partir de la mesure de la hauteur d'eau. Un coefficient de relation C_r doit être calculé à partir de mesures antérieures en divisant le débit mesuré Q_m par le produit de la surface occupée par l'eau A , obtenue en soustrayant la surface approximative occupée par la glace de la surface totale, par la vitesse mesurée v au même moment :

$$C_r = \frac{Q_m}{Av}$$

En pratique, Strilaeff (1972) procède en portant sur un graphique les valeurs de Av en abscisse et les valeurs de débit Q_m en ordonnée. La valeur du coefficient C_r correspond ainsi à la pente de la droite passant par les points.

Ainsi, cette méthode consiste tout simplement à estimer le débit en effectuant le produit de la vitesse moyenne mesurée par la surface occupée par l'eau, obtenue à partir de la hauteur d'eau mesurée et en corrigeant cette valeur en la multipliant par le coefficient de relation C_r , calculé à partir de débits mesurés.

3.3.6.3 Application

L'application de cette méthode à grande échelle pourrait induire des coûts relativement importants relié à la mesure continue de la vitesse du courant. L'efficacité de cette méthode peut être quelque peu réduite à cause de l'imprécision des mesures de vitesse qui peut être attribuée au type de glace présent dans le cours d'eau au moment de la mesure. En effet, l'efficacité de la mesure de la vitesse en présence de glace est optimale lorsque le couvert de glace est complet et lorsqu'il y a peu de « *slush* » puisque celle-ci peut nuire au fonctionnement du moulinet de l'instrument de mesure servant à mesurer la vitesse. Comme ces conditions ne sont observées que pour une certaine partie de l'hiver, la précision de l'estimation procurée par cette méthode n'est pas assurée pour toute la période où il y a présence de glace. De plus, la vitesse peut aussi être difficile à mesurer lorsqu'il y a présence de glace de fond ou que le cours d'eau est peu profond. Walker et Wang (1997) et Pelletier (1989) notent quant à eux que la modification du profil des

vitesse dans la colonne d'eau par la présence de glace fait en sorte qu'il soit nécessaire de mesurer la vitesse à plusieurs profondeurs. Ce problème est relativement complexe et plusieurs travaux, en plus de ceux cités précédemment, sont présentés dans la littérature (Teal *et al.*, 1994 ; Engel et Lau, 1996).

3.3.7 Régression multiple (*Multiple regression*)

3.3.7.1 Conditions

La méthode basée sur la régression multiple permet de considérer toute l'information disponible pouvant être liée à l'estimation du débit en présence de glace. Les hauteurs d'eau journalières à la station, les débits correspondants sur la courbe de tarage, les précipitations, les températures journalières minimales, les températures journalières maximales, les débits mesurés à une station voisine et les niveaux d'eau mesurés à une station voisine sont des exemples de variables pouvant être utilisées pour estimer le débit sous la glace avec la méthode de régression multiple.

3.3.7.2 Description

De façon générale, la régression multiple permet de construire un modèle reliant la variable réponse à certaines variables explicatives à partir de données historiques. Le modèle ainsi construit peut être utilisé pour faire une interpolation afin d'obtenir des valeurs non mesurées, mais il peut aussi être utilisé dans une optique prédictive, c'est à dire qu'il permet, pour une autre période que celle qui a servi à calibrer le modèle, d'utiliser l'information mesurée des variables explicatives pour estimer la valeur de la variable réponse. La méthode consiste donc à quantifier la corrélation entre les diverses variables explicatives et la variable réponse, pour la construction du modèle prédictif. Ce modèle peut donc s'exprimer ainsi :

$$Y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_p X_p + e \quad (13)$$

où Y est la variable réponse, où $\{\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_p\}$ sont les paramètres de la régression à être estimés, où $\{X_1, X_2, \dots, X_p\}$ sont les variables explicatives et où e est l'erreur du modèle. À noter que pour une régression multiple impliquant p variables explicatives, $p+1$ paramètres β

doivent être estimés. Dans le cas présent, la variable réponse est le débit sous la glace, tandis que les variables explicatives sont tous les autres paramètres qui sont mesurés pendant l'hiver et qui ont une certaine corrélation avec la valeur du débit sous la glace.

De façon classique, le modèle de régression est calibré à partir de données historiques à l'aide de la méthode des moindres carrés qui consiste à trouver la valeur pour chacun des paramètres β qui permet de minimiser l'erreur du modèle e . Une estimation de l'erreur du modèle nous permet de juger de la corrélation des variables explicatives à la variable réponse. Si la corrélation est faible, on peut dire que la ou les variables explicatives ne permettent pas d'expliquer suffisamment la variabilité de la variable réponse et que le modèle ne peut être utilisé dans un contexte prédictif. Dans le cas d'une régression linéaire simple, c'est à dire une régression du premier ordre n'impliquant qu'une seule variable explicative X et la variable réponse Y , on estime les paramètres β_0 et β_1 ainsi que l'erreur du modèle et on peut directement juger la corrélation entre les deux variables. Par contre, dans le cas d'une régression multiple, l'erreur globale du modèle est composée de l'erreur induite par chacune des variables explicatives et la corrélation globale peut être influencée par la corrélation pouvant exister entre certaines variables explicatives. Ainsi, à cause de la possible corrélation entre les variables explicatives, il est difficile de choisir les variables à conserver pour le modèle. Il est donc nécessaire d'appliquer une procédure *stepwise* (Weisberg, 1985) effectuée la sélection des paramètres du modèle en plusieurs étapes. Les étapes de la procédure peuvent être résumées de la façon suivante :

Étape 0. On commence avec un modèle sans variable explicative :

$$\Omega_0 : y = \beta_0 \quad (14)$$

Étape 1. On introduit dans le modèle, la variable explicative la plus corrélée avec la variable réponse, c'est à dire celle qui procure la valeur de la statistique F suivante la plus grande :

$$F = \frac{SST - SSE}{SSE/(n-p)} = \frac{MSR}{\hat{\sigma}^2} \quad \text{où} \quad SST = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2 \quad (15)$$

$$SSE = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2$$

et où p représente le nombre de variables explicatives possibles et n la taille de l'échantillon.

Supposons que la variable X_a soit la variable qui induit la plus grande valeur de la statistique F , alors le modèle devient :

$$\Omega_1 : y = \beta_0 + \beta_1 x_a \quad (16)$$

Étape 2. Le modèle Ω_2 est ensuite formé en ajoutant au modèle Ω_1 la variable pour laquelle la valeur de la statistique $|t|$ est la plus élevée ou celle pour laquelle la p -value est la plus faible :

$$t = \sqrt{\frac{SSE(\Omega_1) - SSE(\Omega_2)}{SSE(\Omega_2)/(n-p)}} \quad (17)$$

où $SSE(\Omega_1)$ est la somme du carré des erreurs pour le modèle Ω_1 , c'est à dire qu'en ne considérant que la variable X_a , $SSE(\Omega_2)$ est la somme du carré des erreurs pour le modèle Ω_2 , qui permet d'ajouter une variable à la variable X_a . Il existe donc $p-1$ modèles Ω_2 , que l'on doit tester en calculant la valeur de $|t|$ donnée par l'expression (17). Les p -values sont les seuils associés à chacune des statistiques $|t|$ et sont généralement calculés par les logiciels de statistique lors de l'application de la régression.

Supposons que la variable X_b soit la variable qui induit la plus grande valeur de la statistique $|t|$, le modèle devient alors :

$$\Omega_2 : y = \beta_0 + \beta_1 x_a + \beta_2 x_b \quad (18)$$

Étape 3. Si, par exemple, en ajoutant la variable X_b au modèle, le seuil associé à la variable X_a est augmenté et dépasse le seuil $SLE = 0.15$, on retire cette dernière du modèle. La valeur SLE est généralement utilisée comme seuil conditionnant l'entrée ou la sortie de variables dans le modèle, c'est ce qui est proposé, entre autres, avec le logiciel SAS[®]. À l'opposé, toute variable ayant un seuil inférieur à la valeur SLE peut être introduite au modèle :

Si $p < SLE \Rightarrow$ On retire la variable du modèle (19)

Si $p > SLE \Rightarrow$ On ajoute la variable au modèle

Étape 4. L'étape 3 est répétée tant que l'on peut introduire une variable ayant un seuil inférieur à SLE .

La procédure *stepwise* permet donc de ne considérer que les variables ayant une corrélation significative avec la variable réponse et d'éviter la redondance de l'information qui peut être observée si deux variables explicatives corrélées font partie du modèle. Dénotons par $\{x'_1, x'_2, \dots, x'_r\}$ les r variables qui sont retenues dans le modèle à la suite de l'application de la procédure *stepwise*. Pour l'estimation du débit en présence de glace \hat{Q} , on utilise donc le modèle final retenu Ω_f dans un cadre prédictif de la manière suivante :

$$\Omega_f : \hat{Q} = \beta_0 + \beta_1 x'_1 + \beta_2 x'_2 + \dots + \beta_r x'_r \quad (20)$$

3.3.7.3 Application

L'application de cette méthode s'effectue en deux grandes étapes. À la première étape, le modèle doit être calibré à partir de mesures du débit réel correspondant à une année où une campagne de terrain a été effectuée. Une fois calibré, le modèle peut être utilisé les années subséquentes en ne considérant que les variables explicatives qui sont plus faciles à collecter. Ainsi, la méthode peut être parfaitement automatisable puisque son application ne nécessite aucune intervention une fois que le modèle est construit, il ne suffit que de l'appliquer à partir des variables explicatives mesurées. Bien sûr, si l'on dispose d'information pertinente provenant

d'une station voisine, il serait important de l'ajouter au modèle de régression (Fontaine, 1983). Cette procédure peut aussi être appliquée dans un contexte de régionalisation (Janowicz, 1990).

L'efficacité de cette méthode dépend des variables à notre disposition. Plus grand est le nombre de variables non-corrélées, plus la variabilité de la variable réponse est expliquée par le modèle plutôt que par l'erreur e et par conséquent, plus grande est l'efficacité du modèle de régression pour l'estimation du débit.

3.3.8 Filtre de Kalman (*Kalman filter*)

3.3.8.1 Conditions

La méthode du filtre de Kalman décrite dans cette section requiert les données suivantes : les niveaux d'eau mesurés de façon journalière et les débits correspondants sur la courbe de tarage, les mesures de la température journalière ainsi que les mesures de débit effectuée à quelques reprises au cours de l'hiver. De plus, le calibrage de certains paramètres du modèle nécessite une série historique contenant aussi cette information.

3.3.8.2 Description

De façon générale, le filtre de Kalman peut être défini comme étant un estimateur de l'état d'un système dynamique en connaissant les mesures de certaines variables pouvant être liées à l'état du système. La dynamique du système que représente l'écoulement en présence de glace peut être divisée en trois modes (Holtschlag et Grewal, 1998). Le premier mode représente la période de formation ou la fonte soudaine de la couverture de glace. Ce mode caractérise les périodes où l'écart entre le débit apparent (débit correspondant sur la courbe de tarage, à la mesure du niveau d'eau à la station) et le débit réel commence à apparaître. Avant d'aller plus loin, il est nécessaire de définir le rapport de débit $x_1(k)$, la variable d'état qui est utilisée dans cette procédure et qui permet de caractériser la différence entre le débit réel et le débit apparent :

$$x_1(k) = \frac{\text{débit réel}(k)}{\text{débit apparent}(k)} \quad (21)$$

où k est l'indice représentant le temps. Ainsi, dans le cas d'un pas de temps journalier, $x_1(k+1)$ représente le rapport de débit pour la journée suivant la journée k .

La variation du rapport x_1 d'une journée à l'autre peut être relativement importante pendant la formation ou la fonte de la glace, comparativement aux faibles variations observées pendant les périodes où le couvert de glace est stable. Ainsi, le modèle utilisé pour décrire le premier mode est le suivant :

$$x_1(k) = \frac{h(k-1)}{h(k)} x_1(k-1) \quad (22)$$

Le modèle (22) est appliqué dans deux situations. D'abord, il est appliqué lorsque le changement du rapport de débit d'une journée à l'autre dépasse une certaine proportion q_{dl} et que la température journalière moyenne est inférieure à un certain seuil T_{fg} qui marque une température pour laquelle on note une accumulation de glace. De plus, ce modèle est appliqué dans les cas où le rapport de débit décroît de plus de q_{dl} d'une journée à l'autre pour un rapport de débit supérieur à 1, ce qui est pratiquement toujours le cas. En résumé, on applique le mode 1 lorsque l'on a :

$$(a) \frac{x_1(k+1) - x_1(k)}{x_1(k)} > q_{dl} \% \Leftrightarrow T(k) < T_{fg} \quad (23a)$$

$$(b) \frac{x_1(k+1) - x_1(k)}{x_1(k)} < -q_{dl} \% \Leftrightarrow x_1(k) < 1 \quad (23b)$$

où les paramètres q_{dl} et t_{io} doivent être calibrés.

Le second mode correspond aux périodes de l'hiver où le couvert de glace est relativement stable et que les variations journalières du rapport de débit sont relativement faibles. Le modèle associé à ce mode est relativement plus difficile à appliquer que le modèle (22) puisqu'il fait intervenir quatre variables d'état qui doivent être mises à jour avec l'application du filtre dans le temps. Ce modèle prend la forme suivante :

$$x_1(k) = x_2(k-1) + x_3(k-1)[x_1(k-1) - x_2(k-1)] + x_4[\tilde{u}(k-1) - x_5(k-1)] \quad (24)$$

où x_2 est un paramètre-seuil pour le rapport de débit, x_3 est un paramètre autorégressif pour le rapport de débit, x_4 est un paramètre reliant la température au rapport de débit, x_5 est un paramètre-seuil pour la température et \tilde{u} est une moyenne pondérée exponentielle des températures des trois jours précédants. Essentiellement, l'expression (23) décrit un processus par lequel le rapport de débit est à l'équilibre autour d'une valeur nominale x_2 lorsque le couvert de glace est relativement stable et que la température est relativement constante autour d'une valeur nominale x_5 . Les variations par rapport à la valeur nominale x_2 s'effectuent à partir de l'écart du rapport de débit à la valeur x_2 au temps précédant, pondéré par un paramètre autorégressif x_3 ainsi qu'à partir de l'écart de la température de la valeur nominale x_5 , pondéré par un paramètre x_4 .

Le dernier mode concerne plutôt la période de débâcle marquant éventuellement un retour du rapport de débit à une valeur de 1. Le modèle associé à ce mode s'applique lorsque la moyenne pondérée exponentielle des températures des trois jours précédants dépasse le seuil T_d correspondant à la température du début de la débâcle. Le modèle décrivant le comportement du rapport de débit pendant la débâcle se traduit comme suit :

$$x_1(k) = x_1(k-1) + \frac{\tilde{u}(k-1) - T_d}{T_{fd} - T_d} [1 - x_1(k-1)] \quad (25)$$

où T_d représente le seuil de température marquant le début de la débâcle et T_{fd} est le seuil de température pour lequel la débâcle est terminée. Ces deux paramètres doivent être calibrés au même titre que les paramètres q_{dl} et T_{fg} associés au premier mode. Ainsi, lorsque la variable représentant la température \tilde{u} atteint le seuil T_{fd} , le rapport de débit prend une valeur de 1 et le débit apparent coïncide avec le débit réel. On peut donc exprimer la forme générale du modèle, regroupant à la fois les trois modes, de la façon suivante :

$$\mathbf{x}(k) = f(\mathbf{x}(k-1), k-1) + \mathbf{w}(k-1) \quad (26)$$

où $\mathbf{x}(k)$ est le vecteur contenant tous les états du système dont le rapport de débit estimé, c'est à dire les valeurs $x_1(k)$, $x_2(k)$, $x_3(k)$, $x_4(k)$ et $x_5(k)$, f est une fonction non linéaire reliant les

états au temps précédant au états au temps k et où $w(k-1)$ est le vecteur correspondant au bruit du modèle.

En disposant d'une estimation du rapport de débit, on peut évaluer la valeur du débit réel en utilisant le modèle linéaire suivant :

$$z(k) = \mathbf{H}(k)\mathbf{x}(k) + v(k) \quad (27)$$

où $z(k)$ est le débit réel, $\mathbf{H}(k)$ est la matrice de mesures du débit apparent et $v(k)$ est un bruit associé à la mesure qui est distribué selon une distribution normale de moyenne nulle et de variance $R(k)$.

L'application du filtre s'effectue en deux étapes. La première étape consiste à appliquer les modèles (22), (24) ou (25) pour l'estimation du rapport de débit à partir de l'information disponible. Cette étape d'estimation temporelle permet d'estimer le débit dans le temps, jusqu'à ce qu'une mesure de débit soit disponible. Dans les cas où une mesure de débit a été effectuée seulement, cette information est utilisée dans la seconde étape qui consiste en une mise à jour de l'estimation à l'aide des mesures.

Au temps k , on évalue d'abord à lequel des trois modes l'écoulement correspond. Ensuite, on estime la valeur $x^{(-)}(k)$ à partir du modèle correspondant au mode concerné. Le signe $(-)$ indique que l'estimation a été effectuée à la première étape, contrairement au signe $(+)$ qui désigne bien-sûr l'étape de mise à jour par les mesures. Dans les cas où on ne dispose pas de mesure de débit, l'estimation du rapport de débit $x_1^{(+)}$ est assumée être celle effectuée dans la première étape seulement, c'est à dire que $x_1^{(+)} = x_1^{(-)}$. Le débit réel $z(k)$ est estimé à partir des mesures de débit apparent à partir de l'expression suivante, dans la notation classique utilisée pour le filtre de Kalman :

$$\hat{z}^{(-)}(k) = \mathbf{H}(k)\mathbf{x}^{(-)}(k) \quad (28)$$

où $\hat{z}(k)$ est l'estimation du débit réel, $\mathbf{H}(k)$ est la matrice de mesures du débit apparent et $\mathbf{x}^{(-)}(k)$ est le vecteur contenant tous les états du système dont le rapport de débit estimé, c'est à dire les valeurs $x_1(k)$, $x_2(k)$, $x_3(k)$, $x_4(k)$ et $x_5(k)$.

Ensuite, la matrice de transition $\Phi(k-1)$ doit être calculée afin de mettre à jour la matrice de covariance de l'erreur $\mathbf{P}^{(-)}(k)$. La matrice de transition correspond en fait à la dérivée du modèle par rapport aux états $\mathbf{x}^{(-)}(k-1)$. C'est une matrice carré de dimension (5,5) dont la diagonale est formée de 1 et la première ligne est composée des dérivées partielles du modèle pour le mode 2 :

$$\Phi(k-1) = \begin{bmatrix} x_3^{(-)} & 1-x_3^{(-)} & x_1^{(-)}-x_2^{(-)} & \tilde{u}-x_5^{(-)} & x_4^{(-)} \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (29)$$

Notons que les composantes de la matrice sont les états évalués au temps $k-1$, cet indice ayant été omis de façon à alléger la notation de la matrice. Ainsi, la matrice de transition est utilisée pour mettre à jour la matrice de covariance de l'erreur d'estimation de la façon suivante :

$$\mathbf{P}^{(-)}(k) = \Phi(k-1)\mathbf{P}^{(-)}(k-1)\Phi^T(k-1) + \mathbf{Q}(k-1) \quad (30)$$

où $\mathbf{Q}(k-1)$ est la matrice de covariance du bruit du modèle. Cette matrice provient en fait du bruit \mathbf{w} tel que $\mathbf{w} \sim N(\mathbf{0}, \mathbf{Q}(k-1))$. En pratique, seulement la variance de x_1 est non nulle. Ainsi, seulement le premier élément de la matrice \mathbf{Q} est non nul et doit être estimé de façon à ce que :

$$P\left[\left|\hat{z}^{(-)}(k) \pm Z_\alpha P_{1,1}^{(-)}\right| > z(k)\right] \sim 0,9 \quad (31)$$

où Z_α est une variable normale centrée réduite. Dans leur étude, Holtschlag et Grewal (1998) considèrent $\alpha = 0,1$ et donc $Z_{0,1} = 1,64$.

Pour les jours où l'on dispose de mesures de débit effectuées sur le terrain dénotés par k' , la valeur du rapport de débit est connu et cette information est utilisée pour mettre à jour le filtre. D'abord la matrice de gain de Kalman $\mathbf{K}(k')$ est calculée à l'aide de la matrice de mesure $\mathbf{H}(k')$ de la manière suivante :

$$\mathbf{K}(k') = \mathbf{P}(k')^{(-)} \mathbf{H}^T(k') \left[\mathbf{H}(k') \mathbf{P}(k')^{(-)} \mathbf{H}^T(k') + \mathbf{R}(k') \right]^{-1} \quad (32)$$

où \mathbf{R} est la matrice de covariance du bruit de mesure. Comme dans le cas de la matrice \mathbf{Q} , seule la variance du bruit ν est assumée être non nulle. Holtschlag et Grewal (1998) ont estimé qu'une valeur de 8% de la mesure du débit était raisonnable pour la variance R . Ensuite, la matrice de covariance est mise à jour à partir du gain de Kalman :

$$\mathbf{P}(k')^{(+)} = \left[\mathbf{I} - \mathbf{K}(k') \mathbf{H}(k') \right] \mathbf{P}(k')^{(-)} \quad (33)$$

où \mathbf{I} représente une matrice identité de dimension (5,5). Par la suite, la mise à jour du vecteur d'état peut être effectuée de la manière suivante :

$$\mathbf{x}(k')^{(+)} = \mathbf{x}(k')^{(-)} + \mathbf{K}(k') \left[z(k') - \hat{z}(k')^{(-)} \right] \quad (34)$$

Finalement, la mise à jour de l'estimation du débit réel peut être effectuée :

$$\hat{z}(k')^{(+)} = \mathbf{H}(k') \mathbf{x}(k')^{(+)} \quad (35)$$

Pour plus de détails, ou pour des informations complémentaires sur l'application d'un filtre de Kalman, se référer à Todini (1978).

Les paramètres q_{di} , T_{fg} , T_d et T_{fd} doivent être estimés à l'extérieur du filtre, en minimisant la somme des erreurs au carré de l'estimation du rapport de débit pour les jours où la mesure de débit est disponible, c'est à dire que les paramètres sont choisis de la façon suivante (Holtschlag, 1996) :

$$\min \left[\sum_{i=1}^m \left(x_1^{(-)}(k') - x_1(k') \right)^2 \right] \quad (36)$$

Les états, quant à eux, sont estimés en appliquant de façon répétitive le filtre en utilisant les états et les matrices d'erreur calculées à la dernière itération pour initialiser le filtre à l'itération suivante. La procédure se termine lorsque l'on peut déduire la convergence des états.

3.3.8.3 Application

Apparemment, cette méthode procure une estimation relativement fiable du débit sous la glace dans l'étude de Holtschlag et Grewal (1998). L'application de cette méthode nécessite le calibrage d'un certain nombre de paramètres et le calcul de cinq variables d'état. Le nombre de mesures effectuées sur le terrain peut avoir une certaine importance dans le calibrage des paramètres. On peut soupçonner des problèmes de convergence lorsqu'un trop faible nombre de valeurs sont disponibles. Seule l'application de la méthode peut nous apporter une réponse quant au nombre de mesures nécessaires.

Selon les résultats obtenus par Holtschlag et Grewal (1998), la variable d'état autorégressive x_3 prend une valeur de 0,981 et 0,99 dans les deux applications du filtre qu'ils ont effectués sur une rivière du Maine et une rivière du Nebraska. Ces valeurs indiquent que le modèle est grandement autorégressif dans la seconde phase, la valeur maximale pour ce paramètre étant de 1. C'est à dire que l'estimation dépend davantage du rapport de débit au temps précédant que de la variation de température. Cette remarque illustre bien l'importance d'utiliser un autre modèle pour la période de formation de la glace et la débâcle, puisque les variations de température peuvent être plus importantes.

On remarque aussi que l'on accorde une relativement grande confiance aux mesures de débit effectuées à quelques reprises pendant l'hiver, puisque ces valeurs corrigent l'estimation et permet de mettre à jour la matrice de covariance de l'erreur d'estimation. Il ne faut tout de même pas oublier que les mesures de débit effectuées en hiver sont aussi des estimations du débit réel, quoique probablement assez précises, et que les valeurs de débit fournies par le filtrage sont en fait une estimation de l'estimation. Cette remarque est toutefois valable pour la plupart des méthodes d'estimation du débit sous la glace.

De façon générale, cette méthode semble procurer une estimation assez fiable du débit d'hiver. Le modèle étant en trois phases, il est construit de façon à ce qu'il puisse s'adapter aux

conditions ambiantes au cours de l'hiver. Cette méthode mérite donc d'être considérée dans une étude de comparaison.

3.3.9 Modèles de réseaux de neurones artificiels (RNA)

3.3.9.1 Conditions

Les réseaux de neurones artificiels (RNA) sont des modèles numériques issus du domaine des sciences cognitives qui cherchent à développer des modèles capables de manifester des capacités d'apprentissage et d'adaptation à leur environnement. L'intérêt des RNA est qu'ils sont non linéaires et possèdent une capacité d'apprendre des relations complexes à partir des données sans aucune hypothèse a priori. Il a été différemment démontré qu'un réseau de neurone ayant une couche cachée et une fonction sigmoïde est un approximateur universel (Hornik et al., 1989; Cybenko, 1989) en ce sens qu'il peut approximer toute fonction multivariable et ses dérivées avec une précision fixée, pourvu qu'il soit soumis à un apprentissage efficace.

3.3.8.2 Description

Le réseau de neurones artificiels (RNA) utilisé dans cette étude est la forme générale de RNA appelée réseau de neurones récurrent ou recurrent (RNR) complètement bouclé (Elman, 1990). Un RNR typique avec N unités (i.e. neurones ou nœuds) de contexte est illustré par la Figure 4. Une importante caractéristique du RNR est qu'en plus des connexions habituelles des RNA dits "feedforward connections", il comporte des connexions arrières ("feedback connections") qui permettent un filtrage et un recyclage temporel de l'information. Ce qui permet au RNR de découvrir l'information historique significative contenue dans les données d'entrée. Chaque neurone de la couche cachée est connecté à une unité de contexte (Figure 4) ce qui permet de stocker progressivement les sorties des nœuds cachés puis de les renvoyer dans le réseau comme information additionnelle. En fait, la présence des unités de contexte dans les connexions arrières confère au RNR une mémoire adaptative.

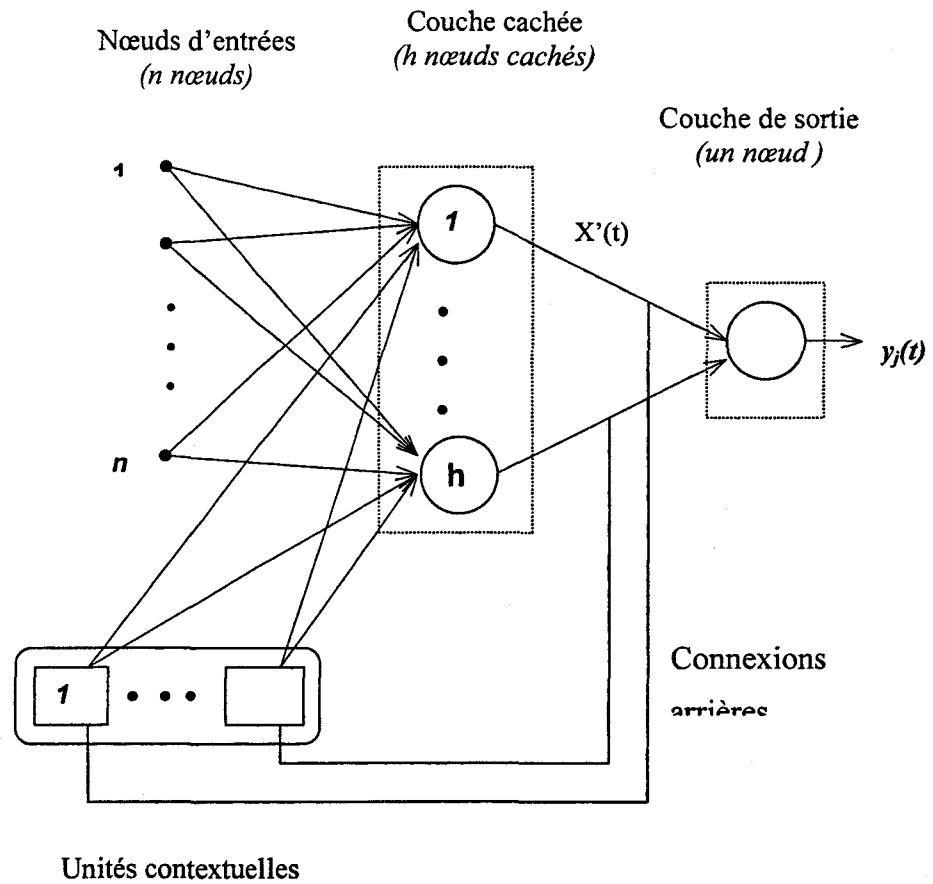


Figure 4. Configuration d'un réseau de neurone récurrent

Finalement, les sorties du RNR dépendent non seulement des poids et biais du réseau, de l'information (ou entrées) actuelle, mais aussi des états précédents du réseau comme suit:

$$y_j = Ax'(t) \quad (37)$$

$$x'(t) = G(W_h x'(t-1) + W_{h_0} x(t-1)) \quad (38)$$

où $x'(t)$ est la sortie de la couche cachée au temps t étant donné un vecteur d'entrée $x(t)$, et $G(.)$ est la fonction logistique utilisée comme fonction d'activation (ou de transfert) des nœuds cachés. La matrice W_h représente les poids des h nœuds cachés connectés aux unités de contexte, W_{ho} est la matrice des poids des neurones cachés connectés aux entrées du réseau, y_j est la sortie finale du réseau fournie par le neurone de sortie j , et A représente la matrice des poids des unités cachées connectées au neurone de sortie j .

Une des difficultés majeures dans l'application du RNR réside dans la complexité de l'apprentissage (ou calibrage) du modèle. Cela est essentiellement dû au fait que le calcul de $\nabla E(w)$, i.e. le gradient de l'erreur E en fonction des poids est complexe parce que l'erreur n'est pas définie en un point fixe mais est plutôt fonction de l'évolution temporelle du réseau. Dans cette étude, l'optimisation des poids est effectuée à l'aide d'une variante de l'algorithme de propagation arrière ("backpropagation") appelée Levenberg-Marquardt backpropagation (LMBP) (Hagan and Menhaj, 1994). L'algorithme de propagation arrière standard (Rumelhart et al., 1986) est une technique d'optimisation du premier ordre tandis que la méthode LMBP est une technique du second ordre qui utilise une matrice Hessienne approximée dans la procédure de mise à jour des poids et biais du réseau comme suit:

$$W_{k+1} = W_k - [H + \mu I]^{-1} J^T r \quad (39)$$

où r est le vecteur d'erreurs résiduelles, la paramètre μ est un petit scalaire, $J = \nabla E$ est la matrice Jacobienne, et $H = J^T J$ représente la matrice Hessienne approximée généralement écrite sous la forme $\nabla^2 E \cong 2J^T J$. En pratique, différentes études expérimentales ont montré que la méthode LMBP est la plus rapide et la plus efficace parmi de nombreuses autres méthodes d'apprentissage des RNA (Hagan et Menhaj, 1994; Coulibaly et al., 2000b).

Une étape importante dans la mise en œuvre du modèle neuronal est le choix du nombre neurones cachés. Il n'y a pas de méthode standard pour l'identification a priori du meilleur modèle neuronal parce que la complexité de chaque modèle est inhérente à celle du système considéré. Il est donc difficile de prédire à l'avance quelle sera la taille optimale du réseau pour un problème donné. Pour identifier l'architecture optimale pour le réseau, nous avons utilisé la méthode usuelle dite "trial-and-error". Cette méthode consiste à faire varier le nombre de nœuds cachés, puis à retenir le plus petit nombre de neurones qui obtient les meilleurs résultats de calibration. Ainsi, pour chaque ensemble d'apprentissage, un modèle neuronal adéquat (ou

parsimonieux) est identifié. Les modèles retenus sont présentés ci-après avec quelques résultats d'application.

3.3.9.3 Application

Les RNA ont déjà été appliqués dans divers domaines incluant les sciences de l'eau. Une revue de littérature récente sur l'application des RNA en hydrologie (Coulibaly et al. 1999) montre que les RNA sont en phase d'être une alternative intéressante pour l'amélioration de la qualité des prévisions hydrologiques. Ceci à cause de leur capacité de modéliser les relations non linéaires des processus hydrologiques et de s'adapter à la variabilité climatique dominant les systèmes hydro-météorologiques. Cependant, la condition essentielle pour une bonne application d'un modèle neuronal réside dans la qualité et la représentativité des données par rapport au processus (ou système) modélisé.

Dans le contexte de l'estimation des débits d'étiage hivernal, l'étude expérimentale réalisée par Huttunen et al. (1997) montre un fort potentiel des RNA pour la correction du débit en présence de glace pour une petite rivière nordique. Les relations entre le débit hivernal et les variables explicatives telles que la température, l'épaisseur de la glace, les précipitations, la section de la rivière, les niveaux d'eau, etc. sont non linéaires avec des variabilités interannuelles. Une classe de RNA appelée réseaux de neurones récurrents (RNR) ou adaptatifs ont démontré une bonne capacité à modéliser de tels processus non linéaires variant dans le temps (Coulibaly et al., 2000a). C'est ce type de RNA qui sera privilégié dans cette étude.

On remarque finalement que nous n'avons pas abordé dans cette revue de littérature l'approche conceptuelle pour la correction du débit sous couvert de glace (Holtschlag, 1996 ; Hamilton et Moore, 1996). Cette approche est basée sur le développement de modèles conceptuels pour fournir une estimation du débit dans les conditions hivernales. Ce type d'approche ne se fit pas sur des techniques statistiques qui font des inférences sur le débit réel en extrayant l'information à partir des différentes variables hydrologiques, hydrauliques, environnementales, et géomorphologiques mesurées. Nous aborderons ce type d'approche dans la prochaine section et dans le chapitre 5 du présent rapport.

3.4 Études comparatives

Plusieurs chercheurs ont essayé d'effectuer des études comparatives de différentes méthodes d'estimation du débit de rivière sous la glace. Chin (1966) présenta les résultats d'une étude comparative de 4 différentes méthodes (interpolation du débit, courbe de tarage ajustée, courbe de remous, et débit ajusté) sur la base des données de la rivière Takhini, située à l'ouest de Whitehorse au Territoire du Yukon, Canada. Il indiqua que toutes les 4 méthodes mènent à des résultats relativement acceptables, mais que les moyennes mensuelles des débits estimés peuvent contenir des erreurs de 25% ou plus. L'étude de Cluis (1973) tente d'évaluer et d'améliorer les méthodes utilisées alors au Ministère des Richesses Naturelles du Québec pour l'estimation du débit d'hiver sous couvert de glace en se basant sur les données effectuées à 3 stations situées sur la rivière Sainte-Anne de la Pérade, à environ 45 kilomètres à l'ouest de la ville de Québec. Les résultats indiquent que, généralement, la méthode des débits ajustés reste la meilleure. Toutefois, la méthode de l'interpolation du débit peut donner de meilleurs résultats dans certaines conditions. Cluis (1973) indiqua également qu'une partie de ses résultats devrait être transposable à d'autres régions du Canada et à d'autres pays ayant des conditions climatiques similaires.

Morton (1983) a présenté les résultats d'une étude visant à étudier les facteurs qui influent la mesure du débit d'un cours d'eau durant la période hivernale, déterminer le degré d'exactitude que peuvent atteindre les méthodes utilisées, et normaliser et améliorer les méthodes et l'équipement de mesure tant sur le terrain qu'au bureau. Cette étude a été basée sur les données de la Rivière Peace à Peace Point et la Rivière Slave à Fitzgerald (District de Calgary). L'étude a conclu que la méthode de la hauteur d'eau effective était dans l'ensemble la méthode la plus précise pour le type de rivière étudié. L'étude a également conclu que les méthodes de remous, de débit ajusté et d'interpolation du débit présentaient toutes des avantages dans le cas des rivières étudiées. Une méthode basée sur l'utilisation d'une courbe de tarage hivernale en deux parties a été jugée la moins précise.

Pelletier (1990) présente une revue théorique des techniques utilisées dans différents pays (Canada, Danemark, Finlande, Norvège, Suède, États Unis d'Amérique, et alors l'Union Soviétique) pour l'estimation du débit sous couvert de glace. Il conclue que la différence

majeure entre les approches utilisées en Amérique du Nord et en Europe réside dans la différence d'instrumentation utilisée. Pelletier (1990) indique également que la fréquence des mesures de débit est supérieure en Amérique du Nord qu'en Europe. Pelletier (1990) souligne que les méthodes utilisées dans tous ces pays pour le calcul du débit hivernal restent très semblables et largement subjectives. Il souligne également le besoin de développer des standards internationaux dans cette direction.

Melcher et Walker (1992) présentent une description des bases de 17 méthodes analytiques pour l'estimation du débit sous couvert de glace. Ils présentent une comparaison des différentes méthodes sur la base des données de 3 stations de l'État du Iowa aux États Unis d'Amérique pour l'hiver 1987-1988. Ils concluent que deux techniques subjectives (rapport de débit et information hydrologique/climatique) menaient aux meilleurs résultats parmi les méthodes subjectives, et à des résultats presque comparables aux meilleures méthodes analytiques. Trois méthodes analytiques (indice de vitesse, courbe de tarage ajustée et une autre modification de cette dernière) peuvent être utilisées quand le besoin d'une précision additionnelle justifie les dépenses additionnelles associées à la collecte des données. La méthode du facteur d'ajustement de glace peut être appropriée pour les stations possédant une courbe de tarage extrêmement stable. D'autre part, Melcher et Walker (1992) concluent également que la régression multiple et le rapport de débit peuvent être utilisés quand les conditions de glace sont variables.

Holtschlag (1996) développe une approche de systèmes dynamiques qui développe des équations non linéaires dynamiques spécifiques au site reliant les caractéristiques de l'effet de glace à des variables environnementales routinement mesurées. Il adopte les mêmes données de l'Iowa utilisées par Melcher et Walker (1992) pour présenter une évaluation de la performance de cette méthode. Holtschlag (1996) indique que l'approche de systèmes dynamiques a mieux performé que les 11 méthodes analytiques testées par Melcher et Walker (1992) sur la base de la précision des résultats et des critères de faisabilité. Holtschlag (1996) souligne que la méthode est facile à appliquer, objective, reproductible, et nécessite des quantités modestes de données. Il suggère que l'approche des systèmes dynamiques représente une méthode spécifique au site (site-specific) prometteuse et qui devrait recevoir de plus en plus d'attention.

Hamilton and Moore (1996) ont présenté les résultats d'une étude basée sur des mesures fréquentes de débit effectuées durant l'hiver 1994 et 1995 dans la Rivière M'Clintock et la Rivière Ibex près de Whitehorse au Sud du Territoire du Yukon. Dans cette étude, un modèle de réservoir linéaire a donné une corrélation médiocre avec les récessions d'écoulement dans les deux rivières, tandis que trois autres modèles plus complexes (modèles de réservoirs linéaires multiples et à différents niveaux) ont donné de bonnes corrélations avec les données utilisées dans la calibration.

Huttunen et al. (1997) ont présenté une comparaison de trois modèles (modèle de réseaux de neurones artificiels, un modèle conceptuel et un modèle combinant les deux approches) sur la base des données de la station Tornionjoki Karunki au nord de la Finlande. Les résultats semblent indiquer que les trois modèles mènent à des résultats sensiblement équivalents avec un avantage léger pour le modèle hybride. Ce travail de recherche représente une contribution importante car il souligne l'importance de développer des modèles hybrides combinant des approches statistiques et des approches conceptuelles qui essayent de décrire les bases physiques du système modélisé. Le modèle hybride présenté dans cette recherche code directement la description physique du modèle conceptuel dans la structure du réseau de neurones artificiels. Ceci risque de ne pas être la meilleure façon de développer des modèles hybrides. Nous proposons de considérer la combinaison des deux types de modèles de façon à passer d'un type de modèle à l'autre selon les conditions du système, et à considérer dans certains cas une vraie combinaison des sorties de modèles tel que proposé dans un cadre prévisionnel par Ouarda et al. (1999). Ce type d'approche de combinaison a été montré de mener à une amélioration globale par rapport à chacune des approches individuellement.

4 Application au cas d'étude

4.1 Introduction

Les méthodes sélectionnées ont été appliquées aux données de la rivière Mackenzie disponibles dans le cadre de ce projet (fournies par M. Raymond Bourdages d'EC). La station principale qu'on a utilisé dans le cadre de cette application, sélectionnée sur la base de la quantité d'information disponible, est la station 10LC014 (Mackenzie River at Arctic Red). Une deuxième station 10ED002 (Liard River near the mouth) a été utilisée pour effectuer certains tests des méthodes. Les données utilisées ont été cueillies dans le cadre du programme GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment).

Les applications présentées dans ce qui suit sont limitées par la quantité de données disponibles : Pendant la phase de test et d'application de ces approches, même la courbe de tarage estivale de la station du case d'étude n'était pas disponible. Des efforts sont présentement en cours pour acquérir toute information additionnelle qui pourrait être accessible et de refaire ces applications sur une base solide et en utilisant de l'information complète et équivalente pour toutes les méthodes. Ceci permettrait de faciliter la comparaison de la performance des différentes méthodes sélectionnées. Des efforts sont également en cours au niveau fédéral pour fournir de nouvelles données hivernales de bonne qualité pour les deux sites identifiés sur les Rivières Mackenzie et Liard (Wang, 1999b). Il est important de noter que toutes les méthodes n'utilisent pas nécessairement la même quantité d'information. L'information additionnelle qu'on s'attend à recevoir dans le futur est souvent disponible sous forme papier (relevés de terrain) et il faudra digitaliser l'information, la corriger, la valider et effectuer tous les test d'hypothèse avant de pouvoir l'utiliser d'une façon pratique.

4.2 Régression multiple

La méthode de la régression multiple a été appliquée aux données de la rivière Mackenzie disponibles dans le cadre de ce projet. La campagne de terrain de la rivière Mackenzie a permis de recueillir une importante quantité de données et une quelques variables intéressantes, comme l'épaisseur de la glace ou la vitesse de l'écoulement . Toutefois, les variables explicatives qui ont été considérées dans l'application de la méthode de la régression multiple, sont des variables qui sont généralement mesurées systématiquement aux stations de mesures : les niveaux d'eau et la température moyenne journalière. En plus de la température moyenne journalière, nous avons ajouté une variable représentant la température moyenne des 10 jours précédants, afin d'évaluer l'importance des variations ponctuelles de la température dans la modification des propriétés de l'écoulement. Toutefois, on peut déjà soupçonner qu'une seule des deux variables de température sera retenue dans le modèle étant donné la corrélation relativement forte existant entre les deux variables. Les différentes corrélation entre les variables sont présentées à la figure 5.

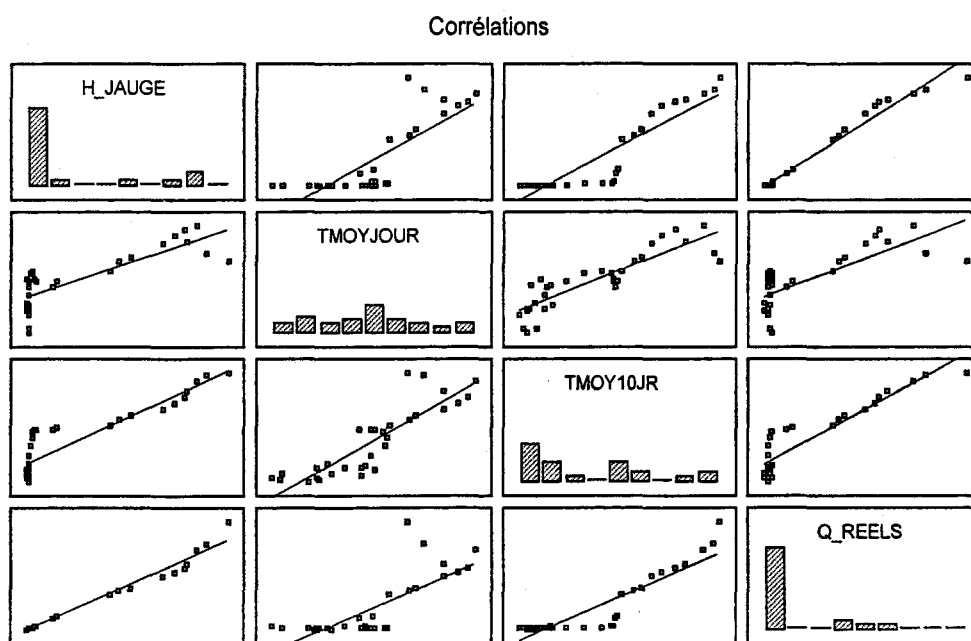


Figure 5. Corrélations entre les diverses variables de la rivière Mackenzie

Ainsi, seulement trois variables explicatives ont été retenues pour tenter d'expliquer la variabilité de la variable réponse qui est le débit sous la glace. Dans le but de favoriser l'application subséquente de la procédure, seulement les variables les plus faciles à recueillir ont

été retenues. Parmi les variables supplémentaires qui auraient pu être utiles dans cette étude, ou du moins pour l'application de la régression multiple, on note les températures minimales journalières et les températures maximales journalières. De plus, toute l'information pouvant être recueillie à une station voisine, si elle était disponible, aurait pu être pertinente et ces variables auraient pu être incluses parmi les variables explicatives utilisées dans la procédure *STEPWISE*.

Les résultats de la procédure *STEPWISE* sont présentés au tableau 1. La construction du modèle a été effectuée en utilisant la moitié de l'échantillon, l'autre moitié servant à effectuer une validation par la suite. À noter que les deux sous-échantillons ont été tirés aléatoirement dans l'échantillon complet.

Tableau 1. Application de la procédure *STEPWISE* pour la rivière Mackenzie.

	Modèle	Var.	<i>T</i>	<i>p-value</i>	<i>F</i>	<i>R</i> ²
Ω_1	$Q = \beta_0 + \beta_1 h$	<i>h</i>	38,66	<0,00001	1494,64	0,978
	$Q = \beta_0 + \beta_1 T_j$	T_j	6,660	<0,00001	44,36	0,573
	$Q = \beta_0 + \beta_1 T_{10j}$	T_{10j}	24,43	<0,00001	138,43	0,807
Ω_2	$Q = \beta_0 + \beta_1 h + \beta_2 T_j$	<i>H</i>	26,87	<0,00001	867,86	0,982
		T_j	-2,487	0,018		
Ω_2	$Q = \beta_0 + \beta_1 h + \beta_2 T_{10j}$	<i>H</i>	15,92	<0,00001	725,02	0,978
		T_{10j}	0,122	0,904		
Ω_3	$Q = \beta_0 + \beta_1 h + \beta_2 T_j + \beta_3 T_{10j}$	<i>h</i>	18,34	<0,00001	636,87	0,984
		T_j	-3,305	0,0024		
		T_{10j}	2,037	0,0503		

À la première étape, pour un modèle n'ayant qu'une seule variable explicative, on remarque que les trois variables ont un *p-value* relativement faible. Toutefois, la variable *h*, le

niveau d'eau, est la variable pour laquelle la statistique F est la plus élevée. À la deuxième étape, on teste les deux modèles contenant la variables h et chacune des deux autres variables. On remarque donc qu'il est préférable d'ajouter la variable T_j , la température moyenne journalière, puisque celle-ci à une valeur de $|t|$ plus élevée que pour la variable T_{10j} . Comme le p -value associé à la variable h demeure très faible en ajoutant la variable T_j au modèle, les deux variables explicatives peuvent être conservées dans le modèle. Finalement, en ajoutant la dernière variable au modèle, on remarque que les p -values sont tous à peu près inférieurs à 5%. Il convient donc de retenir le modèle contenant toutes les variables explicatives. Ainsi, la corrélation entre les deux variables de température n'est pas assez importante pour qu'il y ait redondance de l'information. Le modèle final utilisé est donc le suivant :

$$Q = 2432,22 h - 39,67 T_j + 47,27 T_{10j} - 3046,15 \quad (40)$$

La figure 6 donne une idée de la qualité de l'estimation obtenue avec le modèle (40). La figure 6(a) concerne l'échantillon de calibration du modèle tandis que la figure 6(b) illustre l'application du modèle (40) sur l'échantillon de validation. Finalement, les courbes de débit mesurés et estimés sont comparés à la figure 7, pour la calibration et pour la validation.

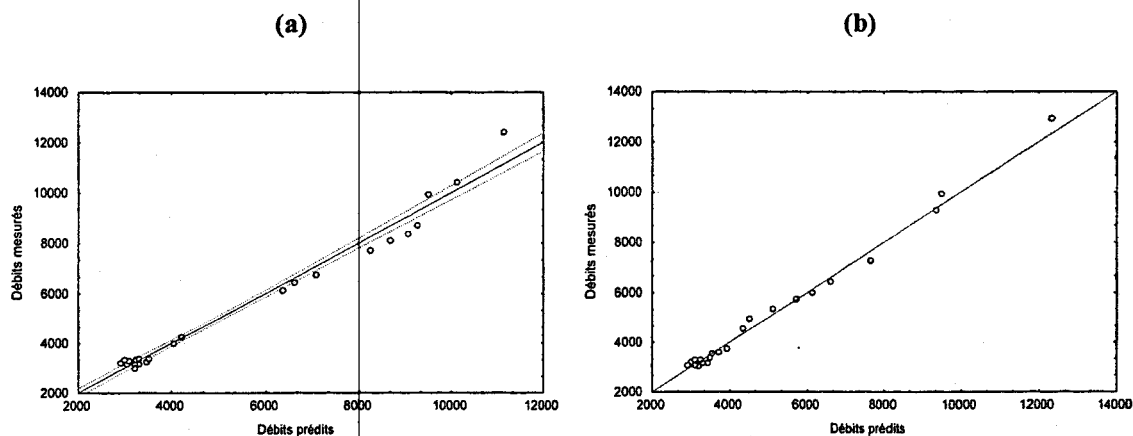


Figure 6. Comparaison des valeurs prédites aux valeurs mesurées pour (a) les données de calibration et (b) les données de validation de la rivière Mackenzie

De manière générale, l'estimation du débit sous la glace à l'aide de la méthode de la régression semble acceptable. Toutefois, on remarque sur les figures 7(a) et 7(b), la présence d'un biais dans l'estimation, apparaissant au début de la fonte et se continuant pendant la fonte jusqu'à la fin de la série de mesures.

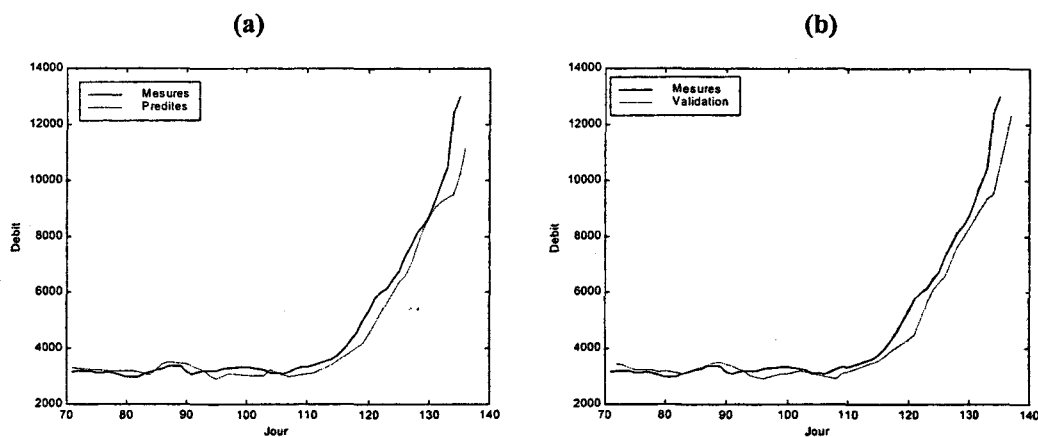


Figure 7. Courbes de débit obtenues avec la régression pour (a) les données de calibration et (b) les données de validation de la rivière Mackenzie

4.3 Filtre de Kalman

L'approche du filtre de Kalman a aussi été appliquée aux données de la rivière Mackenzie. Toutefois, étant donné que la série de données débute en mars et se termine en avril, il a été impossible dans le cadre de cette application, d'utiliser les trois modes du filtre. Le premier mode s'applique dans le cadre de la formation de la glace et ne peut donc être appliqué. Pour ce qui est du second mode, aucun problème ne se présente puisque plus de la moitié de la série semble *a priori* correspondre à ce type de processus. Toutefois, même si la série comprend la période de la débâcle, il a été nécessaire d'ignorer le troisième mode du filtre à cause d'une

contrainte d'optimisation. Avec une série aussi courte pour le nombre de paramètres à optimiser, la convergence de ces derniers était difficile à obtenir. Éventuellement, avec une série plus longue, s'étendant sur toute la durée de l'hiver, il sera possible d'appliquer les deux autres modes du filtre.

Ainsi, comme dans le cas de la méthode de régression multiple, la série a été divisée en deux sous-échantillons pour la calibration et la validation. Les valeurs obtenues pour la calibration des paramètres sont présentés au tableau 2. Le paramètre $x_3 = 0,923$ étant relativement élevé, c'est à dire qu'il est proche de la valeur maximale de 1, on peut alors déduire que le modèle est assez autorégressif. Le facteur de pondération x_4 , associé à la température, est quant à lui relativement faible. Ainsi, les variations de température ont peu d'importance dans l'estimation du débit pendant le mode 2. Cette observation est consistante avec la logique du processus associé au second mode, puisque le couvert de glace est assumé être relativement constant. On suppose donc que dans la période de fonte ou de débâcle, la température aurait un rôle plus important à jouer.

Tableau 2. Estimation des paramètres du filtre de Kalman pour les données de la rivière Mackenzie.

Paramètre	Estimation
x_2	0,8008
x_3	0,9288
x_4	$8,3488 \times 10^{-4}$
x_5	-16,6738

L'efficacité du modèle d'estimation est présentée à la figure 8, la figure 8(a) concernant la calibration du modèle et la figure 8(b) représentant l'application du modèle sur les données de validation.

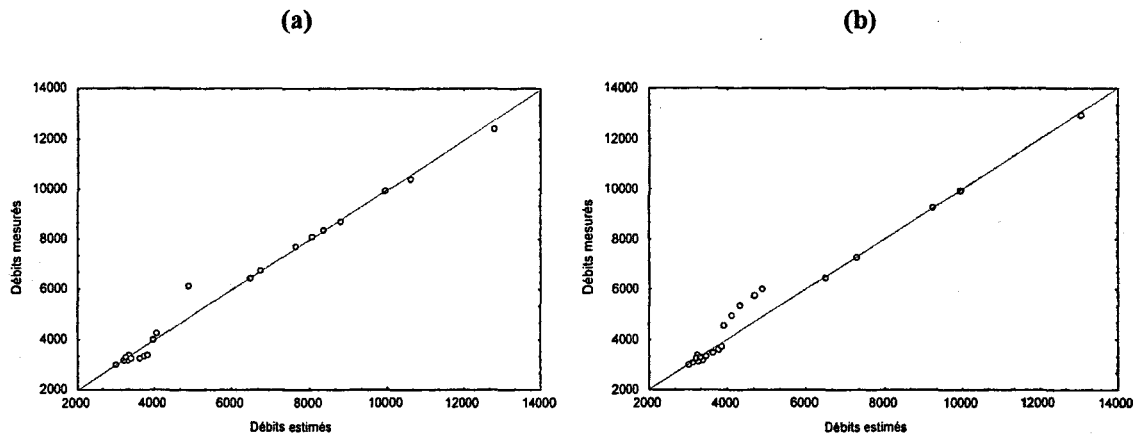


Figure 8. Comparaison des valeurs estimées par le filtre de Kalman aux valeurs mesurées pour (a) les données de calibration et (b) les données de validation de la rivière Mackenzie

À la figure 9, on remarque que pour la période correspondant véritablement au mode 2 de la procédure, c'est à dire la période débutant au jour 70 (13 mars 1999) et se terminant aux environs du jour 115 (25 avril 1999), la courbe d'estimation du débit correspond relativement bien à la courbe du débit mesuré. On note aussi l'amélioration de la qualité de l'information par rapport aux débits apparents. Par contre, comme on pouvait s'y attendre, le mode 2 n'est pas vraiment adapté pour la débâcle. On note un certain retard de l'accroissement du débit estimé au début de la fonte de la glace par rapport au débit mesuré. Ainsi, il sera intéressant éventuellement de tester comment l'ajout d'un mode spécifique à la période de la débâcle (le mode 3) pourrait améliorer l'estimation.

Cette application demeure toutefois une étude préliminaire de la méthode du filtre de Kalman. Afin d'évaluer le véritable potentiel de cette procédure, il sera nécessaire d'appliquer la méthode sur une série de données s'échelonnant sur toute la durée de l'hiver en permettant ainsi

de considérer les trois modes du filtre. De plus, il faut noter qu'étant donné les dimensions de la rivière Mackenzie et le fait que cette rivière à un bassin versant immense, le régime de cette rivière est le résultat de l'intégration d'une quantité de facteurs qui fait en sorte que le débit est relativement stable. Il serait alors intéressant par la suite, d'éprouver le filtre sur les données d'une rivière à faible régime. Une telle rivière est plus sensible aux variations climatiques qu'une rivière comme la Mackenzie et par conséquent, la régime présente une variabilité qui peut être plus importante. Ce genre d'application permettra d'évaluer l'adaptabilité de la méthode du filtre de Kalman et ainsi déterminer s'il est possible d'en étendre l'utilisation pour l'ensemble des rivières affectées par la glace.

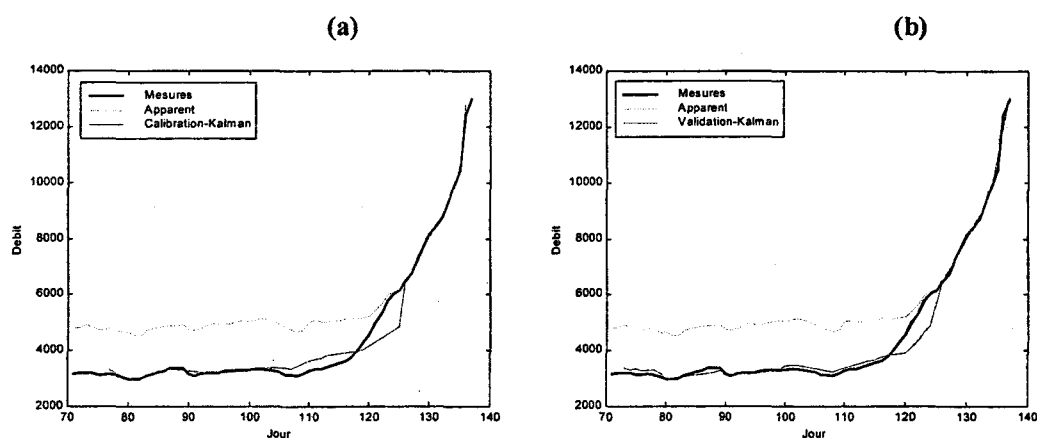


Figure 9. Courbes de débit obtenues avec le filtre de Kalman pour (a) les données de calibration et (b) les données de validation de la rivière Mackenzie

et (b) les données de validation de la rivière Mackenzie

4.4 Modèles neuronaux identifiés

Quelque soit le type de RNA utilisé, il est primordial de déterminer une architecture adéquate du réseau pour obtenir des résultats de validation satisfaisants. Dans cette étude, les modèles neuronaux sont développés dans l'environnement MATLAB à l'aide du Neural Network Toolbox 3 (The Mathworks Inc., Natick, Massachusetts). Pour chacune des deux stations

d'observation hydrologiques (Mackenzie et Liard), nous avons effectué deux types de calibration: Dans un premier temps (scénario 1), nous avons utilisé 2/3 des données disponibles pour la calibration du réseau et le 1/3 restant pour la validation. Puis, dans un second temps (scénario 2), nous avons utilisé 50% des données pour calibrer le réseau et les 50% restant pour la validation. Les débits d'étiage hivernal observés sont utilisés comme les sorties désirées du réseau, tandis que les données hydrométéorologiques correspondantes constituent les entrées du réseau. Pour la rivière Liard, nous avons utilisé toute l'information hydro-météorologique disponible: la température de l'air à la station de mesure, le niveau de l'eau à la section de mesure, la vitesse moyenne, la profondeur de l'écoulement, et la surface d'écoulement. En plus de ces variables, deux autres variables d'entrées (le niveau de l'eau à la station, la température de l'air sur le site) sont considérés pour la rivière Mackenzie.

Pour identifier l'architecture optimum du RNR pour chaque ensemble d'apprentissage, le nombre de nœuds ou unités cachés est varié de 5 à 30, puis à chaque fois, un test de calibration et de validation est effectué. Finalement, le modèle le moins complexe et qui donne les meilleurs résultats est sélectionné. La structure de chaque modèle est représentée par la notation RNR (n, h, o) où n est le nombre des nœuds d'entrées, h le nombre des nœuds cachés, et o le nombre de neurones de sortie. Pour le premier scénario, le nombre optimum de nœuds cachés est de 15 et 18 pour les rivières Liard et Mackenzie respectivement. Par conséquent, un RNR (5, 15, 1) est sélectionné pour la rivière Liard, et un RNR(7, 18, 1) pour la rivière Mackenzie. Pour le scénario 2, un RNR(5, 12, 1) et un RNR(7, 16, 1) sont retenus pour les rivières Liard et Mackenzie respectivement. Quelques résultats expérimentaux des modèles à base de réseau de neurones récurrents identifiés sont présentés et discutés ci-dessous.

Pour évaluer la performance des modèles proposés pour l'estimation des débits d'étiage hivernal, nous avons choisi deux critères de performance: l'erreur quadratique moyenne (*RMSE* pour «root mean square error»), et le critère de Nash (noté R^2). Les résultats de validation des modèles en terme de *RMSE* et R^2 sont présentés aux Tableaux 3 et 4 pour la rivière Liard et Mackenzie respectivement.

Tableau 3. Résultats de validation des modèles neuronaux pour la rivière Liard.

Model	RMSE (m ³ /s)	R ²
RNR(5, 15, 1)	13.14	0.951
RNR(5, 12, 1)	18.07	0.924

Tableau 4. Résultats de validation des modèles neuronaux pour la rivière Mackenzie.

Model	RMSE (m ³ /s)	R ²
RNR(7, 18, 1)	922.59	0.906
RNR(7, 16, 1)	944.64	0.889

De façon générale, ces résultats montrent que l'approche neurale peut offrir des modèles adéquats pour la correction des débits en présence de glace. La bonne performance des modèles dans ce cas-ci n'est pas étonnante puisque les modèles sont calibrés et validés à partir des données d'une même année (mars - avril 1999). Cependant, ces résultats montrent bien que les RNR peuvent modéliser les relations complexes entre le débit hivernal et les variables hydrométéorologiques utilisées. Lorsque des données complètes sur plusieurs années seront disponibles, les modèles neuronaux identifiés peuvent être re-calibrés et adaptés si nécessaire pour une estimation des débits qui tiendra compte de l'information historique pertinente apprise des années précédentes. Un grand avantage des RNR est qu'ils sont très flexibles, et peuvent

s'adapter aux variations temporelles des contraintes physiques contrôlant le débit pendant la période hivernale.

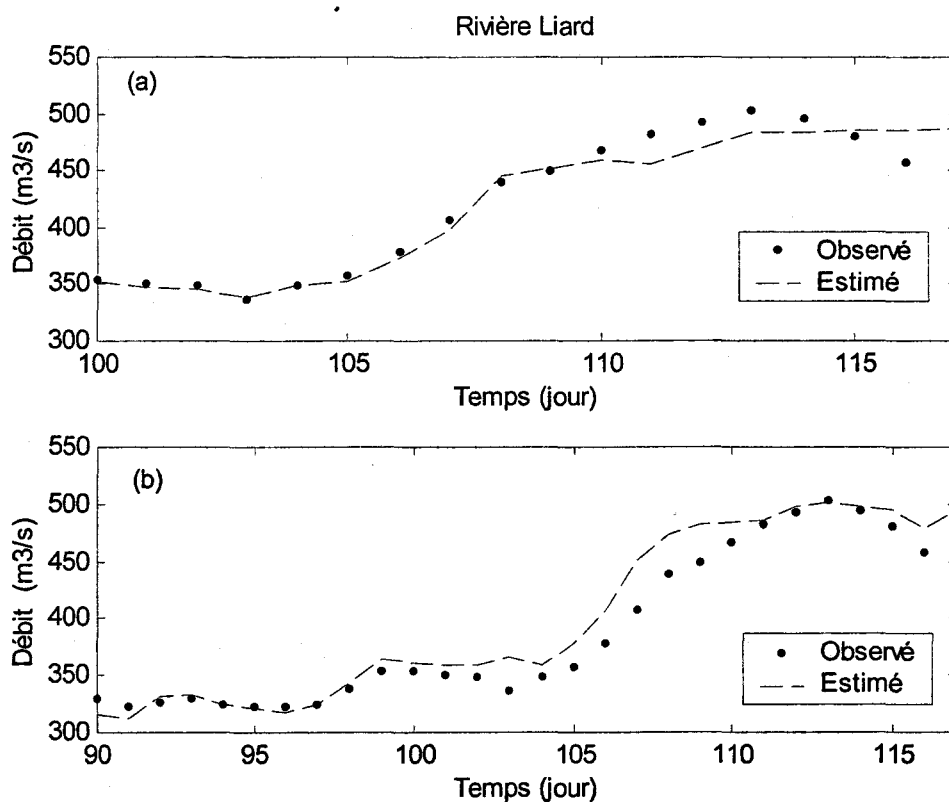


Figure 10. Hydrogrammes des débits observés versus simulés: (a) RNR(5, 15, 1); (b) RNR(5, 12, 1).

Les hydrogrammes simulés (Figures 10 et 11) montrent bien que tous les modèles identifiés ont une courte mémoire puisque les débits estimés sont relativement proches des débits observés seulement au début de chaque hydrogramme simulé tant pour la rivière Liard que la rivière Mackenzie.

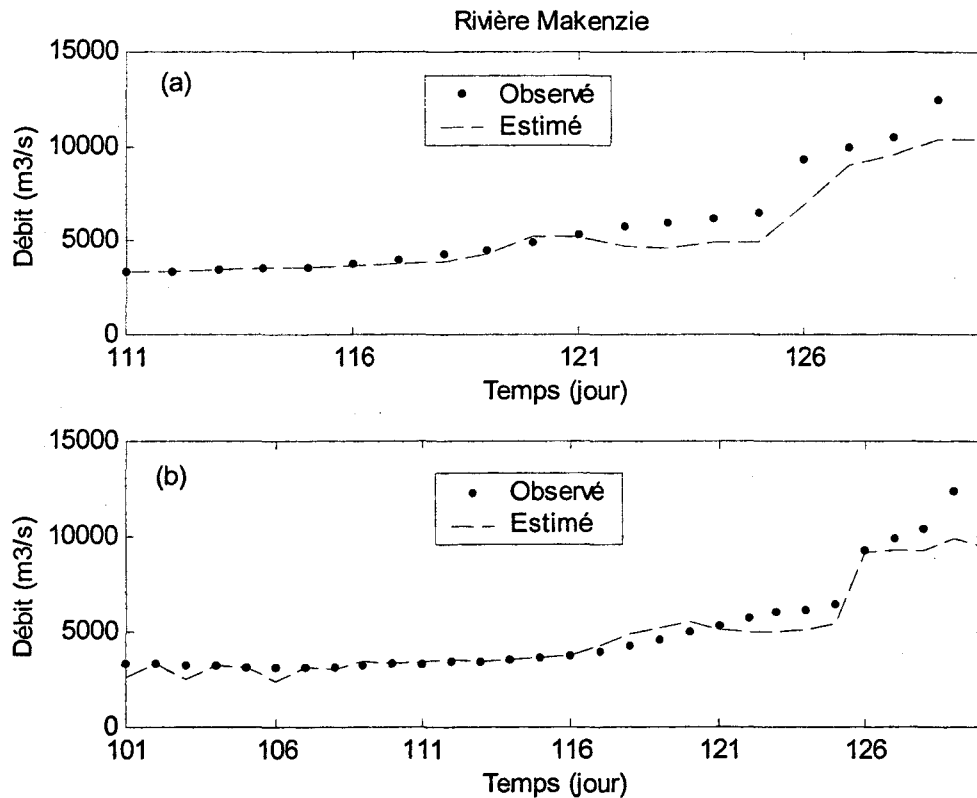


Figure 11. Hydrogrammes des débits observés versus simulés: (a) RNR(7, 18, 1); (b) RNR(7, 16, 1)

Cela est certainement dû à l'insuffisance des données utilisées pour la calibration des modèles. En effet, le fait que les modèles RNR(5, 15, 1) et RNR(7, 18, 1) du scénario 1 (Tableaux 3 et 4), sont significativement plus performants que ceux du scénario 2 (RNR(5, 12, 1) et RNR(7, 16, 1) confirment le nécessité d'un ensemble d'apprentissage suffisamment large pour l'obtention de modèles neuronaux efficaces.

5 Conclusions

5.1 Conclusions

Le calcul du débit en présence de glace est un problème relativement important pour les pays situés dans les régions nordiques où l'écoulement des cours d'eau est influencé par la présence de glace pendant plusieurs mois de l'année. Les niveaux d'eau qui sont mesurés de façon automatique aux stations de jaugeage conduisent à partir de la courbe de tarage, à des valeurs de débits biaisées parce que la courbe de tarage n'est pas applicable dans le cas où l'écoulement est influencé par présence de glace. Il est clair qu'il n'existe encore pas de méthode capable de fournir des estimations des débits sous couverture de glace avec la même précision que les mesures en eau libre.

L'objectif du présent projet est d'effectuer d'étudier critiquement les approches adoptées par le MEQ et EC pour l'estimation des débits de rivières durant la période de présence de glace, d'effectuer une revue bibliographique des différentes approches développées pour la correction du débit en présence d'un effet de glace, et d'étudier la faisabilité du développement d'un logiciel qui permettra d'effectuer la tâche de correction du débit en période de présence de glace d'une façon automatique et rationnelle.

Notre conclusion est positive concernant la faisabilité du développement d'un logiciel pour la correction du débit en présence d'un effet de glace. Cependant, un modèle efficace pour la correction du débit dans les conditions hivernales doit incorporer en même temps des composantes conceptuelles et des composantes statistiques. Les trois différentes approches statistiques appliquées dans le chapitre 4 du présent rapport sont parmi les méthodes les plus pertinentes, les plus sophistiquées et les plus prometteuses. Cependant, ces méthodes nécessitent souvent des quantités de données qui ne sont pas toujours disponibles pour leur assurer une bonne calibration. En plus les méthodes discutées nécessitent souvent la séparation

des trois phases du cycle de présence de glace (aussi appelées les trois modes du filtre dans le cas de l'approche du filtre de Kalman) : phase de formation de la glace durant le début de l'hiver, phase de présence stable de glace en rivière, et phase de cassure de la glace à la fin de l'hiver et au début du printemps. La combinaison d'une approche conceptuelle avec l'approche statistique pourrait permettre de contourner certains de ces problèmes et de construire un modèle fiable durant toutes les phases de présence de glace en rivière. Nous avons poursuivi durant les deux dernières années une discussion continue avec nos collègues d'Environnement Canada et de l'Université de la Colombie Britannique à ce sujet.

Moore et al. (2000) ont montré que le débit de rivière durant la période hivernale peut être modélisé comme la réduction de l'emmagasinement d'un système de réservoirs souterrains. Cependant, ce système est très sensible à l'estimation de l'emmagasinement dans les réservoirs avant la période de gel. Ce facteur représente la première source d'erreur dans la modélisation des débits de rivières durant la période hivernale. Hamilton et Hutchinson (2000a) et Hamilton et al. (2000b) décrivent le développement d'un modèle hydrologique opérationnel pour l'estimation des conditions hydrologiques d'un bassin versant pendant toute l'année, incluant la période de présence de glace en rivière. Ce modèle hydrologique conceptuel utilise une quantité modeste de données pour optimiser d'une façon sélective les paramètres requis. Il serait opportun d'incorporer ce type de modèle dans le cadre d'une méthodologie hybride (conceptuelle - statistique) pour l'estimation du débit dans les conditions hivernales. Il serait également possible d'utiliser, dans le cadre de cette méthodologie, des modèles mathématiques/conceptuels tel que celui proposé par Lal et Shen (1991) pour la simulation des processus thermiques et hydrauliques de la glace en rivière (conditions d'écoulement, concentration en glace, formation des différents types de glace, interactions entre la couverture de glace et l'écoulement, énergie thermique, etc.).

L'étude comparative de Huttunen et al. (1997) qui considère trois modèles (modèle de réseaux de neurones artificiels, un modèle conceptuel et un modèle combinant les deux approches) montre un avantage pour le modèle hybride. Tel qu'indiqué dans la section 3.4, le modèle hybride présenté par Huttunen et al. (1997) code directement la description physique du modèle conceptuel dans la structure du réseau de neurones artificiels. Une meilleure approche pourrait être de considérer la combinaison des deux types de modèles de façon à passer d'un type

de modèle à l'autre selon les conditions du système, et à considérer dans certains cas une vraie combinaison des sorties de modèles tel que proposé dans un cadre prévisionnel par Ouarda et al. (1999). Ce type d'approche de combinaison a été montré de mener à une amélioration globale par rapport à chacune des approches individuellement dans un cadre prévisionnel (Ouarda et al., 1999).

L'approche que nous proposons dans le cadre de ce projet est constituée de deux phases dont la première est constituée de deux niveaux :

1. Durant la première phase une estimation du débit sous couvert de glace est produite en temps réel. Les données récentes sont acquises et traitées par un modèle à deux niveaux, et une première estimation raisonnable du débit sous la glace peut être produite un couple d'heures après l'acquisition des données. Cette estimation peut par exemple être publiée sur le Web pour utilisation par les gestionnaires de l'eau et pour contribuer à un réseau d'alerte précoce pour la formation d'embâcles de glace. Durant cette phase deux types de modèles sont utilisés : un modèle conceptuel et un modèle statistique empirique (du type Réseau de Neurones Artificiels de préférence). Ces deux modèles peuvent être utilisés séparément ou en combinaison dépendamment de la situation en main et de la quantité de données disponible. Le modèle empirique peut être utilisé quand une quantité suffisante de données de bonne qualité est disponible pour l'entraîner et fournir une estimation fiable du débit. Le modèle conceptuel, basé surtout sur la réduction de l'emménagement souterrain profond et superficiel, peut produire des estimations raisonnables du débit sous couvert de glace même en l'absence de données de terrain ou quand ces données sont non fiables.
2. Durant la deuxième phase un post-processeur bayésien peut être utilisé pour produire une estimation corrigée du débit sous la glace, indépendamment du modèle adopté pour produire les premières estimations. Cette phase peut avoir lieu à la fin de l'hiver pour générer les données à inclure dans les bases de données historiques des différentes stations. Cette phase doit être effectuée sur une base régionale (toutes les stations ensemble) et non sur une base locale. Durant cette phase toutes les sources de données sont utilisées : jaugeages, débits représentés par les mesures continues de niveau, données climatiques locales et régionales, données régionales d'autres stations, autres mesures en rivière d'autres variables telle que la conductance spécifique. Les patrons de comportement historique pour chaque station peuvent

également être utilisés. L'utilisation de l'approche bayésienne permet d'utiliser différents types d'information : information quantitative, qualitative, information subjective, etc. L'approche bayésienne permet également d'incorporer directement dans le processus de modélisation l'expérience de l'hydrologue ainsi que toute information sur l'incertitude associée aux différentes sources d'information.

Cette approche élimine autant que possible les facteurs humains et tient compte de tous les facteurs affectant les caractéristiques et le volume du débit hivernal incluant la température, les précipitations, les processus de formation de glace, l'apport des lacs et l'emmagasinement d'eau souterraine, etc. L'approche peut être appliquée à des rivières de différentes dimensions et pour différents climats. Elle peut être appliquée quelque soit la quantité de données disponible et quelque soit la phase de formation de glace.

5.2 Pistes de recherche future

La méthodologie décrite ci-dessus pourra être testée dans différentes conditions et programmée sous forme de logiciel convivial et facile à utiliser. La disponibilité d'un logiciel permettrait d'épargner sur les coûts d'estimation des débits, d'accélérer la construction des bases de données durant la période hivernale, et d'assurer une correction homogène et objective des débits. Un tel logiciel permettrait aussi à un nouvel utilisateur de se familiariser plus facilement avec la méthodologie de correction. Il est important de noter que la deuxième composante d'un tel logiciel pourrait être utilisée pour corriger les banques de données existantes. Les corrections produites par la première phase en temps réel sont particulièrement importantes pour la gestion des structures durant la période hivernale. D'autre part, un tel logiciel pourrait aussi être commercialisé pour répondre aux besoins d'autres usagers. L'utilisation d'un tel logiciel évitera également la correction manuelle laborieuse, subjective et non fiable des données de débit durant la période hivernale.

Il est important de noter que la disponibilité d'observations précises des débits sous la glace peut être très utile pour la détection des emplacements et temps d'occurrence des embâcles et débâcles de glace en temps réel. Rappelons que les crues causées par les embâcles de glace

sont responsables de plus de 60 millions de dollars en dommages annuels au Canada. En effet, le couplage d'un modèle hydrologique possédant des capacités multi-échelle avec un modèle hydrodynamique 1D ou 2D de l'écoulement en rivière nous permet d'obtenir des estimations théoriques du débit et du niveau d'eau dans les différentes sections de rivière. Une discordance importante entre les débits estimés et les débits observés peut indiquer une accumulation d'eau à l'amont du segment en question, ou une relâche d'eau emmagasinée précédemment à l'amont de la section considérée (dépendamment du signe de la différence). Ceci, pourra servir comme système d'alerte à l'existence d'un éventuel embâcle ou débâcle de glace. L'utilisation des outils de télédétection peut alors être déclenchée pour des fins de validation si le niveau de risque identifié est élevé.

Outre le développement de l'approche hybride décrite dans la section précédente, différentes directions de recherche doivent être poursuivies. Une attention particulière devrait être portée sur le développement de nouveaux instruments de mesure, plus adaptés aux conditions hivernales sur le terrain. En effet ces mesures représentent la base pour le développement et l'application des méthodes de calcul du débit sous couvert de glace. Pelletier (1990) souligne que la priorité devrait être placée sur la résolution des problèmes associés aux techniques de mesure du débit dans les conditions hivernales et à l'incertitude associée à ces mesures. Pelletier (1990) note également le manque d'études de terrain quantitatives et systématiques sur les rivières couvertes de glace et recommande une augmentation dans le nombre de telles études et une meilleure collaboration entre les pays nordiques. Ceci pourrait mener au développement de standards internationaux pour la mesure et l'estimation du débit de rivière sous couvert de glace.

Il serait intéressant de poursuivre les tests et les développements d'approches de systèmes dynamiques spécifiques au site proposés par Holtschlag (1996). Selon Holtschlag (1996) ce type d'approche est facile à appliquer, objectif, reproductible, nécessite des quantités modestes de données, et a mieux performé que les 11 méthodes analytiques testées par Melcher et Walker (1992). L'application de la méthode du filtre de Kalman et des réseaux de neurones artificiels aux mêmes données de l'Iowa de Melcher et Walker (1992) permettra en même temps de comparer ces deux « nouvelles » méthodes à l'approche des systèmes dynamiques spécifiques et aux 17 méthodes décrites par Melcher et Walker (1992). Nous sommes présentement entrain

d'essayer de nous procurer ces données du United States Geological Survey afin d'effectuer une telle comparaison.

6 Bibliographie

- Alger, G.R. et Santeford, H.S., 1984. A procedure for calculating river flow rate under ice cover, International Symposium on Ice, Proceedings. International Association of Hydraulic Research, Hamburg, West Germany, pp. 389-398.
- Calkins, D.J., Deck, D.S. et Martinson, C.R., 1980. Analysis of velocity profiles under ice in shallow streams, Workshop on Hydraulics of River Ice. National Water Research Institute, Burlington, Ontario, pp. 94-111.
- Carey, K.L., 1967a. Analytical approaches to computation of discharge of an ice-covered stream. Professional paper 575-C, U.S. Geological Survey: C200-C207.
- Carey, K.L., 1967b. The underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin. Professional paper 575-C, U.S. Geological Survey: C195-C199.
- Chin, W.Q., 1966. Hydrology of the Tahini River Basin, Y.T. with special reference to accuracy of winter streamflow records and factors affecting winter streamflow, Internal Report No. 2, Department of Energy, Mines and Resources, Water Resources Branch, Studies Section, Vancouver, B.C., Canada. 55p plus appendices.
- Cluis, D., 1973. Estimation des débits sous couvert de glace sur la rivière Sainte-Anne de la Perade, Rapport du Projet de la D.H.I. No. R-SIG-7; Q-3., Service de l'Hydrométrie, Ministère des Richesses Naturelles du Québec, 29p.
- Coulibaly, P., Anctil, F., Bobée, B., 1999. Prévion hydrologique par réseaux de neurones artificiels: état de l'art. *Revue canadienne de génie civil*, 26(3): 293-304.

- Coulibaly, P., Anctil, F., Bobée, B., 2000a. A recurrent neural networks approach using indices of low-frequency climatic variability to forecast regional annual runoff. *Hydrological Processes*, accepted.
- Coulibaly, P., Anctil, F., Bobée, B., 2000b. Daily reservoir inflow forecasting using artificial neural networks with stopped training approach, *Journal of Hydrology*, in press.
- Cybenko, G., 1989. Approximation by superpositions of a sigmoidal function. *Mathematical Control Signals Systems*, 2: 303-314.
- Davar, K.S. et MacGougan, M., 1984. Analysis of ice river resistance from measured velocity profiles, International Symposium on Ice. International Association of Hydraulic Research, Hamburg, West Germany, pp. 349-358.
- Elman, J.L., 1990. Finding structure in time. *Cognitive Science*, 14: 179-211.
- Engel, P. et Lau, Y.L., 1996. Estimation of mean flow velocity in ice-covered channels. *J. Hydr. Eng.*, 120(12): 474-477.
- Environnement Canada, 1996. L'équipe d'environnement Canada en Hydrométrie, Brochure promotionnelle. Division Hydrométrie, Direction de l'Environnement Atmosphérique, Région de Québec. 4p.
- Fontaine, R.A., 1983. Uncertainties in records of annual mean discharge in Maine. Water Resources Investigations Open-file Report 83-4025, 108p., U.S. Geological Survey.
- Gogus, M. et Tartinclaux, J.C., 1980. Characteristics of flow below a rough floating cover, Workshop on Hydraulics of River Ice. National Water Research Institute, Burlington, Ontario, pp. 122-141.
- Hagan, M.T., and Menhaj, M.B., 1994. Training feedforward networks with the Marquardt algorithm. *IEEE Trans. Neural Networks*, 5(6): 989-993.

- Hamilton, A.S., and Moore, R.D., 1996. Winter streamflow variability in two groundwater-fed sub-arctic rivers, Yukon Territory, Canada, *Can. J. Civ. Eng.*, 23: 1249-1259.
- Hamilton, A.S., 1998. CRIPES, Cold Regions Interpolation, Prediction and Estimation of Streamflow, Environment Canada, Unpublished personal communication.
- Hamilton, A.S. and Hutchinson, D., 2000a. Development of a hydraulic model for discharge estimation during ice-affected periods, Proceedings of the International Workshop on River Environment Considering Hydraulic and Hydrologic Phenomena in Snowy and Cold Regions (Watanabe and Ouarda Edts.), Quebec, Canada, 20-24 March 2000.
- Hamilton, A.S., Hutchinson, D., et Moore R.D., 2000b. Estimating winter streamflow using a conceptual streamflow model, *J. Cold Region Eng.*, ASCE, 14(4) (In Press).
- Holtschlag, D.J., 1996. A dynamical-systems approach for computing ice-affected streamflow. Water-Supply Paper No. 2473, 14 p., U.S. Geological Survey, Denver, Colorado.
- Holtschlag, D.J. et Grewal, M.S., 1998. Estimating ice-affected streamflow by extended Kalman filtering. *J. Hydr. Engrg.*, 3(3): 174-181.
- Hornik, K., Stinchcombe, M., et White, H., 1989. Multilayer feedforward networks are universal approximators. *Neural Networks*, 2(5): 359-366.
- Huttunen, M., Vehviläinen, B., Ukkonen, E., 1997. Neural network in the ice-correction of discharge observations. *Nordic Hydrology*, 28(4/5): 283-296.
- Janowicz, J.R., 1990. Regionalization of low flows in Yukon Territory. In: T.D. Prowse and C.S.L. Ommanney (Editors), *Northern Hydrology: Selected Perspectives*. National Hydrology Research Institute, Environment Canada, Saskatoon, Saskatchewan, Can., pp. 140-150.
- Lal, A.M.W. et Shen, H.T., 1991. Mathematical model for river ice processes, *J. Hydraul Engrg.*, ASCE, 117(7): 851-867

- Larsen, P.A., 1966. Head losses caused by an ice cover on open channels. *Boston Society of Civil Engineers*, 56(1): 45-67.
- Lavender, S.T., 1984. Winter rating curves and ice volume limited water levels. In: K.S. Davar and B.C. Burrell (Editors), *Workshop on the Hydraulics of River Ice*. University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick, pp. 279-294.
- Melcher, N.B. et Walker, J.F., 1990. Evaluation of selected methods for determining streamflow during periods of ice effect. *Water Supply Paper No. 2378*, 47 p., U.S. Geological Survey (USGS), Washington, D.C.
- Moore, R.D., Hamilton, A.S. et Scibek J., 2000. Winter streamflow variability, Yukon Territory, Canada, *Hydrological Processes*, (In Press).
- Morton, G.H., 1983. *Peace River and Slave River studies*, Arctic Rivers Work Group, Water Resources Branch, Calgary, Canada, 81p.
- Organisation Météorologique Mondiale, 1994. *Guide des pratiques hydrologiques, acquisition et traitement des données - analyse - prévision - et autres applications*, Cinquième Edition, OMM-No 168, 793p.
- Ouarda, T.B.M.J., Fortin, V., Carsteanu, A., et Bobée, B., 1999. *Revue des méthodes de prévision des débits et des différentes sources d'information*, Rapport de Recherche no. R-566, INRS-Eau, Sainte-Foy, Canada, 60p.
- Pelletier, P.M., 1988. Uncertainties in single determination of river discharge: a literature review. *Can J. Civ. Eng.*, 15: 834-850.
- Pelletier, P.M., 1989. Uncertainties in streamflow measurement under winter ice conditions. A case study: The Red River at Emerson, Manitoba, Canada. *Water Resour. Res.*, 25(8): 1857-1867.
- Pelletier, P.M., 1990. A review of techniques used by Canada and other northern countries for measurement and computation of streamflow under ice conditions. *Nordic Hydrol.*, 21: 317-340.

- Pratte, B.D., 1979. Review of flow resistance of consolidated smooth and rough ice covers, Canadian Hydrology Symposium. National Research Council, Vancouver, British Columbia, pp. 52-92.
- Rantz, S.E. et al., 1982. Measurement and computation of streamflow: volume 2, computation of discharge. Water Supply Paper No. 2378, U.S. Geological Survey.
- Relevés de l'Eau Canada, (Water Survey Canada), 1994. Programme de perfectionnement de carrière du technicien en hydrométrie, Division de l'hydrologie, Direction des programmes atmosphériques, CD-ROM.
- Rosenberg, H.B. et Pentland, R.L., 1983. Accuracy of winter streamflow records, Inland Waters Directorate, 22p, Ottawa, Ontario.
- Rumelhart, D.E., Hinton, G.E., Williams, R.J., 1986. Learning internal representation by error propagation, in *Parallel Distributed Processing: Explorations in the Microstructure of Cognition* edited by D.E. Rumelhart, and J.L. McClelland, vol. 1., pp. 318-362, MIT Press, Cambridge.
- Santeford, H.S. et Alger, G.R., 1984. Predicting flowrates in an ice covered stream, International Conference on Cold Regions Engineering, 3d, Proceedings. American Society of Civil Engineers, Edmonton, Alberta, pp. 1031-1043.
- Santeford, H.S. et Alger, G.R., 1986. Discharge under an ice cover. In: D.L. Kane (Editor), Cold Regions Hydrology Symposium, Proceedings. American Water Resources Association, Fairbanks, Alaska, pp. 275-282.
- Shen, H.T. et D. Wang, 1995. "Undercover Transport and Accumulation of Frazil Granules," *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 121(2):184-195.
- Strilaeff, P.W., 1972. Measurement of discharge under an ice cover., *The Role of Snow and Ice in Hydrology*, Banff Symposia. International Association of Hydrological Sciences, Banff, Alberta, pp. 979-813.

- Teal, M.J., Ettema, R. et Walker, J.F., 1994. Estimation of mean flow velocity in ice-covered channels. *J. Hydr. Engr.*, 120(12): 1385-1400.
- Todini, E., 1978. Mutually interactive state-parameter estimation. In: C.-L. Chiu (Editor), *Application of Kalman filter to hydrology, hydraulics and water resources*. Stochastic Hydraulics Program, Department of Civil Engineering, University of Pittsburgh, Pittsburgh, Penn., USA, pp. 135-151.
- Walker, J.F., 1991. Accuracy of selected techniques for estimating ice-affected streamflow. *J. Hydr. Engr.*, 117(6): 697-712.
- Walker, J.F. et Wang, D., 1997. Measurement of flow under ice covers in North America. *J. Hydr. Engr.*, 123(11): 1037-1040.
- Wang, D., 1997. Models for discharge computation with AFFRA/DELTAFLX. *Exécutive Summary*, Hydrologic Methods Section, Water Survey of Canada, 41p.
- Wang, D., 1999a. Calibration of AFFRA System at Red River near Lockport (05OJ010), Hydrologic Methods Section, Water Survey of Canada, 14p.
- Wang, D., 1999b. Report on continuous flow measurement under ice cover, Hydrologic Methods Section, Water Survey of Canada, 45p
- Weisberg, S., 1985. *Applied linear regression. Probability and Mathematical Statistics*. Wiley-Interscience, 324 pp.