

Université du Québec
INRS-Eau

**MODÉLISATION DE LA TEMPÉRATURE DE L'EAU ET DES SOLIDES DISSOUS EN
RIVIÈRE SUR UN PETIT BASSIN VERSANT FORESTIER.**

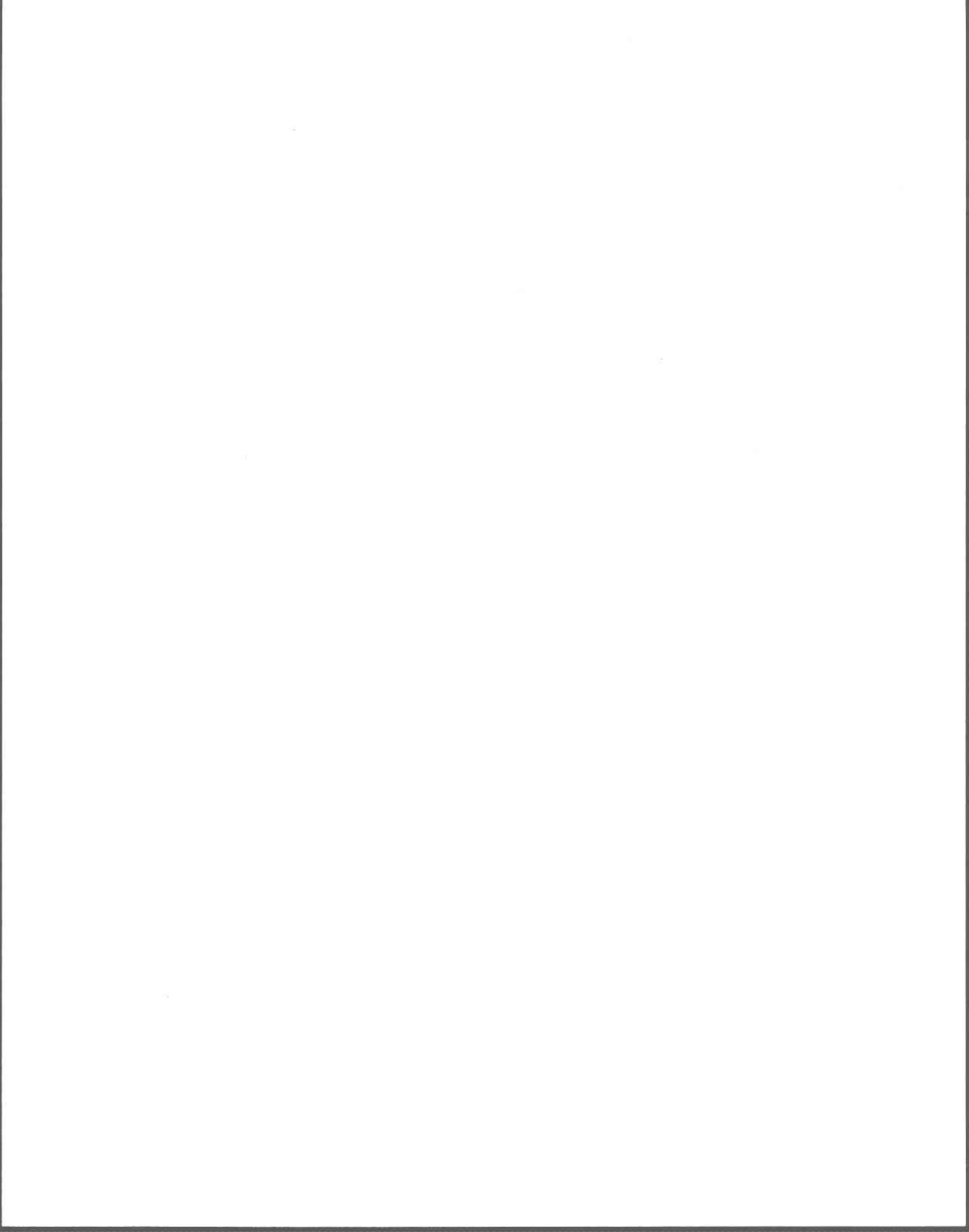
Par
André St-Hilaire
M.Sc.A. en génie civil

Thèse présentée pour l'obtention
du grade de Philosophiae doctorat (Ph.D.)
En sciences de l'eau

Jury d'évaluation

Président du Jury et examinateur interne	M. Marc Amyot, professeur INRS-Eau
Examineur externe	M. Thomas Clair, chercheur Environnement Canada
Examineur externe	M. Richard Baril, professeur Université de Moncton
Examineur externe et co-directeur de recherche	M. Nassir El Jabi, professeur Université de Moncton
Directeur de recherche	M. Guy Morin, professeur INRS-Eau

Thèse soutenue le 28 février 2000



Remerciements

Je tiens d'abord à remercier mon directeur de thèse, Monsieur Guy Morin, ainsi que mon co-directeur, Monsieur Nassir El-Jabi, qui ont su me guider et ont fait preuve de patience et de compréhension au cours des dernières années. Mes remerciements vont aussi à Monsieur Daniel Caissie, hydrologue au ministère de Pêches et Océans du Canada, qui a appuyé ce projet depuis le début et qui a fourni de judicieux conseils. Mes collègues et amis du Projet Environnemental et de Mise en Valeur des Ressources de Richibouctou, Andrew Boghen et Simon Courtenay m'ont aussi soutenu durant ce projet et je les remercie sincèrement. Je tiens aussi à souligner l'appui de mes collègues et amis du Groupe-conseil Génivar, notamment messieurs André Boudreault, Gilles Bourgeois et Francis Gauthier.

Plusieurs personnes m'ont aidé dans l'acquisition de données sur le terrain : Daniel Caissie, Jim Conlon, Peter Hardie. Merci à tous. Merci aussi à Monsieur Rick Cunjak, qui a été un des principaux instigateurs du projet du ruisseau Catamaran.

Finalement, mes remerciements les plus sincères vont aux membres de ma famille. Mon épouse, Martine Pageau, a toujours su m'encourager et c'est en grande partie grâce à son appui constant si ce projet fut mené à terme. Mes deux fils Antoine et Olivier ont su m'aider par leur simple présence et leur joie de vivre. Mes parents et mes frères m'ont toujours soutenu dans les moments plus difficiles et je leur en suis reconnaissant. Mes remerciements vont aussi aux membres de ma belle-famille.

Je dédie cette thèse à la mémoire de Monsieur Charles Pageau, ing.

Résumé

Le développement et l'application de modèles hydrologiques et de qualité de l'eau permettent de simuler différentes conditions abiotiques et d'en évaluer l'impact sur la qualité de l'habitat aquatique. La modélisation hydrologique et de la qualité de l'eau peut donc être un outil de recherche et de gestion important dans le cadre de projets comme celui du ruisseau Catamaran, qui vise à quantifier l'impact des pratiques actuelles de coupe forestière sur l'habitat aquatique.

Le premier objectif de cette thèse consiste à vérifier l'applicabilité du modèle hydrologique CEQUEAU sur un petit bassin forestier expérimental, le ruisseau Catamaran. Situé au centre du Nouveau-Brunswick, ce cours d'eau est le site d'un projet à long terme (15 ans). Durant la première phase du projet (1990-1995), un moratoire sur la coupe a été appliqué afin de permettre l'évaluation de la variabilité naturelle des paramètres physiques, chimiques et biologiques du cours d'eau. Le modèle a été appliqué sur les données récoltées durant cette première phase. Le second objectif est d'arriver à obtenir une simulation plus réaliste du régime thermique d'un petit bassin versant forestier en incorporant la température du sol et le couvert forestier comme variable affectant l'enthalpie de l'écoulement local hypodermique et du ruissellement. Finalement, le troisième but consiste à appliquer le modèle de simulation des solides dissous de CEQUEAU durant la première phase du projet et de tester 3 algorithmes pour simuler la variabilité temporelle des concentrations en solides dissous de la nappe.

Généralement, le modèle hydrologique a bien simulé les débits journaliers du ruisseau Catamaran entre 1990 et 1995. La performance du modèle hydrologique a été évaluée à l'aide de critères numériques. Les lames observées et calculées pour l'ensemble des 6 années simulées diffèrent de seulement 38,6 mm (4340,8 mm et 4379,4 mm respectivement). Le débit moyen observé pour toute la période est 0,62 m³/s et le débit moyen calculé est 0,63 m³/s. Les coefficients de Nash calculés pour chaque année ont varié entre 0,44 et 0,73 (0,61 pour l'ensemble de la période).

Le modèle de température a permis de simuler adéquatement le régime thermique du ruisseau Catamaran. Le modèle original a été modifié afin d'inclure la fermeture de futaie et la température du sol comme variables affectant les enthalpies de l'écoulement hypodermique et du ruissellement. Les modifications apportées au modèle ont permis d'abaisser l'erreur quadratique moyenne de 2,10°C à 1,77 °C. Le coefficient de Nash pour la période simulée a passé de 0,78 à 0,82. Une analyse de sensibilité a été effectuée afin de vérifier si les modifications apportées au modèle permettent de mieux détecter les impacts potentiels d'une coupe sur le régime thermique. Le couvert forestier a été diminué afin de représenter 3 scénarios de coupe. La coupe qui sera effectuée durant la seconde phase du projet (1996-2001) a été simulée en diminuant la fermeture de futaie proportionnellement à la superficie coupée sur chaque carreau entier. Des coupes fictives de 50%, et 100% ont aussi été simulées. Le modèle modifié a simulé une augmentation maximum de la température moyenne entre mai et octobre de 0,26 °C, 0,39°C, et 0,76 °C pour les coupes réelles, de 50% et de 100% du bassin. La température moyenne du mois de mai, période de débit relativement élevé, augmente de 1 °C lorsqu'on applique le modèle avec une coupe de 100% de la superficie du bassin versant, tout en conservant une lisière de végétation le long des rives. Le

modèle de température modifié a aussi été testé lors d'événements météorologiques et hydrologiques plus importants. Si on simule une coupe totale du bassin versant, la température journalière de l'eau simulée augmente de plus de 3 °C durant la tempête tropicale Bob de 1991. Durant cet événement, 77 mm de pluie sont tombés en 14 heures.

L'analyse des résultats des différents scénarios de coupe a démontré que le modèle est sensible à la modification du couvert forestier. Le calcul de l'Indice de Sensibilité Relative a permis de démontrer qu'une augmentation du simple au double des variables d'entrée quantifiant le couvert forestier (fermeture de futaie et indice de surface de la futaie) amène une diminution maximale de 28 % de l'apport énergétique du ruissellement hypodermique.

Le modèle original de solides dissous, un modèle à bilan massique, a été appliqué à deux stations du ruisseau Catamaran. Bien que le modèle soit capable de reproduire l'allure générale des séries chronologiques de solides dissous reconstituées à partir de mesures de conductivité, on note d'importantes différences entre les mesures journalières et certaines valeurs calculées. La valeur de concentration de solides dissous de l'écoulement souterrain est considérée comme constante pour un carreau entier donné dans le modèle original. Ceci a pour effet de produire de longs plateaux de valeurs simulées constantes durant les périodes de faibles débits, périodes durant lesquelles l'eau souterraine est la principale contribution à l'écoulement en rivière. Durant cette même période, les concentrations mesurées montrent plus de variabilité et, généralement, une augmentation plus progressive des concentrations.

Afin de tenter d'améliorer les simulations, 3 algorithmes ont été testés pour permettre une variation de la concentration en solides dissous de l'eau de la nappe: un modèle linéaire, une fonction logarithmique et un algorithme basé sur une fonction logistique ou sigmoïde. La performance des trois algorithmes est variable selon les années et les stations. Le modèle linéaire est le seul algorithme qui a réussi à améliorer légèrement les simulations aux 2 stations. Des données supplémentaires au ruisseau Catamaran, de même que sur d'autres bassins versants seront nécessaires avant de pouvoir en arriver à une conclusion définitive. Le modèle linéaire, ainsi que les 2 autres algorithmes ont quand même nettement amélioré les simulations à l'une des 2 stations du ruisseau Catamaran.

Table des matières

	Page
Remerciements	i
Résumé	ii
Table des matières	iv
Liste des tableaux	vii
Liste des figures	x
Liste des annexes	xv
Chapitre 1. Introduction	1
1.0 Mise en contexte: le projet du ruisseau Catamaran	1
1.2 Objectifs de la thèse	4
1.3 Description du bassin versant étudié	6
1.3.1 Caractéristiques du bassin versant	6
1.3.2 Météorologie	6
1.3.3 Hydrologie	8
1.3.4 Qualité de l'eau	8
Chapitre 2. Modélisation Hydrologique	11
2.0 Introduction	11
2.1 Méthodologie	11
2.1.1 Méthode générale	11
2.1.2 Variables hydro-météorologiques d'entrée	16
2.1.3 Calage du modèle	17
2.2 Analyse des résultats	20
2.3 Discussion et conclusion	34
Chapitre 3. Modélisation de la température	37
3.0 Introduction	37
3.1 Revue de littérature	38
3.1.1 Apperçu historique	38

Table des matières (suite)

	Page
3.1.2 La température et le poisson	39
3.1.3 La température et la coupe forestière	40
3.1.4 Description des modèles	42
3.2 Modèle original	45
3.2.1 Description	45
3.2.2 Données d'entrée	50
3.2.3 Calage du modèle original	51
3.2.4 Résultats du modèle original	53
3.2.5 Comparaison des termes du bilan thermique	55
3.3 Modèle Modifié	66
3.3.1 Description des modifications	69
3.3.2 Données d'entrée	70
3.3.3 Calage du modèle modifié	70
3.3.4 Résultats du modèle modifié	71
3.4 Comparaison des résultats du modèle original et du modèle modifié	74
3.5 Analyse de sensibilité	84
3.5.1 Méthode	84
3.5.2 Résultats de l'analyse de sensibilité	86
3.6 Discussion et conclusion	94
3.6.1 Comparaison du modèle original et du modèle modifié	94
3.6.2 Analyse de sensibilité	96
Chapitre 4. Modélisation de solides dissous	102
4.0 Introduction	102
4.1 Revue de littérature	102
4.1.1 Définition des solides dissous et de la conductivité	103
4.1.2 Les concentrations de solides dissous, la conductivité et la coupe forestière	104
4.1.3 La conductivité, les concentrations de solides dissous et le poisson	106
4.1.4 Les modèles de prédiction de conductivité et de concentration des solides dissous.	107

Table des matières (suite)

	Page
4.2 Modèle original	111
4.2.1 Méthode	111
4.2.2 Ajustement du modèle original et données d'entrée	112
4.2.3 Résultats du modèle original	114
4.3 Modèle modifié	129
4.3.1 Méthode	129
4.3.2 Ajustements du modèle modifié et données d'entrée	132
4.3.3 Résultats du modèle modifié	133
4.3.3.1 Choix d'un algorithme	133
4.3.3.2 Résultats de l'algorithme linéaire	136
4.4 Discussion et conclusion	148
4.4.1 Comparaison entre le modèle original et le modèle modifié	148
4.4.2 Variabilité spatio-temporelle	149
Chapitre 5. Conclusion de la thèse	153
5.1 Résumé des résultats	153
5.2 Implication pour le ruisseau Catamaran et autres bassins versants	156

Liste des tableaux

	Page
Tableau 1.1 Sommaire des études sur des bassins versants expérimentaux, d'après Cunjak (1995).	2
Tableau 1.2 Données mensuelles de la qualité de l'eau nécessaires au calcul des solides dissous, station 2, ruisseau Catamaran.	10
Tableau 2.1 Valeurs des paramètres et constantes du modèle CEQUEAU pour le Ruisseau Catamaran.	19
Tableau 2.2 Valeurs des débits moyens observés(Q_o) et calculés (Q_c), des lames observées et calculées, ainsi que les coefficients de Nash (NTD) pour chaque année de simulation des débits sur le ruisseau Catamaran, station 2.	21
Tableau 3.1 Modèles statistiques et stochastiques de prédiction de la température de L'eau.	43
Tableau 3.2 Modèles déterministes de prédiction de la température de l'eau.	44
Tableau 3.3 Radiation solaire, vitesse du vent, ennuagement et pression de vapeur Mensuels.	51
Tableau 3.4 Description des paramètres du modèle original et valeurs finales après calage.	52
Tableau 3.5. Température de l'eau ($^{\circ}\text{C}$) moyenne mensuelle et annuelle observée et calculée par le modèle original à la station 2. Les coefficients de Nash et les erreurs quadratiques moyennes ont été calculés pour chaque année.	54
Tableau 3.6 Enthalpies moyennes de mai à octobre (MJ) du ruissellement hypodermique, du budget advectif local et du budget thermique total pour le carreau entier de la station 2 du ruisseau Catamaran.	56
Tableau 3.7 Description des paramètres du modèle modifié et valeurs finales après Calage.	73

Liste des tableaux (suite)

	Page
Tableau 3.8	Température de l'eau moyenne mensuelle et annuelle observée et calculée par le modèle modifié à la station 2. Les coefficients de Nash et les erreurs quadratiques moyennes ont été calculés pour chaque année. 75
Tableau 3.9.	Résultats des scénarios de modélisation à la station 2. Les différences de température moyennes (ΔT) ont été calculées pour chaque année (mai à octobre) ainsi que pour la période de ruissellement important au mois de mai. Les simulations de température avec la fermeture de futaie originale et une fermeture de futaie représentant la coupe réelle, une coupe fictive de 50% et une coupe fictive de 100% ont été comparées. 88
Tableau 3.10.	Résultats des scénarios de modélisation à la station 3 (tributaire). Les différences de température moyennes (ΔT) ont été calculées pour chaque année (mai à octobre) ainsi que pour la période de ruissellement important au moi de mai. Les simulations de température avec la fermeture de futaie originale et une fermeture de futaie représentant la coupe réelle, une coupe fictive de 50% et une coupe fictive de 100% ont été comparées 89
Tableau 3.11	Indice de sensibilité relative (ISR) minimum et maximum du terme Q_{hypo} (modèle modifié) aux variables servant à son calcul. Les ISR ont été calculées pour les 3 scénarios de coupe, sur l'ensemble des carreaux entiers du bassin versant. 94
Tableau 4.1	Modèles de régression et autres modèles statistiques 108
Tableau 4.2	Modèles déterministes pour les solides dissous 110
Tableau 4.3	Coefficients de Nash et Erreurs Quadratiques Moyennes (ppm) pour le Modèle original de solides dissous. 115
Tableau 4.4	Moyennes mensuelles et annuelles de concentrations de solides dissous avec le modèle original au ruisseau Catamaran 121
Tableau 4.5	Paramètres d'ajustement du modèle modifié, pour chacune des trois Méthodes proposées: linéaire (équations 4.6 et 4.7) logarithmique équation 4.8 et logistique (équation 4.9) 131

Liste des tableaux (suite)

	Page
Tableau 4.6 Comparaison des modèles modifiés : coefficients de Nash et Erreurs Quadratiques Moyennes	133
Tableau 4.7 Moyennes mensuelles et annuelles observées et calculées de concentrations de solides dissous avec le modèle modifié à l'aide de l'algorithme linéaire au ruisseau Catamaran	137

Liste des figures

	Page
Figure 1.1	Bassin versant du ruisseau catamaran, avec emplacement des stations 7
Figure 2.1	Bassin versant avec les coordonnées I et J du modèle CEQUEAU. 12
Figure 2.2	Shéma de production du modèle CEQUEAU (Selon Morin et Paquet 1995). 14
Figure 2.3	Débits journaliers observés et calculés, moyenne interannuelle pour la Période de calibration (1990-1995) sur le bassin versant du ruisseau Catamaran. 24
Figure 2.4	Débits moyens mensuels observés et calculés, moyennes interannuelles (1990-1995), sur le bassin versant du ruisseau Catamaran. 25
Figure 2.5	Dispersion des débits moyens mensuels, observés et calculés (1990-1995) sur le bassin versant du ruisseau Catamaran. 26
Figure 2.6	Débits classés, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran à, pour la période 1990-1995. 27
Figure 2.7	Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1990. 28
Figure 2.8	Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1991. 29
Figure 2.9	Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1992. 30
Figure 2.10	Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1993. 31
Figure 2.11	Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1994. 32
Figure 2.12	Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1995. 33

Liste des figures (suite)

	Page
Figure 3.1	Schématisation des principaux éléments considérés pour le calcul de la Température de l'eau sur un carreau partiel (d'après Morin et Paquet 1995). 47
Figure 3.2	Températures journalières de l'eau (moyennes interannuelles) observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran, 1990-1995 57
Figure 3.3	Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1990. 58
Figure 3.4	Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1991 59
Figure 3.5	Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1992 60
Figure 3.6	Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993 61
Figure 3.7	Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994 62
Figure 3.8	Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1995 63
Figure 3.9	Comparaison de la contribution énergétique du ruissellement hypodermique (Qhypo) par rapport à l'apport local et à l'énergie totale sur le carreau entier de la station 2 du ruisseau Catamaran (1990-1992). 64
Figure 3.10	Comparaison de la contribution énergétique du ruissellement hypodermique (Qhypo) par rapport à l'apport local et à l'énergie totale sur le carreau entier de la station 2 du ruisseau Catamaran (1993-1995). 65
Figure 3.11	Fermeture de futaie sur le bassin versant du ruisseau Catamaran. 72

Liste des figures (suite)

	Page
Figure 3.12	Températures de l'eau observées et calculée par le modèle modifié (moyennes interannuelles) sur le ruisseau Catamaran. 76
Figure 3.13	Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la Station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'années 1990. 77
Figure 3.14	Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la Station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'années 1991. 78
Figure 3.15	Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la Station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'années 1992. 79
Figure 3.16	Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la Station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'années 1993. 80
Figure 3.17	Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la Station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'années 1994. 81
Figure 3.18	Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la Station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'années 1995. 82
Figure 3.19	Températures moyennes mensuelles de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la Station 2 du ruisseau Catamaran. 83
Figure 3.20	Simulations des effets de coupe forestière sur le régime thermique à la Station 2, durant la tempête tropicale Bob (19-23 août 1991). 92
Figure 3.21	Simulations des effets de coupe forestière sur le régime thermique à la Station 2, entre le 20 et le 26 juillet 1993. 93
Figure 4.1	Régression linéaire entre la conductivité et la concentration des solides Dissous sur le ruisseau Catamaran. La régression a été calculée à l'aide des échantillons mensuels pris entre 1990 et 1994. 113
Figure 4.2	Concentrations en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992. 118

Liste des figures (suite)

	Page
Figure 4.3	Concentrations en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993. 119
Figure 4.4	Concentrations en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994. 120
Figure 4.5	Concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran. 122
Figure 4.6	Concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993. 123
Figure 4.7	Concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994. 124
Figure 4.8	Diagramme de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992. 125
Figure 4.9	Diagramme de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993. 126
Figure 4.10	Diagramme de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992. 127
Figure 4.11	Critères de sélection d'un algorithme pour le modèle modifié de solides dissous. Les paramètres utilisés sont : a) coefficient de Nash calculé avec les valeurs journalières, b) coefficient de Nash calculé avec les valeurs mensuelles, c) erreur quadratique moyenne. 134

Liste des figures (suite)

	Page
Figure 4.12	Concentrations en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992. 138
Figure 4.13	Concentrations en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993. 139
Figure 4.14	Concentrations en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994. 140
Figure 4.15	Concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran. 141
Figure 4.16	Concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993. 142
Figure 4.17	Concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994. 143
Figure 4.18	Diagrame de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992. 145
Figure 4.19	Diagrame de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993. 146
Figure 4.20	Diagrame de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992. 147

Liste des annexes

	Page
Annexes 1. Données physiographiques utilisées par le modèle CEQUEAU sur le ruisseau Catamaran.	159
Annexe 2. Fermeture de futaie estimée pour chaque carreau entier du bassin versant Du ruisseau Catamaran.	162
Annexe 3. Liste des symboles utilisés dans la thèse.	164

CHAPITRE 1. INTRODUCTION

1.0 Mise en contexte : le projet du ruisseau Catamaran

La coupe forestière demeure une activité économique de première importance dans l'est du Canada et plus particulièrement au Nouveau-Brunswick. Les pratiques forestières ont modifié l'habitat terrestre, au Nouveau-Brunswick. Les coupes à blanc occasionnent le fractionnement de l'habitat et la sylviculture tend à diminuer la diversité spécifique des arbres de nos forêts. L'impact de la coupe forestière se fait aussi sentir dans le milieu aquatique. Plusieurs études ont déjà été entreprises sur de nombreux bassins versants expérimentaux en Amérique du Nord (Tableau 1.1). Ces études ne tentent pas toutes de reproduire les pratiques forestières actuelles. On cherche plutôt à mieux comprendre les processus naturels et à bien quantifier les impacts de la coupe sur les bilans hydrologiques et géochimiques des bassins versants étudiés (Borman et Likens, 1979). Sur la côte ouest du Canada et des États-Unis, l'impact de la coupe forestière sur les populations de salmonidés a été étudié dans le cadre du projet de Carnation Creek (Hartman et Scrivener, 1990).

Le projet du ruisseau Catamaran s'inscrit dans une approche similaire à celle de Carnation Creek. On cherche à déterminer l'impact de la coupe forestière sur l'habitat aquatique, avec une emphase particulière sur le saumon Atlantique (*Salmo salar*). Le projet du ruisseau Catamaran se démarque des autres études similaires parce qu'il reproduit fidèlement les pratiques forestières actuelles. Le projet a débuté en 1990 et devrait avoir une durée totale de 15 ans. L'approche du bassin versant expérimental a été utilisée afin de quantifier les impacts d'une coupe forestière exécutée selon les normes gouvernementales du Nouveau-Brunswick. Les parcelles coupées ne dépassent donc pas les tailles réglementaires, des bandes riveraines sont laissées en place et seulement 7 % de la superficie totale du bassin a été coupée (Cunjak et al., 1990 ; Figure 1.1). Durant la première phase de ce projet, qui s'est terminée en 1995, un moratoire sur la coupe était en vigueur sur tout le bassin versant, afin d'établir les variations naturelles des paramètres hydro-météorologiques, chimiques et biologiques (Cunjak et al., 1993).

Tableau 1.1. Sommaire des études sur des bassins versants expérimentaux, d'après Cunjak (1995).

Nom du projet	Référence	Type d'activité forestière	Emphase dans la recherche
Hubbard Brook	Bormann et Likens (1979)	Coupe à blanc sur des sous-bassins Végétation laissée sur place et utilisation d'herbicides.	bilans énergétiques et géochimique.
Carnation Creek	Hartman et Scrivener (1990)	Coupe à blanc	Habitat aquatique avec emphase sur le saumon
Coweeta	Swank et Crossley [éd.] (1987)	Différents sous-bassins ont été coupés. Des coupes à blanc, sélectives, des coupes suivies de brûlage de la végétation ont été pratiquées entre 1942 et 1979.	Hydrologie et cycle des éléments nutritifs
Clearwater River	Cederholm et Reid (1987)	Coupe à blanc et construction de routes.	Impact sur la qualité de l'eau et les poissons anadromes
Rivière Nashwaak	Dickison (1988)	Coupe à blanc Fertilisation, insecticide	Hydrologie, qualité de l'eau cycle des éléments nutritifs.
Aïsea	Hall et al. (1987)	Coupe à blanc avec et sans bandes riveraines	Qualité de l'eau et poissons anadromes
Catamaran	Cunjak et al. (1993)	Coupe à blanc selon les normes provinciales	Habitat aquatique avec emphase sur le saumon
Forêt Montmorency	Plamondon (1998) Barry et al. (1988)	Différentes coupes Différentes bandes riveraines	Coupe forestière et bilan hydrique

Dans le cadre de ce projet, la modélisation des variables abiotiques s'avère être un outil de gestion et de recherche important. De nombreux

modèles statistiques ou stochastique (température de l'eau : Caissie et al., 1998 ; population de saumons : Cunjak et al., 1996 ; débit: Bastarache, 1995 ; qualité de l'eau : Caissie et al., 1996, St-Hilaire et al., 1998) ont déjà été appliqués sur ce bassin. Étant donné la quantité importante de données hydrologiques, météorologiques et de qualité de l'eau récoltées, le bassin versant du ruisseau Catamaran est le site idéal pour l'étude et l'application de modèles déterministes permettant de simuler la quantité et la qualité de l'eau. Ces modèles peuvent non seulement être utilisés pour mieux comprendre les phénomènes physico-chimiques et biologiques, mais pourront aussi faire partie de l'outillage disponible pour les gestionnaires de nos forêts et de nos cours d'eau.

Il existe un nombre important de modèles déterministes qui permettent de simuler à la fois le débit et certains paramètres de qualité de l'eau (Birkeness : Christophersen et al., 1990 ; MAGIC: Cosby et al., 1985, QUAL2 : Wang et Martin, 1991). Ces modèles varient substantiellement dans la complexité de la représentation mathématique des phénomènes physico-chimiques. Le logiciel CEQUEAU (Morin et Paquet, 1995) permet la simulation du débit et de certains paramètres de qualité de l'eau à n'importe quel point sur le bassin versant au pas de temps journalier. Ce modèle prône une approche conceptuelle relativement simple dite de "modèle à bilans". La simplicité relative de son application demeure un de ses atouts majeurs. Très peu d'applications nord-américaines de CEQUEAU ont été exécutées sur des petits bassins versants ($< 100 \text{ km}^2$). Une exception, l'application sur un petit bassin versant agricole ($< 1 \text{ km}^2$) a permis le développement d'un modèle simulant les concentrations d'azote. Une application de ce modèle dans le cadre d'un petit bassin versant forestier (50 km^2) n'a jamais été faite. Les données du ruisseau Catamaran offrent donc la possibilité d'en vérifier l'applicabilité et de tester certaines modifications des composantes du modèle. Cette application et les modifications qui en découlent offrent la possibilité d'utiliser CEQUEAU comme outil dans le contexte de la gestion durable des écosystèmes aquatiques.

1.2 Objectifs de la thèse

Les objectifs de cette thèse sont :

1. La vérification de l'applicabilité du modèle hydrologique CEQUEAU sur le bassin versant du ruisseau Catamaran durant la première phase du projet (1990-1995). Le modèle hydrologique est le fondement des simulations de qualité de l'eau et doit donc produire des résultats satisfaisants afin de permettre la modélisation de paramètres de qualité tels que la température et les solides dissous.
2. La modification du modèle de température pour simuler de façon plus réaliste le régime thermique d'un petit bassin versant forestier. Les modifications ont pour but de permettre une simulation du régime thermique actuel et des changements qui risquent d'être apportés à ce régime avec l'activité forestière. L'emphase est mise sur l'incorporation de couvert végétal comme variable affectant l'enthalpie de l'écoulement local hypodermique et de surface. De plus, une modélisation plus réaliste de la température du sol qui affecte ces deux types d'écoulement est tentée. Les températures simulées sont comparées aux températures de l'eau récoltées durant la première phase du projet (1990-1995).
3. Un troisième objectif consiste en une application d'un modèle de solides dissous à deux stations du bassin, durant la première phase du projet (1990-1995). Cette application permettra de vérifier la performance du modèle. Des modifications à la simulation des concentrations de l'écoulement provenant de la nappe sont proposées, pour tenter d'obtenir une meilleure modélisation des variations temporelles des concentrations en solides dissous.

La thèse est structurée en fonction des objectifs énoncés. Le second chapitre résume la méthode et les résultats obtenus pour la simulation des débits journaliers avec CEQUEAU. Ces résultats sont

utilisés subséquemment dans la modélisation de la température et des solides dissous.

Le chapitre 3 passe en revue l'information pertinente à la modélisation de la température de l'eau en rivière. La température de l'eau demeure un des facteurs déterminants de l'habitat d'un cours d'eau. La température est aussi une variable importante pour la survie des populations de saumons (Holtby, 1988). La coupe forestière peut affecter le régime thermique des cours d'eau de façon significative (Holtby et Scrivener, 1989). La revue de littérature du chapitre 3 permet de mettre en évidence le fait qu'aucun de ces modèles ne semble tenir compte de la température du sol et du couvert forestier. Dans ce troisième chapitre, les modifications apportées au modèle de simulation des températures de l'eau incluent ces deux variables. Les modèles déterministes offrent l'avantage de permettre la simulation des modifications aux conditions de terrain qui affectent la température de l'eau. Un modèle de température mieux adapté aux conditions spécifiques d'un petit bassin versant forestier peut donc être un outil fort utile pour les phases subséquentes du projet du ruisseau Catamaran et pour toute autre application similaire.

La coupe forestière peut aussi affecter la chimie de l'eau de nombreuses manières, comme il est expliqué dans le chapitre 4. Les modifications au régime hydrologique peuvent amener une plus ou moins grande mobilisation vers le cours d'eau des anions et cations présents dans le sol (Likens et al., 1985). Les variations de solides dissous sont importantes pour déterminer la qualité de l'eau, et par conséquent, de l'habitat aquatique. Les impacts de ces variations sur l'habitat des poissons sont décrits en plus grand détail dans le chapitre 4. Le modèle original de solides dissous est appliqué dans ce chapitre, et trois algorithmes sont proposés afin de tenter de mieux simuler la variation temporelle de la concentration des solides dissous de la nappe phréatique. La conclusion, au chapitre 5, permet de résumer les faits saillants des résultats obtenus et leur applicabilité au projet du ruisseau Catamaran ainsi qu'à d'autres projets.

Avant de débiter toute modélisation, il est important de bien décrire le bassin versant étudié et de faire le survol des données disponibles.

1.3 Description du bassin versant étudié

1.3.1 Caractéristiques du bassin versant.

Le bassin versant du ruisseau Catamaran est situé dans le centre du Nouveau-Brunswick (figure 1.1). Ce ruisseau est un affluent de la rivière Little Southwest Miramichi. Le réseau de rivières de la Miramichi est réputé pour sa population de Saumons de l'Atlantique (Cunjak et al., 1990). Le ruisseau Catamaran est un cours d'eau d'ordre de Strahler 3 (Cunjak et al., 1990). La superficie du bassin versant est de 52 km². Jolicoeur et al. (1996) on décrit la couverture pédologique d'une partie du bassin versant. On y retrouve des roches du Groupe Tétagouche recouvertes de dépôts meubles d'âge Wisconsinien et holocène. L'épaisseur des dépôts varie entre 0,5 m et 3 m, et il existe de nombreux affleurements rocheux.

Historiquement, l'activité humaine la plus importante sur le bassin versant est la coupe forestière. Avant le début du projet sur l'habitat aquatique du ruisseau Catamaran, la coupe la plus récente sur le bassin datait de la fin des années 80 (St-Hilaire et al., 1995). De nombreuses coupes à blanc et sélectives ont aussi été exécutées sur le bassin durant la seconde moitié de notre siècle. Les conifères pouvant servir à la production de pulpe couvrent près de 32 % de la superficie du bassin et les bois francs occupent environ 28 % de la surface totale. Le reste du bassin est couvert par le thuya occidental (*Thuja occidentalis*), la pruche du Canada (*Tsuga canadensis*), les aulnes (*Alnus sp*) et le lac Catamaran (St-Hilaire et al., 1995).

1.3.2 Météorologie

Une station météorologique est en opération au milieu du bassin versant depuis février 1990 (Figure 1.1). Les données de température de l'air, précipitations, radiation solaire, vitesse et direction du vent sont mesurées. La précipitation annuelle moyenne sur le bassin est de 1142 mm (Cunjak et al., 1993). Les moyennes annuelles historiques ont varié entre 860 mm et 1365 mm. Les moyennes mensuelles de précipitations varient entre 90 et 100 mm, sauf pour le mois de février qui reçoit en moyenne 71.7 mm. La plus grande valeur de précipitation mensuelle enregistrée est de 245.2 mm de pluie, en août 1991 (Cunjak et al., 1993).

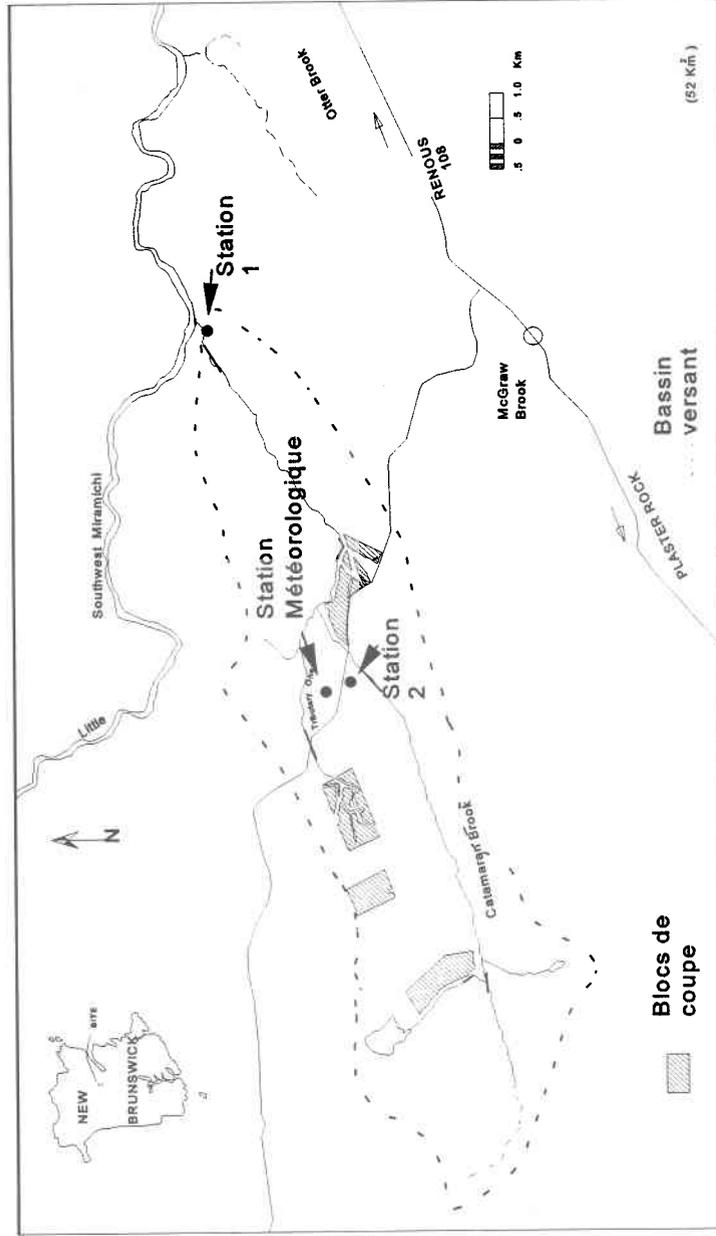


Figure 1.1. Bassin versant du ruisseau Catamaran, avec emplacement des zones de coupe à blanc et emplacement des stations.

Les moyennes mensuelles de température de l'air montrent que le mois le plus froid est janvier, avec une moyenne de $-11,8^{\circ}\text{C}$. Le mois le plus chaud est juillet avec une température moyenne de $18,8^{\circ}\text{C}$ (Cunjak et al., 1993).

1.3.3 Hydrologie

Une station hydrométrique du ministère de l'Environnement du Canada est installée au milieu du bassin (station 2, figure 1.1 ; Superficie du sous-bassin jaugé : 27 km^2) depuis octobre 1989. Le débit moyen à la station hydrométrique est de $0.686\text{ m}^3/\text{s}$, ce qui correspond à une lame d'écoulement de 754 mm (66 % de la précipitation moyenne annuelle). Depuis le début du projet, les débits mensuels ont varié entre $0.135\text{ m}^3/\text{s}$ et $2.18\text{ m}^3/\text{s}$. Le débit d'étiage se produit habituellement en août (débit moyen de $0.256\text{ m}^3/\text{s}$) tandis que la crue annuelle se produit après la fonte des neiges, en mai, avec un débit moyen mensuel de $2.15\text{ m}^3/\text{s}$ (Cunjak et al., 1993). Le débit journalier maximum enregistré au ruisseau Catamaran est de $13\text{ m}^3/\text{s}$, mesuré le 3 mai 1991. Un tel débit a une période de récurrence d'environ 30 ans (Cunjak et al., 1993).

1.3.4 Qualité de l'eau

Depuis novembre 1989, des échantillons mensuels d'eau sont pris à 2 sites sur le ruisseau (au milieu du cours d'eau à la station 2 et à l'exutoire, station 1). Vingt-cinq variables de qualité d'eau sont analysées, incluant les ions majeurs, le pH et la conductivité. Le tableau 1.2 donne les données mensuelles des principaux paramètres de qualité de l'eau nécessaires au calcul de la concentration en solides dissous à la station 2, entre novembre 1989 et septembre 1994. L'ordre d'abondance moyen des ions dissous au ruisseau Catamaran est $\text{CaCO}_3 > \text{Ca}^{++} > \text{SiO}_2 > \text{SO}_4^- > \text{Mg}^{++} > \text{Na}^{++} > \text{Cl}^-$.

Un capteur de conductivité a été installé, près de l'exutoire (station 1) en 1992 et déménagé à la station 2 en mai 1994 (figure 1.1). Le capteur enregistre la conductivité sur une base horaire. Le capteur situé à la station hydrométrique a été retiré de l'eau pour la saison hivernale 94-95. De plus, de nombreuses difficultés techniques ont rendu les données de 1995 inutilisables. La conductivité du ruisseau Catamaran varie entre 20 et $90\text{ }\mu\text{S}/\text{cm}$. Les valeurs les plus faibles ont été enregistrées

lors de la crue printanière et les valeurs maximales durant les étiages d'été et d'hiver (Caissie et al., 1996).

La température de l'eau est mesurée à toutes les heures sur le ruisseau à la station 2. Les températures ont varié entre 0 °C et 20,3 °C. La température moyenne journalière la plus élevée (20,3 °C) a été atteinte le 24 juillet 1994 (Caissie et al., 1998). Comme nous le verrons au chapitre 3, le cycle annuel est facilement identifiable, avec les températures maximales atteintes aux mois de juillet et août et la température minimum (0 °C) atteinte entre décembre et mars.

Des variations saisonnières de la qualité de l'eau ont aussi été analysées au ruisseau Catamaran. Les relations entre les débits et différents paramètres de qualité de l'eau (ph, azote total, Na, Mg conductivité, carbone organique dissous) ont été analysées afin de vérifier les changements significatifs entre l'hiver et le reste de l'année. Seul le ph requiert un modèle régressif différent pour ces deux saisons (St-Hilaire et al., 1998). Le choc acide associé à la fonte des neiges amène des concentrations d'ions H⁺ supérieures à celles associées aux précipitations liquides.

On peut donc constater que toutes les données nécessaires à la simulation des débits, de la température de l'eau et de la concentration des solides dissous sont disponibles sur le ruisseau Catamaran. Les données météorologiques servent d'intrant au modèle hydrologique (chapitre 2) et de température de l'eau en rivière (chapitre 3), tandis que les données de qualité de l'eau et de conductivité sont utilisées dans la simulation des concentrations de solides dissous (chapitre 4).

Tableau 1.2. Données mensuelles de la qualité de l'eau, station 2, ruisseau Catamaran.

Date	Cond μS/cm	COD mg/L	CaCO ₃ mg/L	Na ⁺ mg/L	Mg ²⁺ mg/L	SiO ₂ mg/L	SO ₄ ²⁻ mg/L	Ca ²⁺ mg/L	Cl ⁻ mg/L
16-NOV-89	47.0	5.3	5.0	1.30	1.80	4.5	1.20	0.14	5.90
16-MAI-90	40.3	4.4	3.3	1.30	1.30	4.90	4.0	0.60	0.19
13-JUIN-90	54.2	3.1	0.6	1.50	1.80	4.80	3.4	0.60	0.22
18-JUIL-90	74.1	1.9	0.5	1.90	2.70	5.50	3.7	0.76	0.36
15-AOUT-90	31.0	8.3	0.2	1.10	1.10	5.00	3.4	L.50 ^a	0.10
14-SEP-90	70.0	2.3	0.0	1.80	2.50	5.30	3.9	1.4	0.24
16-OCT-90	45.0	9.4	3.3	1.40	1.50	5.70	4.1	1.50	0.26
14-NOV-90	38.5	5.6	1.7	1.20	1.20	3.30	3.8	1.20	0.15
18-DEC-90	45.0	3.1	4.8	1.40	1.90	6.00	3.6	0.70	0.17
18-JAN-91	47.0	3.0	5.8	1.40	1.70	6.10	4.4	0.90	0.18
15-FEV-91	64.0	2.2	4.9	1.80	2.40	6.70	4.6	0.70	0.20
21-MAR-91	43.0	4.3	3.5	1.20	1.40	5.40	4.4	0.70	0.19
16-AVR-91	35.0	3.8	2.2	1.10	1.20	5.00	4.1	0.50	0.18
17-MAI-91	37.0	3.3		1.10	1.20	4.50	3.5	L.50	0.18
17-JUIN-91	44.0	4.5		1.30	1.40	4.22	3.4	L.50	0.15
17-JUIN-91	43.0	4.6		1.30	1.40	4.11	3.3	L.50	0.15
15-JUIL-91	67.0	2.7		1.80	2.50	5.20	4.4	0.70	0.23
14-AOUT-91	44.0	11.6		1.30	1.60	5.14	5.00	0.50	0.18
16-SEP-91	68.0	2.2		1.70	2.58	4.50	4.2	1.20	0.23
14-OCT-91	36.0	7.4		1.20	1.10	5.70	3.7	1.50	0.18
13-NOV-91	42.0	3.9		1.50	1.50	5.80	4.1	1.20	0.28
11-DEC-91	50.0	2.9		1.80	1.90	5.90	3.3	L.50	0.38
21-JAN-92	51.0	3.5		1.50	1.80	6.10	5.0	0.90	0.20
15-FEV-92	65.0	1.6		1.80	2.30	6.50	5.0	1.7	0.24
12-MAR-92	66.0	1.5		1.80	2.40	6.10	4.4	0.80	0.29
10-AVR-92	45.0	2.9		1.30	1.50	4.90	3.5	1.00	0.26
19-MAI-92	38.0	1.3		1.30	1.20	2.80	2.9	0.70	0.44
12-JUIN-92	62.0	2.6		1.60	2.40	3.20	3.4	0.80	0.29
20-JUIL-92	46.0	5.2		1.60	1.70	4.70	3.4	L.50	0.28
17-AOUT-92	62.0	2.8		1.60	2.10	5.40	4.1	0.50	0.23
18-SEP-92	72.0	2.0		1.80	2.50	5.00	4.0	0.76	0.28
20-OCT-92	61.0	3.8		1.70	2.40	5.80	4.3	1.20	0.31
14-NOV-92	37.0	6.0		1.30	1.30		3.9	1.00	0.22
10-DEC-92	59.0	2.8		1.80	2.20		5.2	1.00	0.26
21-JAN-93	69.0	1.8		2.00	2.60		5.3	0.90	0.27
16-FEV-93	70.0	1.7		1.90	2.70		5.2	0.95	0.26
19-MAR-93	66.0	1.8		2.00	2.40		4.8	1.30	0.36
19-AVR-93	30.0	3.7		1.00	0.90		3.1	1.00	0.31
15-MAI-93	34.0	4.7		1.10	1.10		3.4	0.80	0.26
17-JUN-93	45.0	3.3		1.40	1.50		3.8	0.60	0.21
20-JUL-93	60.1	2.9		1.60	2.00		3.7	0.70	0.26
19-AOU-93	68.0	2.5		1.90	2.30		3.5	0.60	0.29
16-SEP-93	68.1	3.7		1.90	2.70		3.8	0.90	0.27
26-OCT-93	39.0	7.4		1.40	1.54		3.8	1.00	0.22
14-NOV-93	29.0	6.2		1.10	1.00		4.0	0.90	0.18
01-MAR-94	53.0			1.50	1.80		4.2	0.70	0.24
24-MAR-94	52.0			1.40	1.80		3.9	0.80	0.22
21-AVR-94	28.0			0.89	0.89		3.0	0.70	0.21
19-MAI-94	31.0			0.91	1.01		3.4	0.70	0.17
16-JUN-94	43.0			1.30	1.52		3.3	0.80	0.21
15-JUL-94	63.0			1.60	2.18		3.3	0.50	0.26
20-AOU-94	77.0			2.00	2.70		3.5	0.95	0.34
16-SEP-94	76.0			2.10	3.30		5.4	1.00	0.41

^a = Sous la limite de détection

CHAPITRE 2.

MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

2.0 Introduction

Le modèle CEQUEAU demeure à la base, un modèle hydrologique. Toute modélisation de la qualité de l'eau à l'aide du modèle CEQUEAU nécessite au préalable une modélisation des débits. Les bilans massiques et thermiques sont calculés à l'aide des volumes d'eau simulés. La précision des différents sous-modèles de qualité dépend donc en partie de celle des débits simulés par le modèle hydrologique. Ce chapitre résume la méthode utilisée pour simuler les débits ainsi que les résultats obtenus dans le cas du ruisseau Catamaran.

2.1 Méthodologie

2.1.1 Méthode générale

Le modèle hydrologique CEQUEAU (Morin et Paquet, 1995) est un modèle déterministe distribué de type semi-empirique. Afin de prendre en compte des variations spatiales des caractéristiques physiques du bassin versant, celui-ci est découpé en surfaces élémentaires appelées carreaux entiers. La superficie de ces carreaux entiers est homogène pour l'ensemble du bassin et doit permettre la bonne représentation de l'hétérogénéité du territoire. Dans le cas du ruisseau Catamaran, cette hétérogénéité est bien représentée par des carreaux entiers d'une surface de 1 km² (figure 2.1). Les caractéristiques physiographiques qui sont définies à l'échelle du carreau entier sont les pourcentages de superficie recouverte par les lacs et les rivières, la forêt, et les marais. On doit aussi donner l'altitude du coin sud-ouest, en mètres. Ces données pour le bassin versant du ruisseau Catamaran sont présentées dans l'annexe 1.

Les carreaux entiers sont ensuite divisés en carreaux partiels. Les lignes de partages des eaux servent de frontières entre les carreaux partiels. Ce second découpage permet de déterminer le réseau de drainage du bassin.

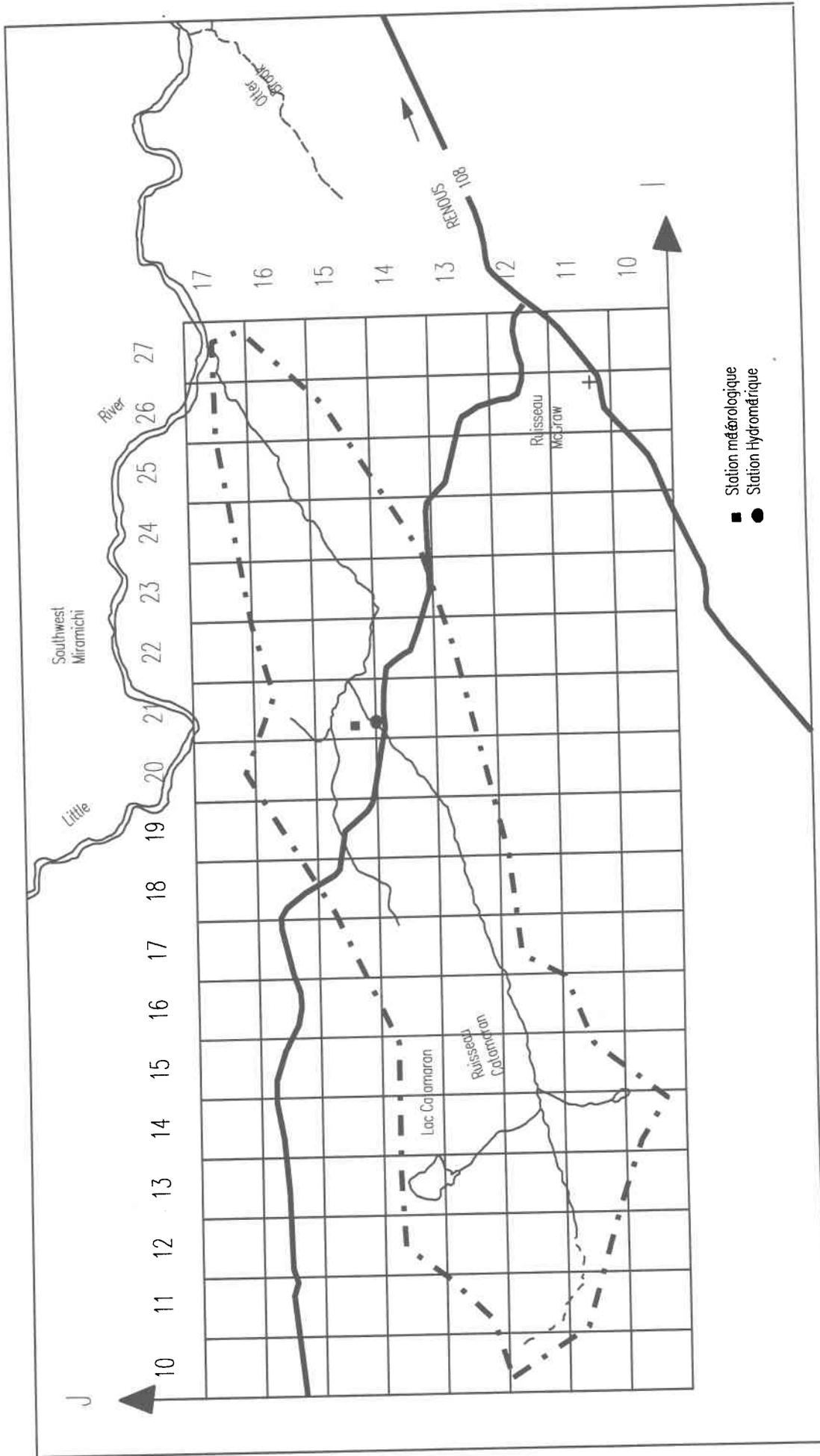


Figure 2.1. Bassin versant du ruisseau Catamaran, avec les coordonnées I et J du modèle CEQUEAU.

L'écoulement de l'eau est simulé dans le modèle à l'aide de deux types de fonction qui représentent mathématiquement le mouvement vertical (fonction de production) et le mouvement de l'amont vers l'aval (fonction de transfert) de l'eau. La fonction de production permet une représentation simple du cheminement de l'eau à partir de la source atmosphérique (pluie ou neige) jusqu'à la nappe pour chaque carreau entier du bassin. Ce mouvement vertical de l'eau est représenté par une série de réservoirs communicants. Les lacs et marécages sont représentés par un réservoir, l'écoulement hypodermique par le réservoir SOL et l'eau souterraine par le réservoir NAPPE (figure 2.2).

Le bilan hydrique est calculé pour chaque journée de simulation. L'eau de la pluie est immédiatement disponible tandis que la neige est soumise à un modèle de fonte. Le bilan de la fonte des neiges est exécuté à l'aide de deux fonctions mathématiques représentant la fonte en forêt et la fonte en clairière. La fonte potentielle dans ces deux cas est estimée en multipliant le taux de fonte potentielle (Taux de fonte en clairière, TFC, et Taux de fonte en forêt, TFD, en mm/°C/jour) par la température de l'air moins le seuil de température de fonte (TSC et TSD en °C; Morin et al. 1995). Par la suite, pour le calcul de la fonte réelle, le modèle tient compte du mûrissement du stock de neige et de la capacité du manteau nival à absorber les précipitations liquides à l'aide d'un seuil d'absorption.

Les écoulements verticaux dans le sol sont représentés par un réservoir dans lequel le déversement peut se faire à plus d'un niveau (Figure 2.2). La lame d'eau qui se rend à ce réservoir correspond à la somme de la pluie et de la fonte de la neige à laquelle le ruissellement des surfaces imperméables est soustrait, tel qu'indiqué dans les équations 2.1 et 2.2 :

$$EAUTER = PLUFON - RIMP \quad (2.1)$$

$$RIMP = \max(0, PCIMP(ICE) * (PLUFON - HRIMP)) \quad (2.2)$$

- où:
- EAUTER : lame restante (mm);
 - PLUFON : lame d'eau provenant de la pluie et de la fonte de neige (mm);
 - RIMP : ruissellement sur les surfaces imperméables (mm);
 - PCIMP(ICE) : pourcentage de surface du sol imperméable sur le carreau entier ICE;
 - HRIMP : lame d'eau nécessaire pour qu'il y ait ruissellement sur les surfaces imperméables (mm).

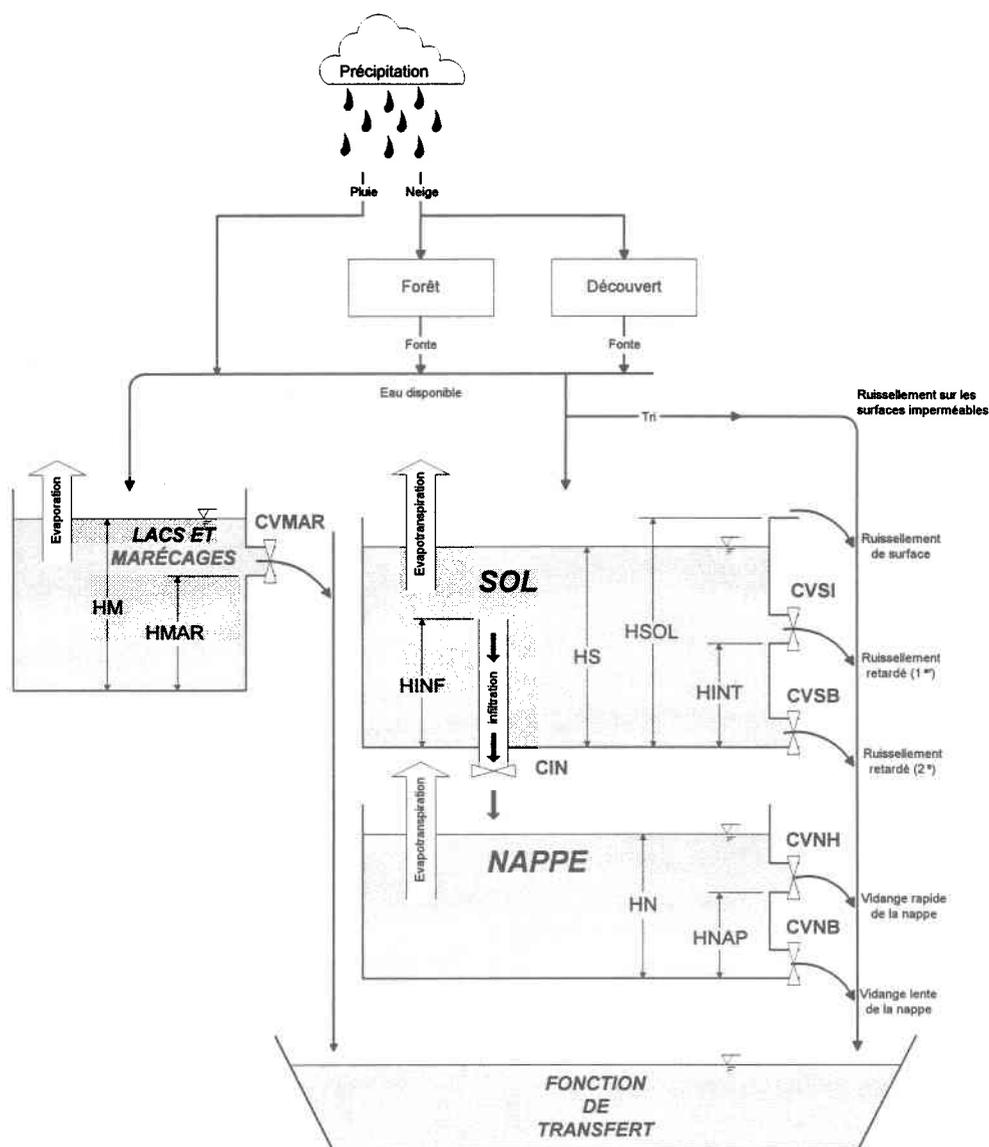


Figure 2.2 Schéma de production du modèle CEQUEAU (selon Morin et Paquet 1995).

Une fois le niveau du réservoir SOL déterminé, l'évaporation et l'évapotranspiration doivent aussi être calculées pour compléter le bilan hydrique. Ces termes du bilan sont calculés à l'aide de la méthode de Thornthwaite :

$$ETHORN = \frac{10}{30,4} * 1,62 * \left(\frac{10 * TJE}{XIT}\right)^{XAA} \quad (2.3)$$

- où: ETHORN : évapotranspiration potentielle du jour (mm);
 TJE : température moyenne de l'air du jour sur le carreau entier (°C);
 XIT : valeur de l'index de Thornwaite (voir tableau 2.1);
 XAA : exposant de la formule de Thornwaite (voir tableau 2.1).

L'infiltration vers le réservoir NAPPE est ensuite calculée à l'aide de l'équation suivante :

$$XINF = TOINF(ICE) * \max(0, HS - HINF) \quad (2.4)$$

- où: XINF : lame d'eau infiltrée (mm);
 TOINF (ICE) : coefficient d'infiltration vers le réservoir NAPPE pour le carreau entier ICE;
 HS : niveau du réservoir SOL (mm);
 HINF : seuil d'infiltration du réservoir SOL vers le réservoir NAPPE (mm).

L'infiltration (percolation) est pondérée en fonction du couvert végétal pour chaque carreau et ne peut dépasser l'infiltration maximale par jour stipulée par l'utilisateur :

$$XINF = \min(XINFMA, XINF) * ARR27 \quad (2.5)$$

- où: XINFMA : infiltration maximale par jour (mm);
 ARR27 : coefficient de pondération variant selon le couvert végétal (0,8 pour le sol nu et 1 pour un couvert forestier complet; basé sur les applications précédentes du modèle).

Les réservoirs permettent la génération d'écoulement lorsque la hauteur d'eau dépasse les différents seuils (figure 2.2). Dans chaque cas, le volume écoulé est obtenu par un coefficient de vidange. Ainsi, les équations permettant le calcul des écoulements ont la forme suivante :

$$ECOUL = (HR - HSEUIL) * CV \quad (2.6)$$

où: ECOUL : écoulement (mm);
 HR : niveau d'eau disponible dans le réservoir (mm);
 HSEUIL : hauteur du seuil du réservoir (mm);
 CV : coefficient de vidange du seuil.

Les composantes d'écoulement calculées pour chaque réservoir sont ensuite additionnées et multipliées par la surface terrestre du carreau entier. L'écoulement provenant des lacs et marais est aussi additionné lorsque ces derniers sont présents sur le carreau entier.

La fonction de transfert permet d'acheminer, d'un carreau partiel à l'autre, le volume d'eau calculé par la fonction de production. Le volume d'eau est attribué à chaque carreau partiel selon le pourcentage de surface du carreau entier qu'il représente. Le volume emmagasiné est transféré vers le carreau partiel en aval grâce à l'équation suivante :

$$VOL_{(i)} = VOL_{(i-1)} * \frac{(1 - \exp(-\min(36, EXXKT * RMA3 * 100)))}{(\max(SL, SLAC) * CEKM2)} \quad (2.7)$$

où: VOL_i : volume d'eau du carreau partiel i;
 VOL_(i-1) : volume d'eau du carreau partiel (i-1);
 EXKKT : coefficient de transfert;
 SL : somme totale des superficies d'eau (km²);
 SLAC : pourcentage des superficies d'eau sur les carreaux partiels;
 RMA3 : cumul des pourcentages de superficie des carreaux partiels en amont;
 CEKM2 : superficie des carreaux entiers (km²).

2.1.2 Variables hydro-météorologiques d'entrée

En plus des variables physiographiques décrites dans la section 2.1.1, le modèle requiert comme

variables d'entrée, les mesures de précipitations journalières (solides et/ou liquides) ainsi que les températures minimum et maximum de l'air pour chaque journée. Dans le cas du ruisseau Catamaran, ces données proviennent de la station météorologique située à mi-bassin (figure 2.1).

Les températures de l'air sont enregistrées à la station météorologique à toutes les heures, depuis juillet 1990. Les précipitations liquides sont enregistrées par un pluviomètre à auget durant les mois d'avril à novembre de chaque année. Durant l'hiver, un pluviomètre cumulatif de type "Belford" enregistre les précipitations sous forme liquides et solides. Les données météorologiques manquantes à cause du mauvais fonctionnement occasionnel des appareils ont pu être en partie remplacées à l'aide des données provenant de la station météorologique de McGraw Brook, située à 7 km au sud-ouest de la station météorologique du bassin versant.

Le modèle hydrologique nécessite aussi des données de débit afin de permettre la validation de ses paramètres. Les débits mesurés à la station 2 (Figure 2.1) entre juillet 1990 et décembre 1995 ont été utilisés à cette fin.

2.1.3 Calage du modèle

L'application du modèle hydrologique CEQUEAU requiert l'ajustement d'un certain nombre de variables qui sont divisées en 3 catégories : les constantes déterminées à l'aide de caractéristiques hydrologiques et physiques, les paramètres physiques, et les paramètres d'ajustement (tableau 2.1). Les valeurs des constantes sont déterminées en étudiant le bassin versant (temps de concentration, latitude moyenne, pourcentage de surface imperméable). Les paramètres physiques sont ajustés afin de représenter correctement les phénomènes réels (seuil de température et taux de fonte en forêt ou en clairière, seuil de mûrissement de la neige, exposant de la formule de Thornthwaite, etc.) Finalement, les paramètres d'ajustement sont ajustés afin d'obtenir les débits simulés les plus rapprochées des débits observés.

Initialement, les paramètres du modèle sont ajustés par essai et erreur en comparant les débits

simulés à ceux observés à la station 2. Il s'agit de minimiser la différence entre les débits simulés et observés, tout en évitant les erreurs systématiques (surévaluation ou sousévaluation systématique des débits).

L'ajustement final des paramètres a été fait par optimisation. Les valeurs des paramètres d'ajustement du modèle ont été trouvées à l'aide de l'algorithme d'optimisation du modèle CEQUEAU (Morin et al., 1995). Ce programme détermine la valeur de chaque paramètre qui minimise une fonction objective. La fonction objective utilisée dans cette application est la somme des carrés des différences :

$$F = \sum^{na} \sum^{365} (Q_{O_{ni}} - Q_{C_{ni}})^2 \quad (2.7)$$

Où F : fonction objective;
 $Q_{O_{ni}}$: débit observé de l'année n et du jour i;
 $Q_{C_{ni}}$: débit calculé de l'année n et du jour i;
na : nombres d'années de la période de calage.

Durant le processus de calage par optimisation, il faut s'assurer que les valeurs des paramètres physiques (tableau 2.1) ne dépassent pas l'intervalle des valeurs réalistes. Les valeurs finales obtenues après le calage du modèle pour la période 1990-1995 sont présentées dans le tableau 2.1.

Tableau 2.1 Valeurs des paramètres et constantes du modèle CEQUEAU pour le ruisseau Catamaran.

Nom du paramètre	Définition	Valeur
CIN	A ^a coefficient d'infiltration du réservoir SOL au réservoir NAPPE	0,207
CVMAR	A coefficient de vidange du réservoir LACS et MARAIS	0,021
CVNB	A coefficient de vidange du réservoir NAPPE (vidange basse)	0,021
CVNH	A coefficient de vidange du réservoir NAPPE (vidange haute)	0,015
CVSB	A coefficient de vidange du réservoir SOL (vidange basse)	0,000
CVSI	A coefficient de vidange du réservoir SOL (vidange intermédiaire)	0,139
HINF	A seuil d'infiltration vers le réservoir NAPPE	59,877 (mm)
HINT	A Seuil de vidange intermédiaire du réservoir SOL	59,647 (mm)
HMAR	A Seuil de vidange du réservoir LACS et MARAIS	158,22 (mm)
HNAP	A seuil de vidange du réservoir NAPPE	148,79 (mm)
HSOL	A hauteur du réservoir SOL	175,40 (mm)
STRNE	D ^b seuil de transformation pluie-neige	-1,557 (°C)
TFC	D taux de fonte en forêt	3,267 (mm/°C/j ^d)
TFD	D taux de fonte en clairière	3,657 (mm/°C/j)
TSC	D seuil de température de fonte en forêt	1,053 (°C)
TSD	D seuil de température de fonte en clairière	0,754 (°C)
TTD	D coefficient du déficit calorifique de la neige	0,366
TTS	D seuil de mûrissement du stock de neige	-2,463 (°C)
EVNAP	D pourcentage d'évapotranspiration du réservoir NAPPE	60,1 %
HPOT	D seuil de prélèvement de l'eau à taux potentiel	149,254(mm)
XAA	D exposant de la formule de Thornthwaite	1,404
XIT	D valeur de l'index thermique de Thornthwaite	29,757
EXXKT	A coefficient de transfert	0,5125
ZN	D temps de concentration du bassin	1,000 (jours)
COET	D coefficient de correction des températures avec l'altitude	-0,113 (°C/1000m)
COEP	D coefficient de correction des précipitations avec l'altitude	0,795 (mm/m/an)
JOEVA	A Variable décalant la date d'insolation maximale pour l'évaporation	80
JONEI	A Variable décalant la date d'insolation maximale pour la neige	80
XINFMA	D Infiltration maximale par jour	16,735 (mm/j)
XLA	C ^c latitude moyenne du bassin versant	4651 (ddMM)
TRI	C pourcentage de surface imperméable	0,000

^a A = paramètre d'ajustement

^b D = paramètre physique

^c C = constante

^d j = jour

2.2 ANALYSE DES RÉSULTATS

Les débits journaliers de la station 2 ont été simulés à partir du 1 janvier 1990 jusqu'au 12 décembre 1995. La comparaison est faite pour l'ensemble de la période simulée et individuellement pour chaque année (tableau 2.2). On analyse les résultats en comparant les débits moyens calculés et observés, les lames calculées et observées, de même que le coefficient de Nash, NTD; Nash et Sutcliffe, 1971) tel que défini dans l'équation 2.8 :

$$NTD=1 - \frac{\sum (Q_{ci} - Q_{oi})^2}{\sum (Q_{oi} - Q_{omoy})^2} \quad (2.8)$$

où: NTD : coefficient de Nash;
 Q_{ci} : débit calculé au jour i;
 Q_{oi} : débit observé au jour i;
 Q_{omoy} : moyenne des débits journaliers observés.

Le coefficient de Nash représente le rapport entre la variance résiduelle et la variance des débits observés. Il est donc inversement proportionnel à la différence entre les débits observés et calculés. La valeur maximale de 1 n'est atteinte que lorsque les valeurs simulées et observées sont identiques. Ce coefficient permet de comparer l'amélioration que procure les valeurs simulées par le modèle par rapport à un "modèle" qui n'utiliserait que la moyenne des valeurs observées comme valeurs calculées.

Pour l'ensemble de la période de simulation, (1990-1995) les débits moyens observés et calculés sont presque identiques (0,62 m³/s et 0,63 m³/s respectivement). Les lames totales ne diffèrent que par 28,6 mm (tableau 2.2). Le coefficient de Nash pour la période totale est de 0,61. Les moyennes interannuelles des débits journaliers observés et calculés sont aussi très similaires, avec un coefficient de Nash de 0,89 (figure 2.3).

Tableau 2.2 Valeurs des débits moyens observés et calculés, des lames observées et calculées, ainsi que les coefficients de Nash pour chaque année de simulation des débits sur le ruisseau Catamaran, station 2.

Année	Qo (m ³ /s) ^a	Qc (m ³ /s) ^b	Lame Observé (mm)	Lame calculée (mm)	NTD ^c
1990	0,78	0,77	909,9	889,4	0,47
1991	0,79	0,97	911,9	1122,8	0,68
1992	0,49	0,52	571,3	500,2	0,73
1993	0,61	0,59	712,8	690,9	0,44
1994	0,57	0,53	659,2	612,2	0,68
1995	0,49	0,40	575,8	463,1	0,56
1990-1995	0,62	0,63	4340,8	4379,4	0,61

^a : Débit moyen observé (m³/s);

^b : débit moyen calculé (m³/s);

^c : coefficient de Nash.

Les débits moyens mensuels (moyennes interannuelles) observés et calculés (figure 2.4) montrent qu'il n'y a pas d'erreurs importantes. Les débits calculés sont valables pour tous les mois, bien que l'on puisse noter une légère tendance à sous-estimer les faibles débits de l'été (mois de juillet à septembre) et la crue d'avril. La dispersion des débits moyens mensuels a aussi été analysée (figure 2.5) afin de confirmer qu'il n'y a pas d'erreur systématique. Les débits mensuels calculés se situent de part et d'autre de la droite à 45°.

La courbe des débits classés a été produite pour l'ensemble de la période simulée (figure 2.6). Cette courbe montre une bonne similitude pour les valeurs ayant des fréquences de dépassement supérieures à 10 %. Le léger écart entre la portion des courbes représentant les débits élevés est causé essentiellement par la grande différence entre le débit journalier maximum mesuré et calculé pour la période de 1990 à 1995. Le débit journalier le plus élevé a été mesuré le 3 mai 1991 (13,0 m³/s). Le modèle a calculé un débit de 7,8 m³/s pour cette même journée.

Lorsqu'on analyse les résultats sur une base annuelle, on constate que les coefficients de Nash varient entre 0,44 et 0,73 (tableau 2.2). Dans l'ensemble, les débits moyens et les lames annuelles calculés se rapprochent des valeurs observées. Les débits moyens et les lames ont été surévalués en 1991 de 22 % ($Q_o = 0,79 \text{ m}^3/\text{s}$ et $Q_c = 0,97 \text{ m}^3/\text{s}$), ce qui représente la surévaluation annuelle la plus importante. La plus grande sousévaluation s'est produite en 1995, année pour laquelle la lame observée a dépassé la lame calculée par 112,7 mm et les débits calculés sont en moyenne 18 % inférieurs au débit observés ($Q_o = 0,49 \text{ m}^3/\text{s}$ et $Q_c = 0,40 \text{ m}^3/\text{s}$).

Les séries chronologiques des débits journaliers sont aussi présentées (figures 2.7 à 2.12). En 1990 (figure 2.7, $\text{NTD} = 0,47$), les valeurs des débits de crue printanière ont été surestimés (débit maximum observé de $5,39 \text{ m}^3/\text{s}$ comparativement au débit calculé de $6,80 \text{ m}^3/\text{s}$). Un autre débit élevé a été enregistré le 24 octobre 1990 ($5,32 \text{ m}^3/\text{s}$) pour lequel le modèle a calculé une valeur inférieure ($2,79 \text{ m}^3/\text{s}$) au débit observé.

Il fut mentionné que la valeur maximale de débit journalier en 1991 (figure 2.8) a été sousestimée par le modèle. Par contre, le reste de la simulation semble concorder avec les valeurs observées. En 1992 ($\text{NTD} = 0,75$), les débits journaliers de la crue printanière ont été simulés correctement, bien qu'on puisse observer une légère surestimation des débits de pointe (figure 2.9). Un événement important à l'automne a été légèrement sousévalué ($Q_o = 3,82 \text{ m}^3/\text{s}$ et $Q_c = 2,40 \text{ m}^3/\text{s}$ le 26 octobre 1992).

La série chronologique des débits de 1993 (figure 2.10) permet de constater que durant les 3 derniers mois de l'année, les débits de pointe simulés sont souvent inférieurs aux débits observés. Seule l'augmentation de débit du 21 novembre a bien été simulée pendant cette période ($Q_o = 1,6 \text{ m}^3/\text{s}$ et $Q_c = 1,45 \text{ m}^3/\text{s}$). Le modèle a très peu réagi durant l'événement (pluie et fonte) du 12 décembre ($Q_o = 7,1 \text{ m}^3/\text{s}$ et $Q_c = 1,45 \text{ m}^3/\text{s}$). Il faut cependant tenir compte du fait que les données de précipitations étaient manquantes à la station 2 pour cette période. La série chronologique des précipitations a été comblée avec les données de la station de McGraw Brook, située à 7 km de la station 2. Il est

possible que les précipitations reçues à cet endroit durant cette période aient été inférieures à celles tombées sur le bassin versant du ruisseau Catamaran.

En 1994 (figure 2.11) et 1995 (figure 2.12), les débits durant la crue printanière ont été sous-estimés. Durant ces deux années, les hydrogrammes présentent deux pics durant la crue printanière et le second est sousestimé par le modèle. L'été et l'automne 1994 ont été secs. En 1995, le modèle n'a pas réagi au seul événement pluvieux important (26 juillet, $Q_0 = 1,19 \text{ m}^3/\text{s}$ et $Q_c = 0,032 \text{ m}^3/\text{s}$), mais a mieux simulé les débits plus importants à l'automne, sauf pour les deux pics ayant des valeurs supérieures à $3 \text{ m}^3/\text{s}$.

Débits journaliers

Numéro de station: 2
Superficie du bassin versant: 27.17 km²
Coefficient de NASH: 0.8881*

Débits moyens (m³/s) obs.: 0.62391* • cal.: 0.62879
Lame interannuelle (mm) obs.: 724.16* • cal.: 729.83

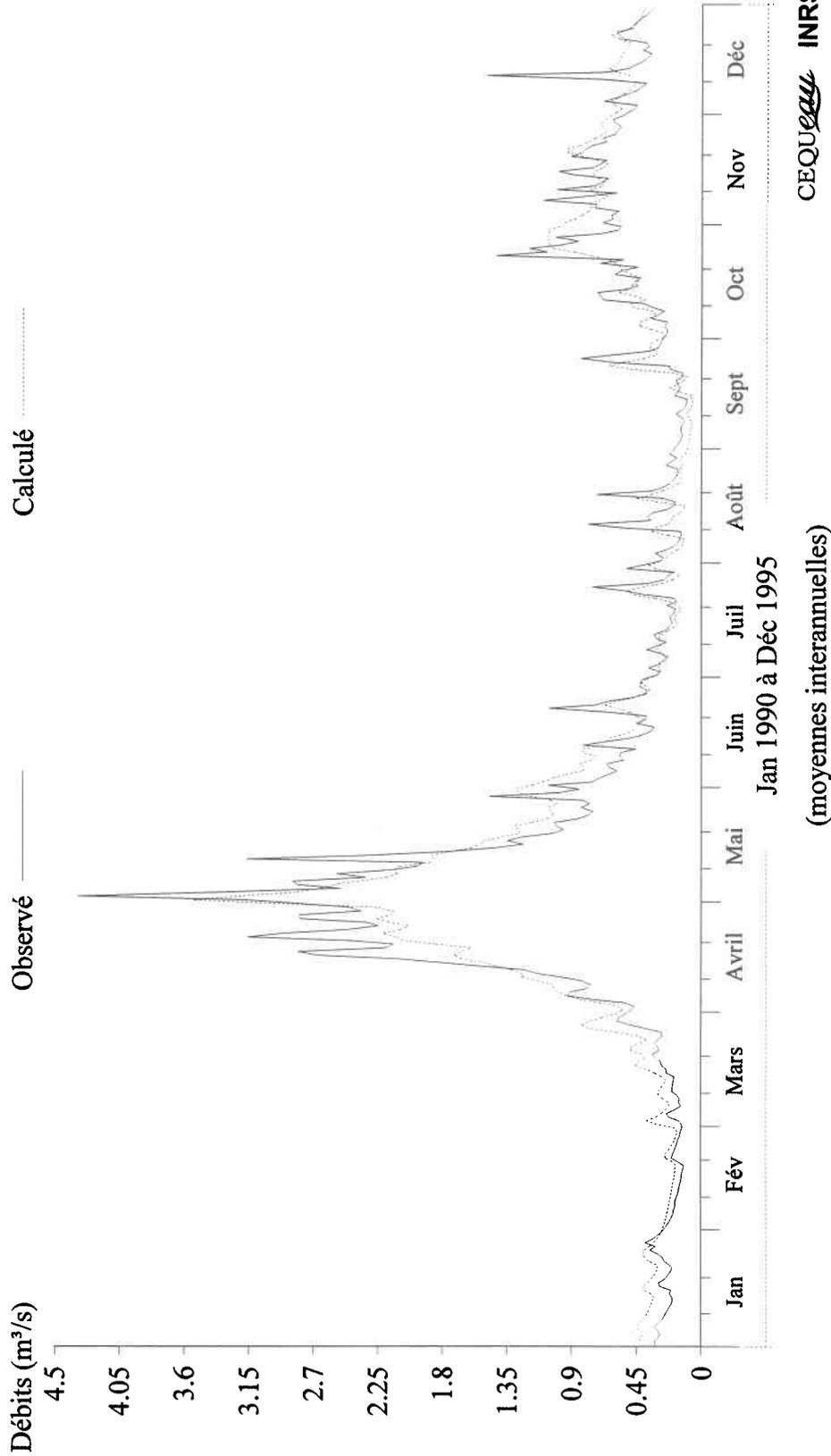
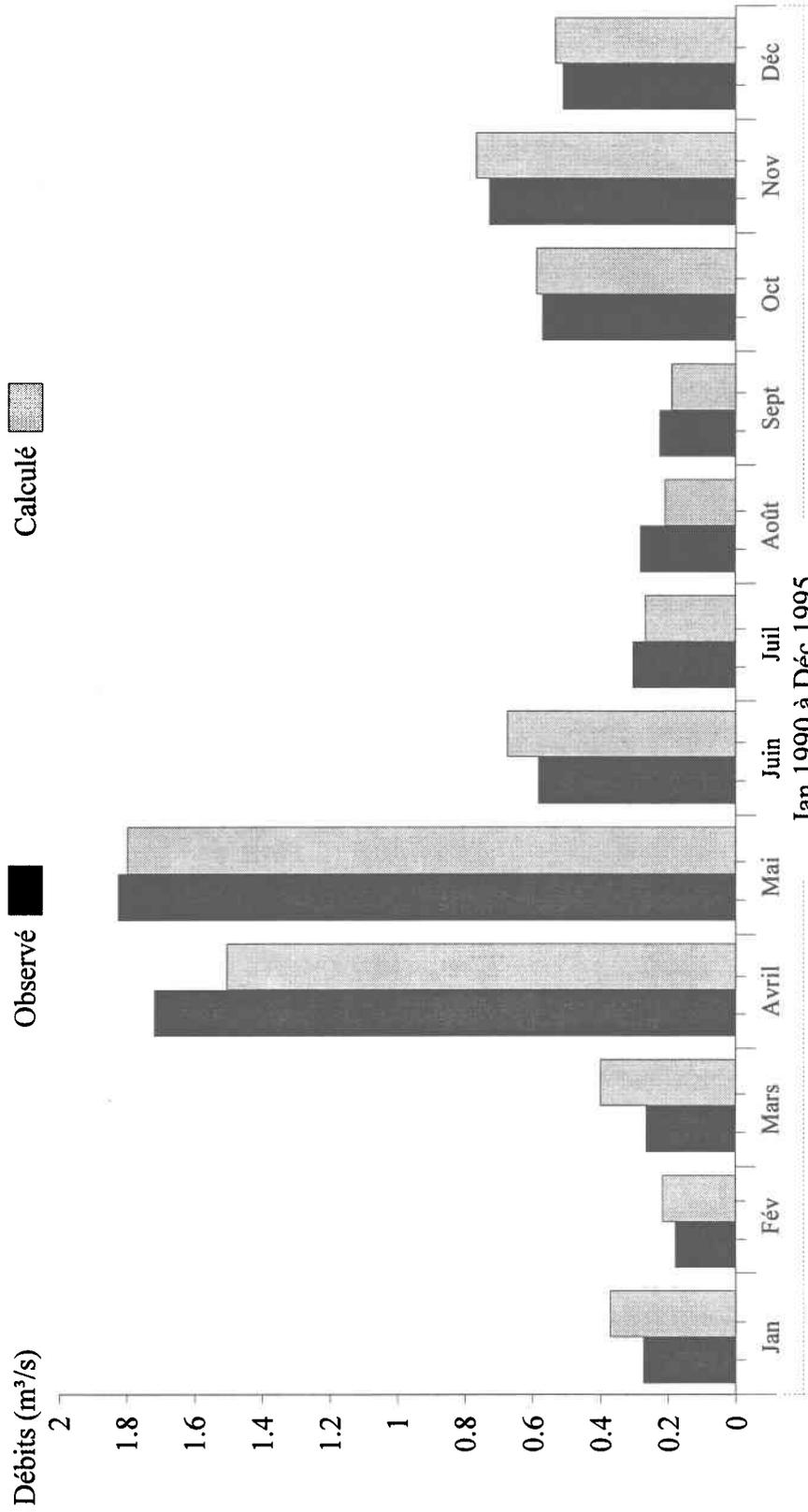


Figure 2.3 Débits journaliers observés et calculés, moyenne interannuelle, pour la période de calibration (1990-1995) sur le bassin versant du ruisseau Catamaran

Débits mensuels

Numéro de station: 2
 Superficie du bassin versant: 27.17 km²
 Coefficient de NASH: 0.9731*

Débits moyens (m³/s) obs.: 0.62345* • cal.: 0.62877
 lame interannuelle (mm) obs.: 723.64* • cal.: 729.8



(moyennes interannuelles)

CEQUEAU INRS - Eau

Figure 2.4 Débits mensuels observés et calculés, moyenne interannuelle, pour la période de calibration (1990-1995) sur le bassin versant du ruisseau Catamaran

Débits mensuels

Numéro de station: 2
Superficie du bassin versant: 27.17 km²
Coefficient de NASH: 0.7501*

Débits moyens (m³/s) obs.: 0.62324* • cal.: 0.62856
Lame (mm) obs.: 4342.3* • cal.: 4379.4

Période: Jan 1990 à Déc 1995

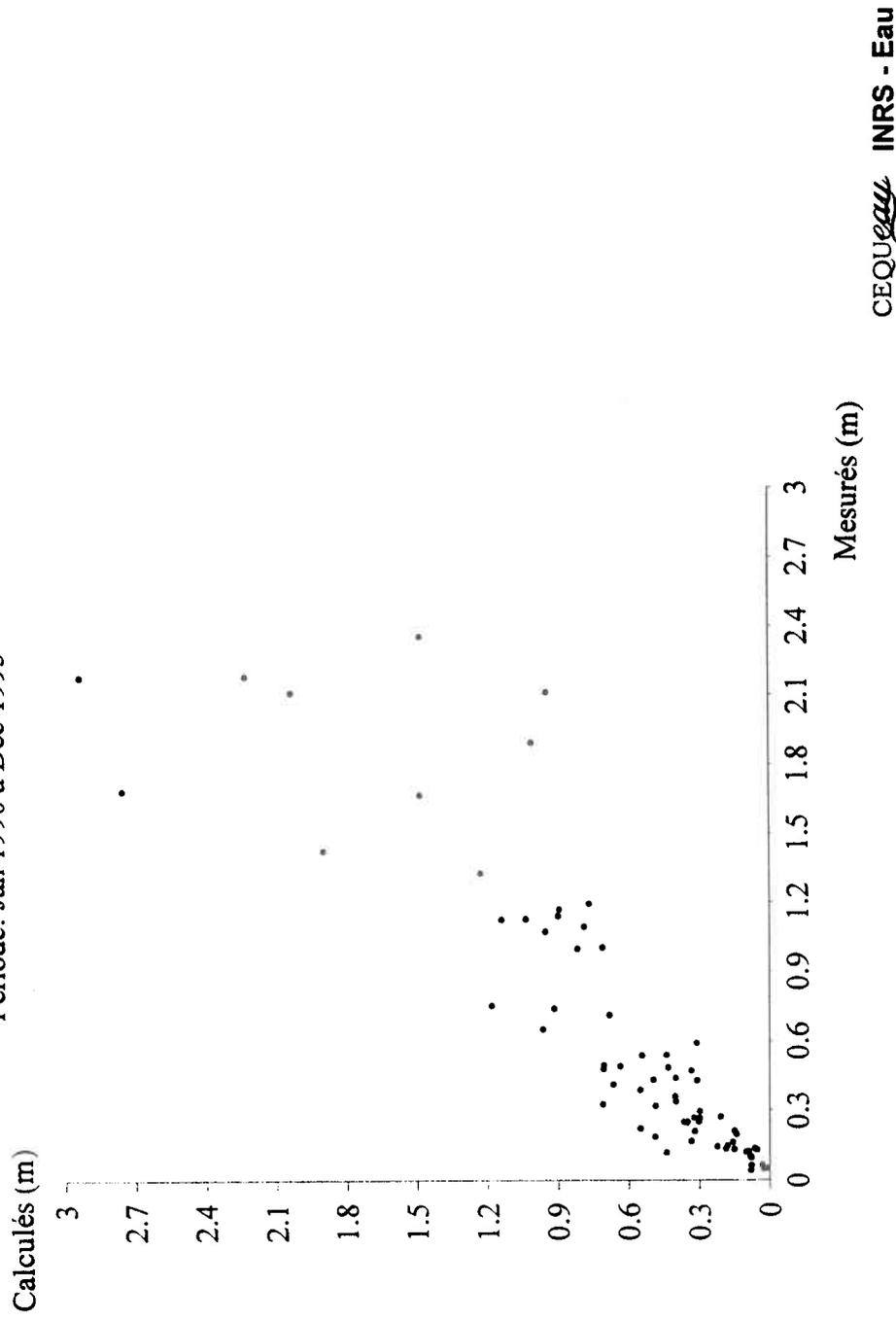
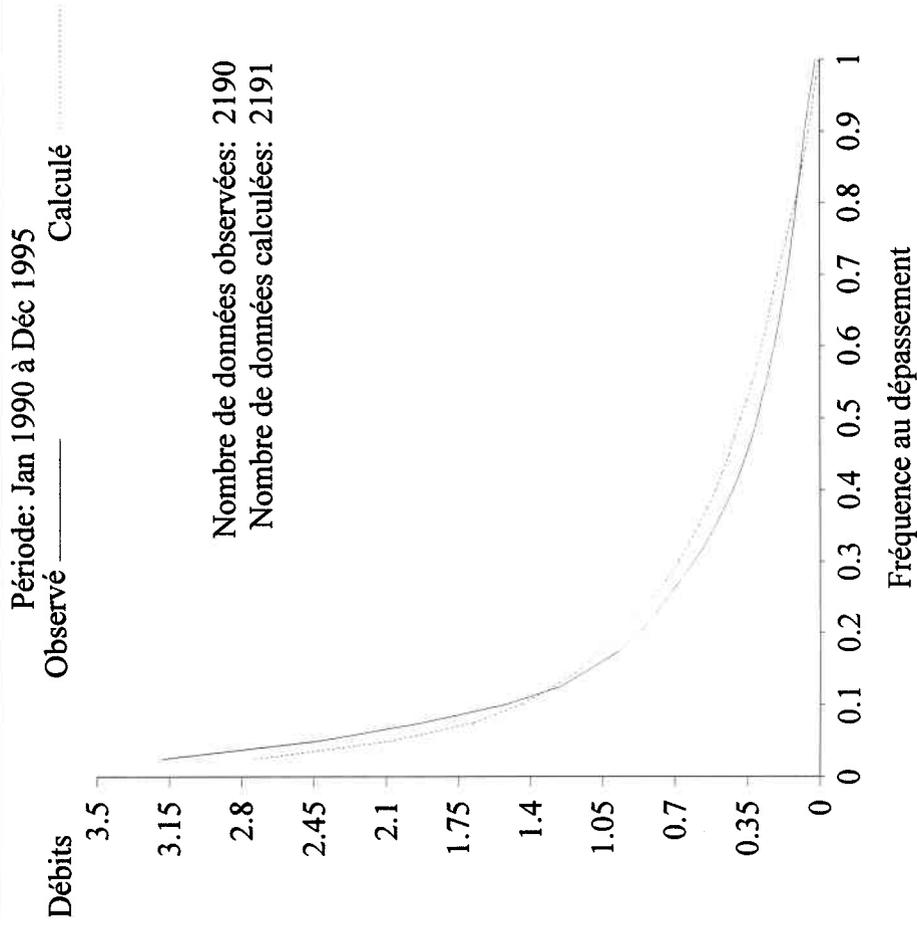


Figure 2.5 Dispersion des débits mensuels observés et calculés, pour la période de calibration (1990-1995) sur le bassin versant du ruisseau Catamaran

Débits journaliers classés

Numéro de station: 2
Superficie du bassin versant: 27.17 km²
Coefficient de NASH: 0.9713*



CEQUEAU INRS - Eau

Figure 2.6 Débits classés, observés et calculés, pour la période de calibration (1990-1995) sur le bassin versant du ruisseau Catamaran

Débits journaliers

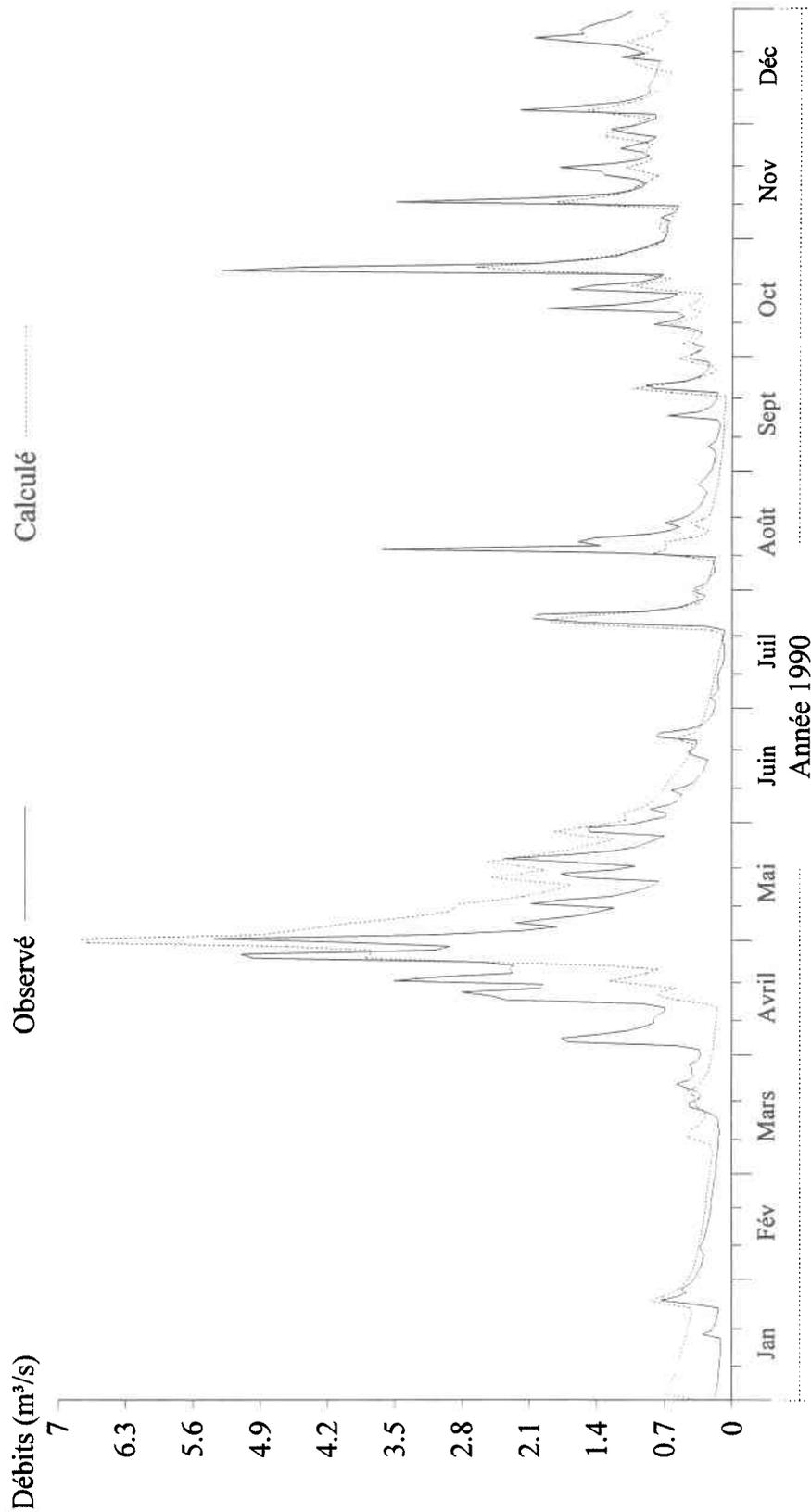
Numéro de station: 2

Superficie du bassin versant: 27.17 km²

Coefficient de NASH: 0.4679

Débits moyens (m³/s) obs.: 0.78397 • cal.: 0.76629

Lame (mm) obs.: 909.95 • cal.: 889.42



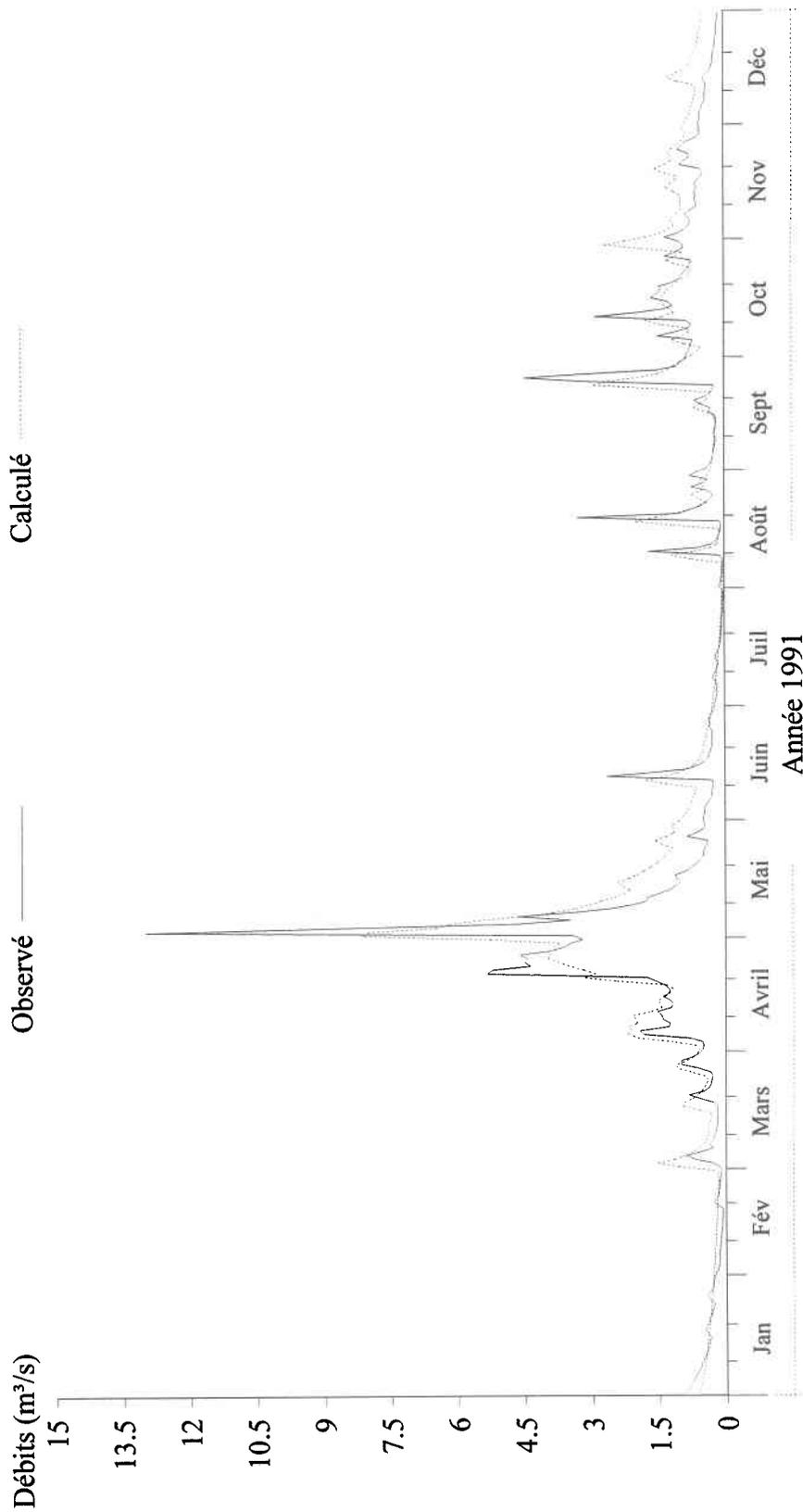
CEQUEAU INRS - Eau

Figure 2.7 Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1990.

Débits journaliers

Numéro de station: 2
Superficie du bassin versant: 27.17 km²
Coefficient de NASH: 0.6783

Débits moyens (m³/s) obs.: 0.78564 • cal.: 0.96737
Lame (mm) obs.: 911.89 • cal.: 1122.8



CEQUELY INRS - Eau

Figure 2.8 Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1991.

Débits journaliers

Numéro de station: 2
Superficie du bassin versant: 27.17 km²
Coefficient de NASH: 0.7325*

Débits moyens (m³/s) obs.: 0.49216* • cal.: 0.51567
Lame (mm) obs.: 571.25* • cal.: 600.17

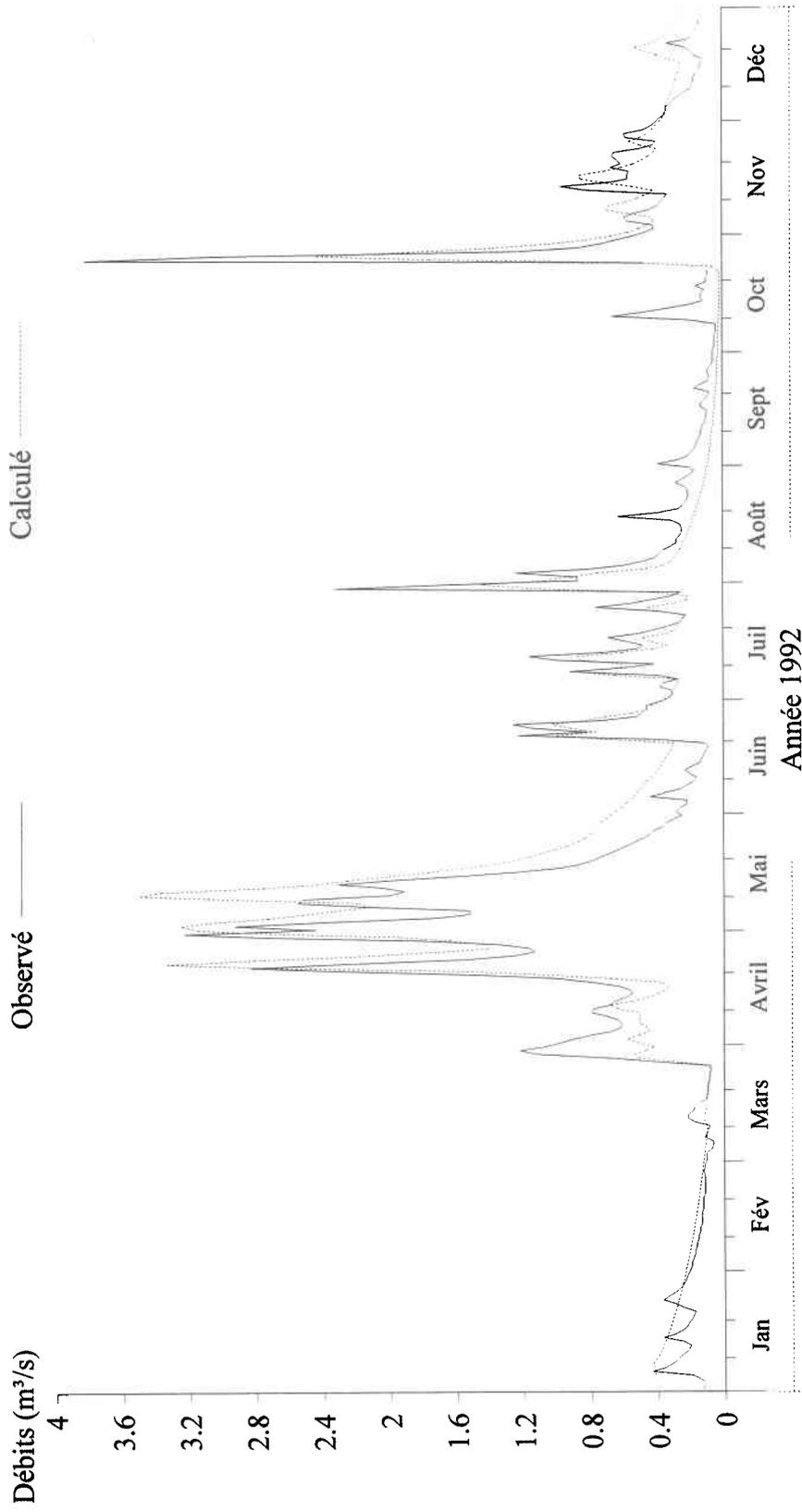
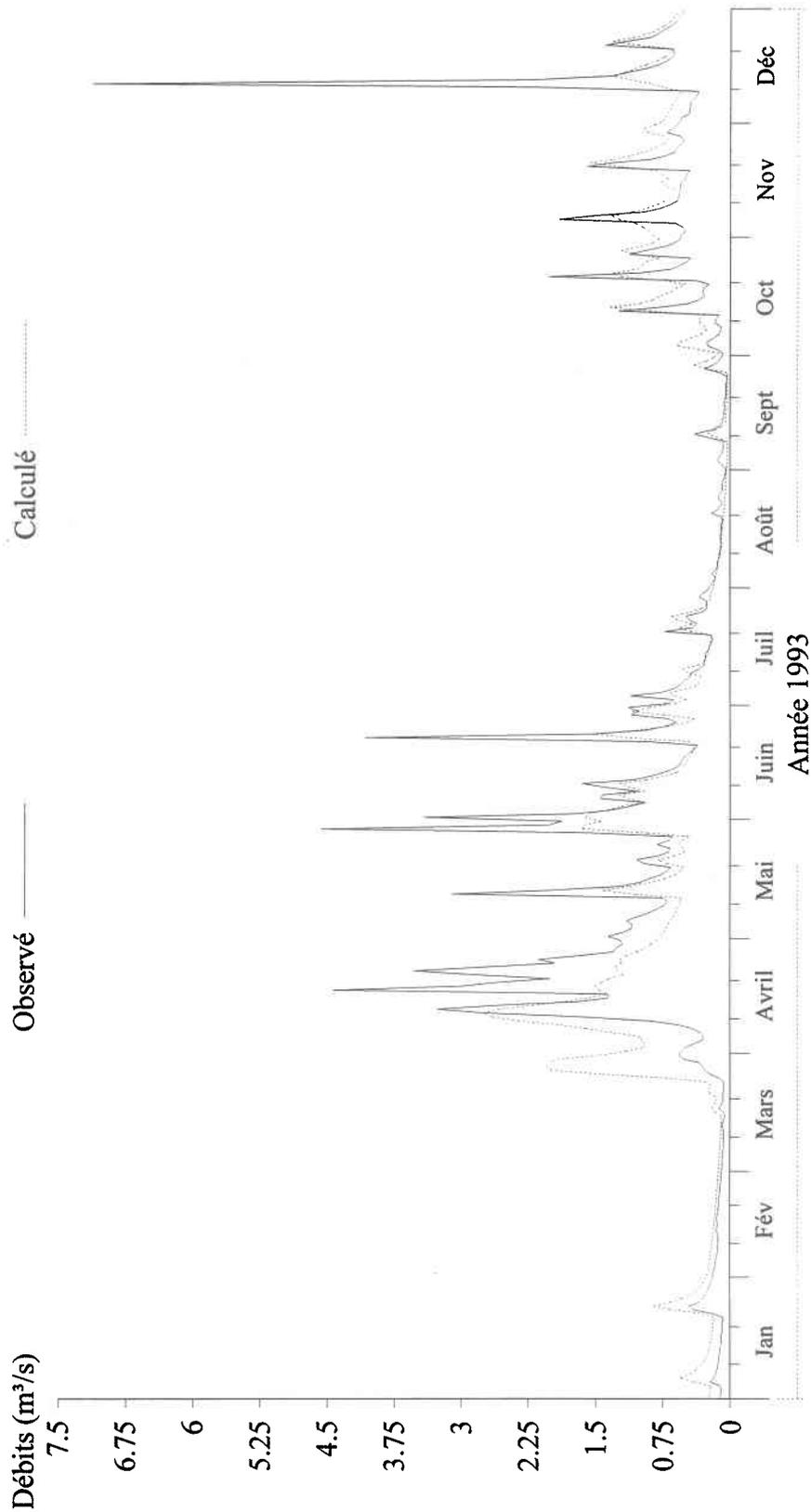


Figure 2.9 Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1992.

Débits journaliers

Numéro de station: 2
Superficie du bassin versant: 27.17 km²
Coefficient de NASH: 0.4363

Débits moyens (m³/s) obs.: 0.61411 • cal.: 0.59529
Lame (mm) obs.: 712.79 • cal.: 690.95



CEQUEAU INRS - Eau

Figure 2.10 Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1993.

Débits journaliers

Numéro de station: 2

Superficie du bassin versant: 27.17 km²

Coefficient de NASH: 0.6764

Débits moyens (m³/s) obs.: 0.56789 • cal.: 0.52743

Lame (mm) obs.: 659.15 • cal.: 612.19

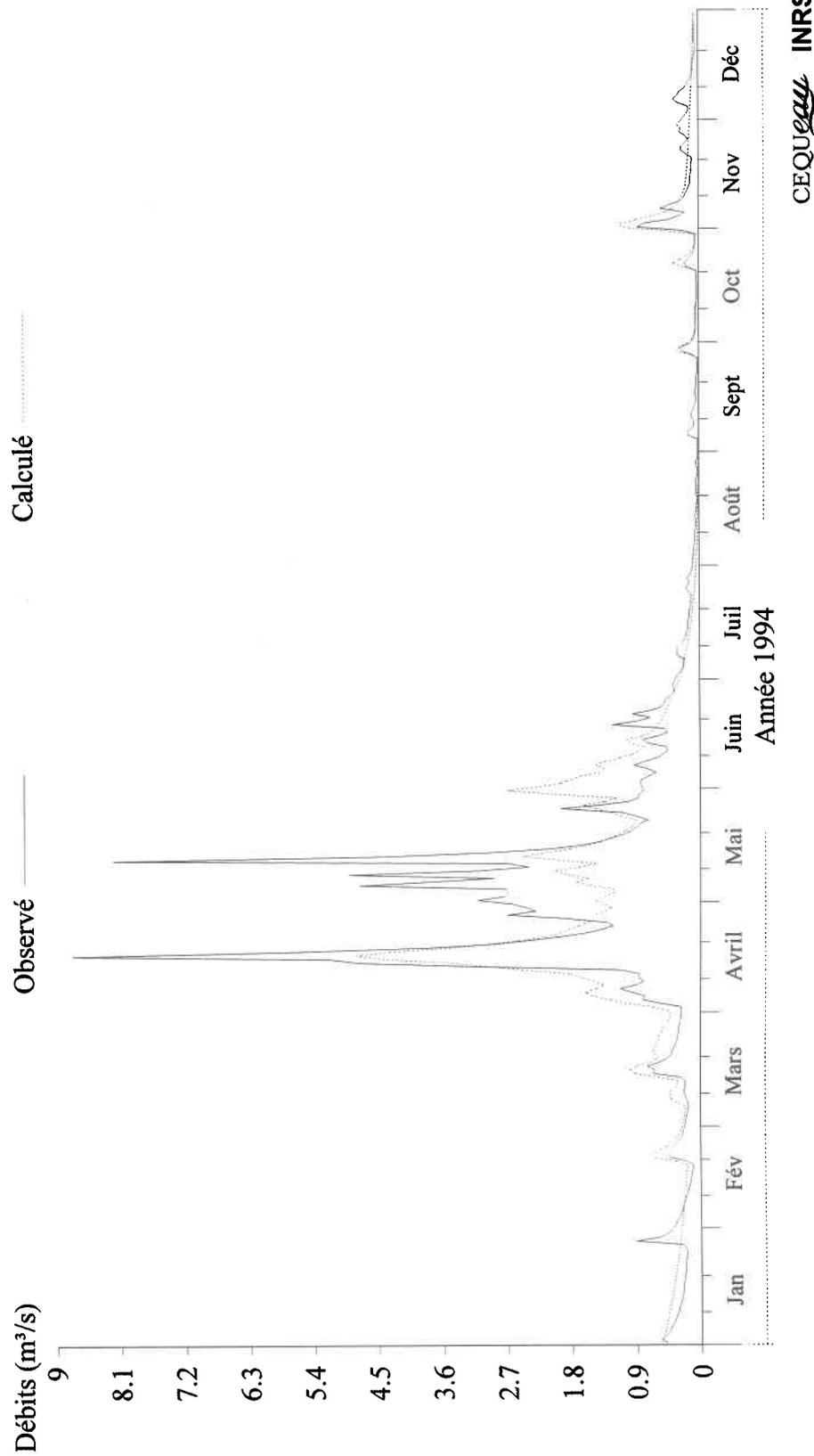


Figure 2.11 Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1994.

Débits journaliers

Numéro de station: 2
Superficie du bassin versant: 27.17 km²
Coefficient de NASH: 0.5562

Débits moyens (m³/s) obs.: 0.49606 • cal.: 0.39963
Lame (mm) obs.: 575.77 • cal.: 463.84

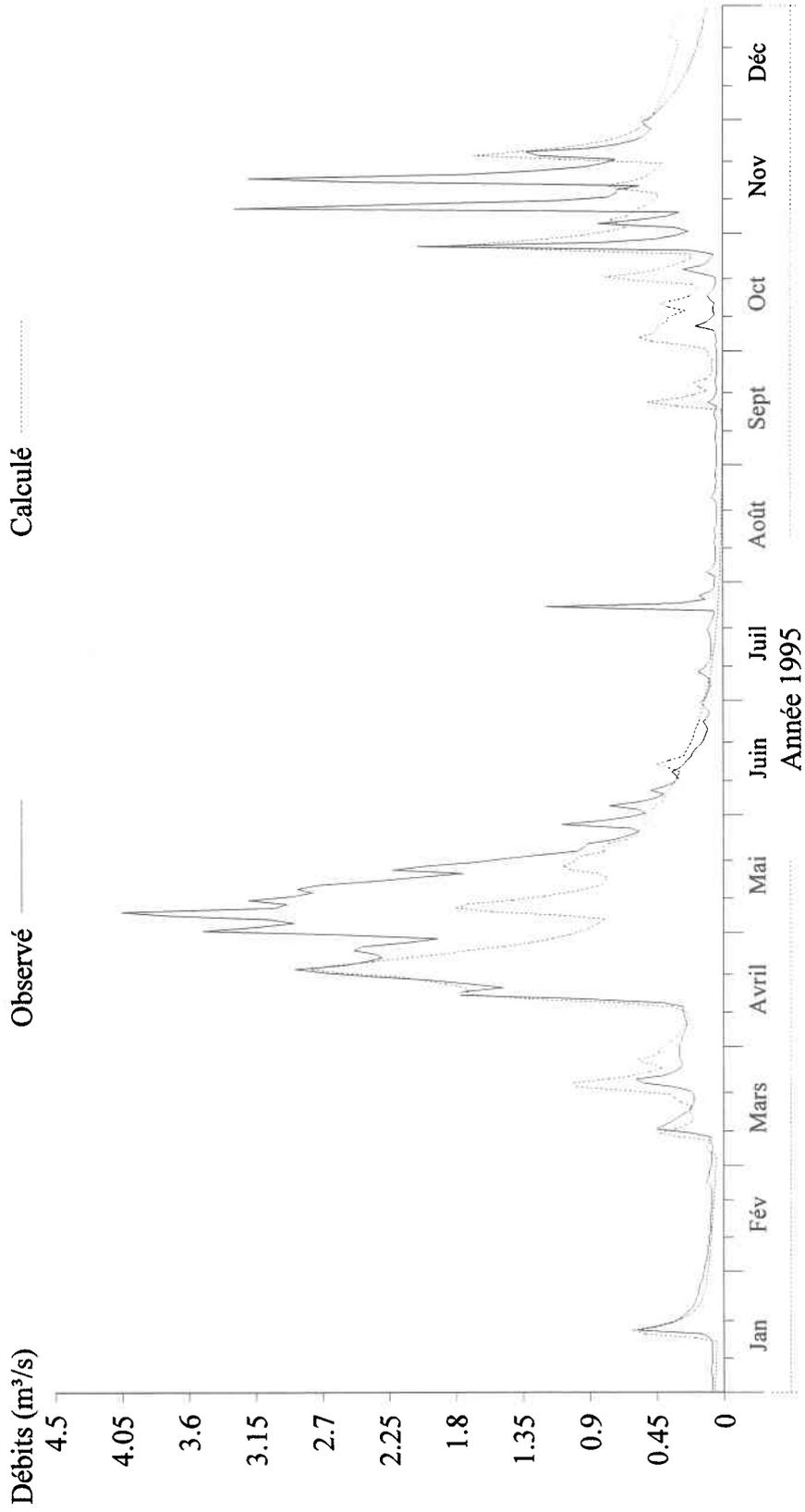


Figure 2.12 Débits journaliers, observés et calculés sur le bassin versant du ruisseau Catamaran pour l'année 1995.

2.3 Discussion et conclusion

Étant donné qu'aucun autre modèle hydrologique de type déterministe n'a été appliqué au ruisseau Catamaran, il est difficile de comparer la performance du modèle CEQUEAU à celle d'autres outils semblables. Il faut s'en remettre à la comparaison de modèles utilisés sur des bassins versants similaires. La performance des simulations hydrologiques du modèle CEQUEAU à Catamaran est comparable à celle obtenue par d'autres modèles sur des bassins versants ayant des superficies du même ordre de grandeur. Par exemple, Loague et Freeze (1985) ont comparé trois types de modèles hydrologiques (modèle régressif, hydrographe unitaire et modèle déterministe) sur un bassin versant forestier d'environ 10 km². Les coefficients de Nash obtenus ont varié entre -0,15 et 0,67, selon les modèles. Ye et al. (1997) ont aussi comparé plusieurs types de modèles déterministes conceptuels, cette fois en milieu semi-aride au ruisseau Stones (Australie). Les NTD obtenus pour un bassin versant de 15 km² étaient légèrement supérieurs ($0,5 < \text{NTD} < 0,9$) à ceux obtenus par CEQUEAU sur le ruisseau Catamaran. Il faut noter que les conditions climatiques qui prévalent au ruisseau Stones sont différentes de celles qui prévalent au ruisseau Catamaran. Les longs étiages sévères qui caractérisent le ruisseau Stones donnent des séries chronologiques de débit ayant moins de variations importantes que dans nos régions. Le coefficient de Nash compare les résultats simulés à une "condition nominale" (débit moyen) et par conséquent, tend à pénaliser d'avantage lorsqu'il y a plus de variations dans les séries chronologiques (Janssen et Heuberger, 1995 et Loague et Freeze, 1985). Les simulations faites sur un bassin versant ayant peu de variations de débit ont, par conséquent, de meilleures valeurs de NTD que celles exécutées sur un cours d'eau comme le ruisseau Catamaran, où de fortes variations par rapport au débit moyen existent.

Il semble que de meilleurs résultats soient obtenus lorsque la modélisation hydrologique est faite sur des bassins versants plus grands, ayant des temps de concentration plus élevés. Les variations du débit sont alors généralement moins subites. Les applications du modèle CEQUEAU sur la rivière Moisie, par exemple, ont donné des coefficients de Nash supérieurs à 0,8 (Morin et Sochanski, 1990). Le modèle a été appliqué à 2 stations sur cette rivière, ayant des bassins versants de 19 084 km² et de 3 390 km². Lorsque CEQUEAU a été appliqué sur un bassin versant ayant une superficie inférieure à celui de la rivière Moisie mais supérieure à Catamaran, les coefficients de Nash étaient

similaires à ceux obtenus sur le ruisseau Catamaran. Par exemple, la modélisation exécutée sur la rivière Eaton (superficie de 629 km²) a produit un coefficient de Nash de 0,56 pour l'année 1973 (Morin et al., 1995).

La variation de la performance du modèle en fonction du temps de concentration ou de la superficie du bassin versant n'est pas unique à CEQUEAU. Deux des trois modèles utilisés en Australie ont donné des NTD inférieurs sur le bassin versant de la rivière Canning (517 km²) que sur le bassin versant du ruisseau Stones (15 km²) (Ye et al., 1997).

La superficie du bassin versant n'est pas le seul critère expliquant les différences de performance entre les applications d'un modèle hydrologique. Les données d'entrée, la physiographie et la période de calage ont toutes une importance primordiale sur la performance d'un modèle. Il faut se rappeler que la comparaison de la performance de deux modèles ne peut être conclusive s'ils ne sont pas appliqués sur le même bassin versant et avec les mêmes données. Aucun autre modèle hydrologique déterministe n'a été utilisé sur le bassin versant du ruisseau Catamaran jusqu'à ce jour.

Bien que les résultats obtenus pour la simulation des débits soient satisfaisants, les erreurs entre les valeurs de débits simulés et observés devront être prises en considération lors de l'évaluation de la performance des modèles de température et de solides dissous. Les deux prochains chapitres décrivent le fonctionnement de ces composantes du modèle. Dans les deux cas, il faut se rappeler que les volumes d'eau déversés en rivière en provenance de la nappe, du réservoir SOL et du ruissellement de surface sont utilisés dans les calculs de la température et de la concentration de solides dissous. L'exactitude des volumes d'eau calculés a donc un impact direct sur les calculs de bilans massiques et thermiques.

Il faut se rappeler que les calculs du modèle hydrologique ont un impact sur ceux du modèle de qualité de l'eau. La température de l'eau est établie en effectuant le rapport de l'enthalpie sur le produit du volume d'eau considéré par la capacité calorifique de l'eau. Cette proportionnalité inverse implique que, par exemple, une sous-estimation du volume de 10 % entraîne une surestimation de

la température de 10 %.

Le bilan de masse utilisé dans le modèle des solides dissous (chapitre 4) utilise le modèle hydrologique comme structure de support (Morin et al., 1995). Lorsque les trois formes principales d'écoulement (ruissellement, écoulement hypodermique et eau provenant de la nappe) ont été quantifiées par le modèle hydrologique, on peut leur associer une charge en solide dissous. La charge en solides dissous en rivière résulte du mélange des charges associées à chacune des composantes du débit. On peut encore une fois constater que les erreurs de calculs de débits auront un impact direct sur les valeurs de concentration en solides dissous calculés par le modèle.

Le modèle hydrologique CEQUEAU a été utilisé afin de simuler les débits journaliers sur le ruisseau Catamaran durant la première phase du projet (1990-1995). La performance du modèle a été évaluée en comparant les lames et débits annuels mensuels et journaliers observés et calculés, de même qu'en calculant les valeurs du coefficient de Nash pour chaque année.

Le modèle a, dans l'ensemble, bien réussi à simuler les débits à la station 2 du ruisseau Catamaran. Les coefficients de Nash obtenus sont légèrement inférieurs à ceux obtenus par ce même modèle sur des bassins versants ayant une superficie de plus de 100 fois supérieure à celle du ruisseau Catamaran, ce qui peut s'expliquer par la variabilité plus importante sur les petits bassins. Par contre, les résultats sont semblables à ceux obtenus par CEQUEAU lorsqu'il a été appliqué sur un bassin versant environ 10 fois plus grand que le ruisseau Catamaran. De plus, la performance du modèle CEQUEAU se compare favorablement à celle obtenue par d'autres modèles hydrologiques utilisés sur des bassins versants ayant une superficie similaire à celle du ruisseau Catamaran.

Il faudra tenir compte des écarts entre les valeurs de débit simulés et calculés lors de l'interprétation des résultats obtenus dans la modélisation de la température et des solides dissous. Les modèles thermiques et chimiques associés au modèle hydrologique CEQUEAU utilisent les volumes d'eau calculés par CEQUEAU comme intrants. Les erreurs dans le calcul des débits pourraient évidemment avoir des répercussions à ce niveau.

CHAPITRE 3. MODÉLISATION DE LA TEMPÉRATURE DE L'EAU EN RIVIÈRE

3.0 Introduction

Les activités humaines telles que la déforestation, l'irrigation, l'installation d'aménagements susceptibles d'augmenter la sédimentation, peuvent modifier en profondeur le régime thermique d'un cours d'eau (Noble et Jackman, 1979). Une variation de température entraîne aussi des fluctuations dans la concentration des éléments dissous qui sont souvent à la base de la stabilité de l'habitat aquatique (Comer et al., 1966).

Afin de pouvoir identifier les changements dans le régime thermique d'une rivière, il faut au préalable connaître et pouvoir prédire quelle est la température naturelle et les variations imputables aux conditions naturelles. Les modèles de prédiction de température s'avèrent donc des outils essentiels dans la gestion des ressources hydriques et des habitats qu'elles constituent.

Le but de ce chapitre est de présenter la modélisation de la température de l'eau du ruisseau Catamaran durant la première phase du projet (1990-1995). Durant cette phase, un moratoire sur la coupe forestière a permis de récolter les données météorologiques et hydrologiques avant que le bassin versant ne soit perturbé. Le modèle déterministe de quantité-qualité CEQUEAU a été modifié afin de permettre une modélisation tenant compte du couvert forestier, spécialement dans le contexte des activités de coupe. Les modifications introduites, décrites dans la section des méthodes, permettent une représentation différente des températures du ruissellement hypodermique et incorporent la fermeture de futaie au modèle existant.

La revue de littérature permet une mise en contexte et donne un résumé des différentes catégories de modèles existants, et situe le modèle CEQUEAU parmi ces modèles. La méthodologie générale du modèle de simulation de température CEQUEAU est ensuite décrite. La calibration et la présentation des résultats de simulation avec le modèle original suivent. Les modifications apportées

au modèle, les résultats obtenus avec le modèle modifié et une comparaison entre les deux modèles sont aussi présentés. Finalement, une analyse de sensibilité basée sur différents scénarios de coupe complète ce chapitre.

3.1 Revue de littérature

3.1.1 Aperçu historique

Plusieurs modèles de prédiction de températures de l'eau en rivière existent déjà et les recherches portant sur ces modèles sont nombreuses. Les premières études connues sur les paramètres affectant la température d'un cours d'eau datent du dix-huitième siècle sur le Nile (Vugts, 1974).

L'interaction entre la radiation solaire et les températures à la surface d'un plan d'eau fut établie et quantifiée au début du vingtième siècle. Bowen (1926) a établi un rapport entre la perte de chaleur par évaporation et par convection (processus turbulent). Ce rapport est relié aux températures et aux pressions de vapeur de l'air et de l'eau.

Dès la première moitié du vingtième siècle, on s'est penché sur l'étude du budget énergétique des océans (Sverdrup, 1940). A cette même époque, un intérêt grandissait pour les mesures et prévisions de températures de l'eau des rivières, sans toutefois accorder beaucoup d'importance aux paramètres météorologiques (Vugts, 1974).

Des études plus précises et plus importantes furent produites dans les années 50. Une des plus importantes, celle du lac Heffner (USGS, 1954) fut la véritable pierre angulaire du travail fait en eau douce. Les paramètres mesurés afin de calculer le budget énergétique (évaporation et bilan thermique) de ce lac américain furent à la base de nombre d'études subséquentes (Brown, 1969).

3.1.2 La température et le poisson.

La température est une variable très importante pour définir la qualité de l'habitat des animaux poïkilothermes comme les poissons (Holtby, 1988). En effet, les animaux à sang froid ont tendance à chercher des refuges contre les fluctuations importantes de température (Meisner et al., 1988).

Edwards et al. (1979) ont expliqué l'importance de la température comme facteur de contrôle de la croissance de truite commune (*Salmo trutta L.*) dans les ruisseaux. On note entre autre que ces truites ont un meilleur taux de croissance dans des milieux où le régime thermique est plus homogène. Jourdonnais et al. (1992) listent les températures permettant une croissance optimum pour certaines espèces de salmonidés. Les ombles fontaine (*Salvelinus fontinalis*) par exemple, préfèrent les températures entre 14 et 16 °C.

Holtby et Scrivener (1989) ont modélisé l'effet de la coupe sur les périodes de migrations de poisson. Une augmentation de la température de l'eau au printemps causée par la coupe sur le ruisseau Carnation (Colombie -Britannique) peut amener des migrations précoces de saumon. Meisner et al. (1988) ont expliqué qu'une augmentation de la température de l'eau par rapport à la température moyenne du débit d'étiage de l'ordre de 4 à 5 °C peut restreindre la distribution des truites dans un ruisseau.

Des mortalités importantes reliées à une augmentation de la température de l'eau ont été rapportées sur certaines rivières, notamment sur la rivière Madison, au Montana (Jourdonnais et al., 1992).

Brown et Krygier (1970) expliquent que l'augmentation de la température peut aussi avoir un effet néfaste indirect sur les populations de poisson d'une rivière. Les eaux plus chaudes peuvent permettre une augmentation de la population de bactéries, parasites et autres pathogènes qui peuvent causer de la mortalité chez les poissons.

3.1.3 La température et la coupe forestière

De nombreuses études ont déjà donné une indication de l'effet à court et moyen terme de la coupe forestière le long des rivières et ruisseaux. Dès le début des années 50, les augmentations de température de l'eau causées par la coupe près des ruisseaux en Amérique du Nord menaçaient la survie des truites (Jourdonnais et al., 1992). Les températures d'un ruisseau du nord de l'Angleterre ont été étudiées avant et après une coupe à blanc et augmentation de la température moyenne journalière de 6.4 °C a été observée (Gray et Edington, 1969). Une autre étude sur les effets de la coupe à blanc a démontré que l'augmentation de la température moyenne mensuelle peut atteindre 7.8 °C sur un petit bassin versant de la côte ouest américaine (Brown et Krieger, 1970). Des augmentations aussi importantes de la température moyenne de l'eau étaient imputables à l'augmentation de la radiation incidente sur le cours d'eau.

Les recherches sur le bassin versant expérimental du ruisseau Carnation, en Colombie-Britannique (Holtby 1988), ont permis de démontrer que les bilans thermiques estivaux augmentent substantiellement (37 % d'augmentation de degrés-jours) lorsque le bassin versant est soumis à une coupe à blanc. Au ruisseau Hubbard, les différences de température de l'eau entre les zones de coupe à blanc et les zones non coupées ont varié entre 1.5 °C et 5 °C (Burton et Likens, 1973).

Dans toutes ces études, l'augmentation de la radiation solaire incidente sur le cours d'eau est citée comme étant la principale cause de l'augmentation de la température de l'eau. Holtby (1988) nous rappelle que de 15 à 30 ans peuvent s'écouler avant que la fermeture de la futaie au-dessus du cours d'eau soit suffisante pour rétablir le régime thermique du ruisseau.

Van Groenewoud (1977) explique que la présence d'une lisière d'arbres sur les rives du cours d'eau permet de minimiser l'impact de la coupe sur la température de l'eau. Une lisière ayant une largeur de 30 m peut diminuer la lumière incidente sur le cours d'eau par plus de 15%.

La plupart des pratiques forestières actuelles préservent une zone tampon non coupée le long des cours d'eau. Plutôt que d'avoir un effet direct sur la radiation solaire incidente à la surface d'un cours

d'eau, les coupes forestières actuelles ont un impact indirect, par le biais des écoulements de surface (lorsqu'il existe) et hypodermique. Les parcelles du bassin versant mises à nu par les coupes à blanc sont soumises à une augmentation de la radiation solaire. Les effets de cette augmentation de la radiation incidente sont connus depuis longtemps et incluent une augmentation de l'évaporation et de la température du sol (Kittredge, 1948).

Plusieurs modèles, dont CEQUEAU, tiennent compte de la présence ou de l'absence de couvert forestier dans le bilan hydrique (Morin et al., 1995). Dans CEQUEAU, le couvert forestier est surtout utilisé pour le calcul de la fonte de neige et pour la pondération du volume ruisselé. De récents efforts ont aussi été faits pour améliorer certains modèles énergétiques ou thermiques, avec une emphase particulière sur l'évapotranspiration. Deardorff (1978) a résumé différentes méthodes de calculs de la température du sol pour les modèles météorologiques. Ces méthodes varient et incluent la solution d'équations différentielles pour plusieurs couches de sol ainsi que des relations de proportionnalité entre la température du sol et la radiation solaire nette au sol. Lhomme et Monteny (1993) ont démontré la nécessité de diviser les composantes du bilan thermique afin de démontrer la différence entre l'enthalpie du substrat (sol) et celle mesurée au-dessus du couvert forestier (température de l'air).

Kim et Ek (1995) ont décrit 2 principaux mécanismes par lesquels le couvert forestier modifie les bilans thermiques et hydriques : la modification de l'évaporation à la surface du sol et le couplage entre les conditions atmosphériques et l'écoulement hypodermique par l'évapotranspiration par la végétation forestière. Deardorff (1978) a mentionné que la différence entre un sol protégé par la forêt et un sol découvert peuvent faire varier le taux d'évaporation au sol du simple au double. Harrington (1984) a incorporé dans son modèle de calcul de la radiation directe et diffuse au sol, un terme qui tient compte de la présence du feuillage. Les résultats obtenus par Harrington étaient en accord avec les mesures prises sur le terrain. Silberstein et Sivapalan (1995) ont inclus des mesures de l'hétérogénéité du couvert végétal dans leurs calculs des bilans énergétique et hydrique du modèle COUPLE. Les expériences de André et al. (1989) avec le modèle HAPEX-MOBILHY ont aussi démontré que la température sous la futaie devait être modélisée en fonction du couvert végétal. Les

végétal. Les données d'entrée varient d'un modèle à l'autre. Arp et Yin (1992) ont résumé les données requises par une dizaine de modèles hydrologiques. Seul le modèle SOIL (Jansson et Halldin, 1979) utilise la température du sol comme intrant. SOIL simule uniquement l'humidité du sol et ne cherche pas à prédire le débit ou la température de l'eau en rivière.

3.1.4 Description des modèles

Les modèles mathématiques qui existent se regroupent en deux grandes classes : les modèles déterministes et les modèles statistiques et stochastiques. Le plus grand nombre d'entre eux sont de type déterministe. Ces derniers ont comme caractéristique commune le fait qu'ils soient basés sur des lois physiques telles que la conservation de l'énergie, la conservation de la quantité de mouvement et la loi de la continuité (Novotny et Krenkle, 1977).

Par contraste, la seconde grande catégorie de modèle se base sur la distribution temporelle des données récoltées sans nécessairement tenir compte des lois physiques qui régissent cette distribution. Plutôt, des lois mathématiques (analyse de Fourier, par exemple) et statistiques (autocorrelation, par exemple) sont utilisées pour décrire les variations de température pour une certaine période passée. Ces lois mathématiques sont ensuite utilisées pour fin de simulation et prédiction. Les données sont ici traitées comme un phénomène en partie périodique et en partie aléatoire (El-Jabi et al., 1995).

Le principe sous-jacent à ces modèles est que les variations de température en rivière sont souvent périodiques. On remarque que des cycles diurnes et saisonniers existent dans la majorité des cas (Kothandaraman, 1971; Morin et Couillard, 1990). Ces périodicités ne comptabilisent pas nécessairement la totalité des variations. Certains modèles ajoutent donc une composante aléatoire pour permettre de prédire les variations non périodiques (Thonman, 1967).

Le tableau 3.1 donne une liste de modèles statistiques et stochastiques. Généralement, le développement d'une série de Fourier est à la base de ces modèles. La composante aléatoire peut être calculée par des modèles régressifs ou encore par des applications similaires à celles de Box

Tableau 3.1 Modèles statistiques et stochastiques de prédiction de température de l'eau.

Auteurs	Type de modèle
Ward (1963)	Somme d'une courbe sinusoïdale et de la moyenne arithmétique des températures journalières.
Thoman, (1967)	Analyse harmonique.
Kothandaraman (1972)	Analyse harmonique avec seulement la première harmonique utilisée.
Cluis (1972)	Application d'une courbe sinusoïdale avec auto-corrélation pour les résidus, basé sur la température de l'air.
Gillet et Long (1974)	Modélisation des résidus à l'aide de la somme minimum des carrés.
Song et Chien (1977)	Analyse harmonique et modélisation des résidus par régression, en incluant la chaleur spécifique comme coefficient.
Stefan et Preud'homme (1993)	Régression linéaire entre la température de l'air et la température de l'eau.
Caissie et al. (1998)	Analyse harmonique avec choix des différentes méthodes de simulation des résidus.
Mohseni et al. (1998)	Régression non linéaire à 4 paramètres pour la prédiction de moyennes hebdomadaires de température de l'eau.

Jenkins (Marceau et al., 1986). Les modèles statistiques et stochastiques requièrent habituellement de longues séries chronologiques de données de températures de l'air et de l'eau et ne sont pas basées sur des lois physiques. De plus, ils ont le désavantage de ne pas pouvoir prédire les variations de température lorsque le régime est altéré puisqu'il est basé sur les données passées (Noble et Jackman 1979, Morin et Couillard, 1990). La précision de ce type de modèle dépend entre autre de l'analyse des résidus (différences entre observation et calculs). Les méthodes statistiques utilisées pour

représenter ces températures résiduelles diffèrent selon les auteurs et sont souvent adaptées au site étudié. Par conséquent, ces modèles sont difficilement exportables. Pour ces raisons, l'approche privilégiée dans ce travail sera de type déterministe et en particulier le modèle CEQUEAU qui combine un modèle hydrologique à un modèle de bilan thermique. Le tableau 3.2 donne une liste de modèles déterministes existants.

Tableau 3.2. Modèles déterministes de prédiction de la température de l'eau.

Auteurs	Type de modèle
Edinger et al. (1968)	Budget thermique calculé avec la température d'équilibre
Brown (1969)	Budget thermique pour des ruisseaux montagneux.
Marcotte et Duong (1973)	Budget thermique sur la rivière Chaudière
Brocard et Halderman (1976)	Modèle unidimensionnel en écoulement turbulent
Novotny et Krenkle (1977)	Application de la loi de la conservation de l'énergie
Bowles et al. (1977)	prennent la conductivité thermique du lit de la rivière en considération.
Rastogi et Wolfgang (1978)	Choix de modèles à 2 et 3 dimensions
Noble et Jackman (1979)	Modèle unidimensionnel de prédiction de température.
Chaudry et al. (1983)	Modélisation des températures de l'eau en milieu turbulent.
Carroll et al. (1983)	Modélisation analytique des températures de l'eau horaires.
Morin et al. (1983) Morin et Couillard (1990)	Budget thermique couplé à un modèle hydrologique

3.2 Modèle original

3.2.1 Description

Le modèle de simulation de températures CEQUEAU (Morin et Paquet, 1995) est un modèle uni-dimensionnel qui a comme base un algorithme qui calcule le bilan thermique. Ce bilan thermique, calculé pour chaque carreau entier, est déterminé par la somme des enthalpies des différents apports hydriques. Il en découle que la simulation des températures passe d'abord par la simulation des débits, telle que décrite au chapitre précédent.

Le modèle de simulation de température CEQUEAU est basé sur les calculs de flux de chaleur sur un tronçon de rivière. Pour chaque carreau partiel, un seul tronçon de rivière est modélisé à un pas de temps journalier. La longueur, la largeur et la profondeur moyennes sont utilisées pour calculer un volume, qui, multiplié par la température de l'eau et la capacité calorifique de cette dernière donne l'enthalpie (E dans l'équation 3.1). La profondeur moyenne est entrée comme paramètre Initial et est ajusté à chaque jour en fonction du débit de la rivière. On calcule ensuite le changement d'enthalpie (ΔE) à l'aide de l'équation 3.2, qui est relié à la température par l'équation 3.1.

$$T_e = \frac{E}{(V \cdot \theta)} \quad (3.1)$$

$$\Delta E = F \cdot A \cdot Q_f \quad (3.2)$$

- où:
- T_e : température de l'eau (°C);
 - E : enthalpie (MJ);
 - V : volume d'eau estimé dans le bief (m³);
 - θ : Capacité calorifique de l'eau (4.187 MJ m⁻³ °C⁻¹);
 - ΔE : Changement de l'enthalpie du bief (MJ);
 - F : Coefficient d'ajustement;
 - A : surface du bief (m²);
 - Q_f : flux d'énergie tel que défini par le bilan thermique (MJ).

Le terme Q est exprimé comme une somme des composantes du bilan d'énergie thermique. On peut catégoriser les apports et pertes d'énergie thermique sur un tronçon de rivière par leur origine. Ils peuvent provenir du débit entrant et sortant, des échanges à la surface du cours d'eau, de la production interne ou des échanges avec le lit de la rivière (figure 3.1). Le modèle CEQUEAU néglige les échanges avec le lit de la rivière ainsi que la production interne de chaleur (Morin et al., 1983). Les débits entrant dans un tronçon de rivière proviennent de 3 sources : le débit en rivière provenant de l'amont, la lame d'eau de ruissellement local ainsi que l'eau provenant de l'écoulement hypodermique local. Ce dernier, aussi appelé ruissellement retardé (Morin et al., 1995), est défini dans CEQUEAU comme l'écoulement provenant de la vidange basse et intermédiaire du réservoir SOL (figure 2.2).

Les termes du bilan thermique calculés sont donc :

- Radiation solaire directe à la surface;
- radiation infrarouge sur le cours d'eau;
- convection;
- évaporation;
- apports advectifs locaux (ruissellement direct, hypodermique, nappe);
- apports de l'amont;
- sortie vers l'aval;

Une grande partie du bilan thermique se produit à l'interface eau-air. La radiation solaire incidente est en partie absorbée et en partie réfléchie. Morin et al. (1983) considèrent la fraction réfléchie à la surface du cours d'eau comme étant constante (5%).

La radiation infrarouge est à la fois émise par l'atmosphère vers l'eau et de l'eau vers l'air. La loi de Stefan-Boltzman offre une approche de modélisation ayant fait ses preuves (Raphaël, 1962; Morin

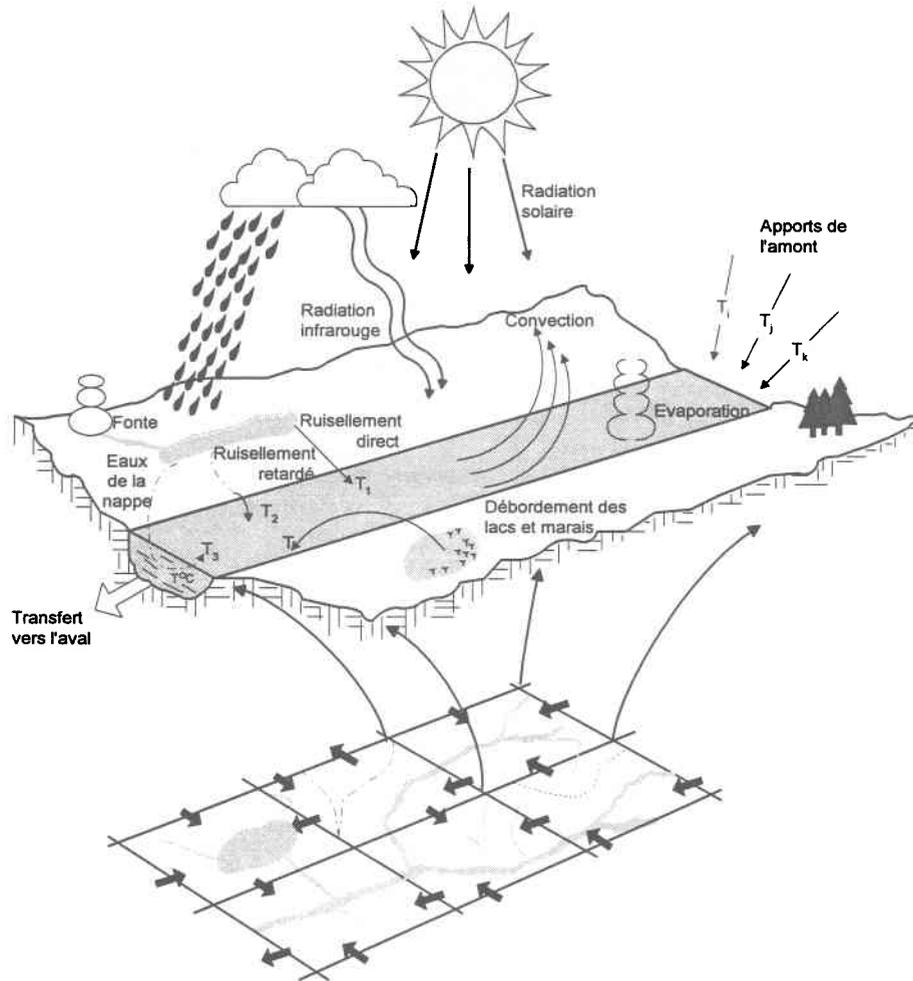


Figure 3.1 Schématisation des principaux éléments considérés pour le calcul de la température de l'eau sur un carreau partiel (d'après Morin et Paquet, 1995).

et al., 1983). On combine le bilan de la radiation infrarouge de l'atmosphère et de l'eau en une seule équation :

$$Q_i = 0,97 * A * \sigma (\beta(T_{ka})^4 - (T_{ke})^4) \quad (3.3)$$

où :

- Q_i : Énergie nette du rayonnement infrarouge (MJ);
- A : surface du tronçon (m^2);
- σ : constante de Stefan-Boltzman ($4.9 \cdot 10^{-9} \text{ MJ}/m^2/K^4$);

β : émissivité atmosphérique;
 T_{ka}, T_{ke} : températures respectives de l'air et de l'eau ($^{\circ}\text{K}$).

L'émissivité atmosphérique (β) est définie par Morin et Couillard (1983) comme étant :

$$\beta = (0,74 + 0,0065 * e_a)(1 + 0,17 * B^2) \quad (3.4)$$

où: e_a : Pression de vapeur moyenne de l'air à 1 m du sol pour le mois courant (mm Hg);
 B : nébulosité moyenne du mois courant (fraction de 0 à 1).

La convection est un processus d'échange de chaleur qui dépend de la turbulence à l'interface eau-air et dépend de la différence de température entre l'air et l'eau. Morin et al. (1995) utilisent la formulation suivante :

$$Q_c = F_c * A * 0,2 * V_v * (T_a - T_e) * \theta \quad (3.5)$$

Où: Q_c : quantité d'énergie échangée par convection (MJ);
 F_c : coefficient empirique (paramètre d'ajustement du modèle);
 V_v : moyenne mensuelle de vitesse du vent à environ 10 m du sol (km/h);
 T_a : température de l'air ($^{\circ}\text{C}$);
 T_e : température de l'eau ($^{\circ}\text{C}$).
 θ : capacité calorifique de l'eau (4,187 MJ/m³/ $^{\circ}\text{C}$).

Un autre terme important du bilan thermique est l'évaporation qui dépend de la pression de la vapeur dans l'air ainsi que de la température à la surface de l'eau. La lame d'eau évaporée est calculée pour chaque jour par le modèle hydrologique. Cette valeur est ensuite utilisée dans le calcul de l'énergie perdue par évaporation :

$$Q_e = -F_e * I_e * A * H \quad (3.6)$$

- Où: Q_e : quantité d'énergie perdue par évaporation (MJ);
 F_e : coefficient empirique (paramètre d'ajustement du modèle);
 I_e : lame quotidienne d'eau évaporée (m, calculée dans le modèle hydrologique);
 H : chaleur latente d'évaporation (2 480 MJ/m³).

Le modèle CEQUEAU permet aussi de quantifier l'advection locale due aux contributions de l'écoulement de surface, hypodermique ou de l'écoulement de base. Les équations qui tiennent compte des advections locales sont celles qui méritent plus d'intérêt dans le cadre de ce projet, étant donné que le budget thermique à la surface du ruisseau n'est pas supposé être affecté lorsqu'une zone tampon (lisière d'arbres le long de la rive) existe. Or, le plan de coupe du ruisseau Catamaran exige la présence d'une lisière d'une largeur minimum de 60 m sur le cours d'eau principal et de 15 m sur le tributaire (station 3). Les apports advectifs dont on tient compte dans le modèle sont estimés en fonction des types d'écoulement (Morin et Paquet, 1995). Il y a donc des apports d'énergie associés au ruissellement (équation 3.7), à l'écoulement hypodermique (équation 3.8) et à l'écoulement de base (équation 3.9).

$$Q_{Ruis} = V_{Ruis} * T_a * \theta \quad (3.7)$$

- où: Q_{Ruis} : Quantité d'énergie nette apportée par le ruissellement local (MJ);
 V_{Ruis} : volume advectif d'eau de ruissellement sur le carreau entier;
 T_a : température moyenne journalière de l'air (°C);
 θ : capacité calorifique de l'eau (4,187 MJ/m³/°C).

$$Q_{Hypo} = V_{Hypo} * ((T_{Nappe} + T_a)/2) * \theta \quad (3.8)$$

- où: Q_{hypo} : Quantité d'énergie nette apportée par l'écoulement hypodermique local (MJ);
 V_{Hypo} : volume advectif d'eau de l'écoulement hypodermique sur le carreau entier (m³);

T_{Nappe} : température de l'écoulement de base ($^{\circ}\text{C}$).

$$Q_{Nappe} = V_{Nappe} * T_{Nappe} * \theta \quad (3.9)$$

où: Q_{Nappe} : Quantité d'énergie nette apportée par l'écoulement de base (MJ);
 V_{Nappe} : volume advectif d'eau de l'écoulement de base sur le carreau entier (m^3).

3.2.2. Données d'entrées

Le calage du modèle au ruisseau Catamaran a été exécuté pour les températures de l'eau mesurées à la station 2, située à mi-bassin (figure 2.1). À cet endroit, les températures de l'eau et les niveaux d'eau sont mesurés sur une base horaire. La période utilisée pour le calage du modèle inclut l'ensemble de la première phase du projet Catamaran, soit de 1990 à 1995.

De plus, une station météorologique (la seule située sur le bassin versant) mesure la température de l'air, la radiation solaire et la vitesse du vent (10 m du sol) à moins de 1 km de la station 2. Ces données sont utilisées comme intrants. La température moyenne journalière de l'air a été calculée en faisant la moyenne des minimum et maximum journaliers enregistrés à la station météorologique. Les données horaires de radiation solaire et de vitesse du vent ont été utilisées pour calculer des moyennes mensuelles utilisées par le modèle (tableau 3.3). Le calcul du bilan thermique nécessite aussi des données d'ennuagement et de pression de vapeur. Les moyennes mensuelles pour la région ont été obtenues d'Environnement Canada (tableau 3.3). Le modèle requiert aussi une mesure de la température de l'eau de la nappe phréatique, considérée comme constante. Les mesures prises au ruisseau Catamaran ont démontré que la température de la nappe varie entre $5,5^{\circ}\text{C}$ et $7,5^{\circ}\text{C}$, avec une moyenne de $6,5^{\circ}\text{C}$ (Jones et Bray, 1995). Bien que la période de calibration s'étale sur 6 ans, il faut noter qu'il y a quelques manques dans la série chronologique de données de température de l'eau à la station 2. En 1990, les températures ont été mesurées en juin et juillet seulement. En

1992, les températures de l'eau sont manquantes pour une période de 20 jours de la mi-août au début de septembre. Par la suite, les séries chronologiques de température sont complètes.

Tableau 3.3. Radiation solaire, vitesse du vent, ennuagement et pression de vapeur mensuels.

Mois	Radiation ^a (W/m ²)	Vitesse du vent ^b (Km/h)	Ennuagement ^b	Pression de vapeur ^b (mm Hg)
Janvier	4,92	5,10	0,62	1,73
Février	8,65	5,50	0,63	1,88
Mars	12,92	6,10	0,61	2,63
Avril	16,22	6,00	0,56	3,90
Mai	18,79	6,10	0,52	5,55
Juin	20,45	5,60	0,52	9,00
Juillet	19,61	5,30	0,47	11,00
Août	17,06	4,80	0,48	10,58
Septembre	12,27	4,70	0,58	8,25
Octobre	7,28	4,90	0,63	5,70
Novembre	4,36	4,90	0,75	3,75
Décembre	3,67	5,00	0,71	2,10

^a Les radiations solaire et les vitesses du vent sont des moyennes calculées à partir des données de la station météorologique de Catamaran.

^b La pression de vapeur et l'ennuagement sont des moyennes régionales obtenues d'Environnement Canada.

3.2.3 Calage du modèle original

L'étape initiale de toute modélisation consiste à ajuster les paramètres du modèle utilisé. De plus, tel que mentionné dans le chapitre précédent, l'utilisation du modèle de température de l'eau requiert préalablement l'ajustement du modèle hydrologique, qui a été présenté au chapitre 2. Le modèle de température de l'eau est ensuite ajusté par essai et erreur en modifiant les coefficients empiriques qui sont les paramètres du modèle. Ces coefficients, associés aux termes du bilan d'énergie, sont modifiés jusqu'à ce que les températures calculées soient le plus rapprochées des valeurs observées en évitant toute erreur systématique.

Tableau 3.4 Description des paramètres du modèle original et valeurs finales après calage.

Nom	Description	Valeur
CRAYSO	Coefficient permettant d'augmenter ou de diminuer l'importance du rayonnement solaire dans le bilan d'énergie.	1,2
CRAYIN	Coefficient permettant d'augmenter ou de diminuer l'importance du rayonnement infrarouge dans le bilan d'énergie.	3,0
CEV	Coefficient permettant d'augmenter ou de diminuer l'importance de l'évaporation dans le bilan d'énergie	0,9
CC	Coefficient permettant d'augmenter ou de diminuer l'importance de la convection dans le bilan d'énergie	1,3
CRIGEL	Critère de gel vérifié à chaque carreau entier: si le stock de neige au sol est supérieur à CRIGEL, la température de l'eau de ruissellement est fixée à 0°C; si le stock de neige est inférieur à CRIGEL, la température des eaux de ruissellement est linéairement fixée entre 0°C et la température de l'air en fonction du stock;	1,0 mm
PANAP	Paramètre permettant d'ajuster la température de l'écoulement souterrain arrivant en rivière. Lorsque PANAP = 0, cette température vaut TNAP; lorsque PANAP = 1, cette température vaut la température de l'air si positive.	1,0
TINIT	Température moyenne de l'eau sur l'ensemble du bassin versant estimée au premier jour des simulations, le 1 janvier (°C).	0,0 °C
BASSOL	Lame de précipitation totale permettant de détecter les jours de faible rayonnement solaire (mm d'eau).	30,0 mm
CORSOL	Correction du rayonnement solaire moyen (RSM) pour les jours sans pluie ($RSM \cdot (1 + CORSOL)$) et les jours de fortes pluies ($RSM \cdot (1 - CORSOL)$) (varie entre 0,0 et 1,0).	0,4
COPROM	Coefficient permettant de modifier la profondeur minimale du tronçon de rivière pour tous les carreaux partiels. COPROM devrait être fixé à 1,0 pour la première simulation.	10,0
COLARG	Coefficient permettant de modifier la largeur du tronçon de rivière pour tous les carreaux partiels. COLARG devrait être fixé à 1,0 pour la première simulation.	1,0

Le modèle original comporte onze paramètres ou constantes qu'il faut ajuster pour arriver à la meilleure simulation possible pour l'ensemble des données (1990-1995). Deux paramètres physiographiques permettent l'ajustement de la profondeur minimale (COPROM) et de la largeur du tronçon (COLARG). À chaque terme du budget thermique de la surface de l'eau est associé un paramètre d'ajustement permettant de moduler l'importance relative de la radiation solaire, de la radiation infrarouge, de l'évaporation et de la convection. Le tableau 3.4 donne la description des paramètres du modèle original et les valeurs finales de ces paramètres après le calage.

Il faut souligner dans les valeurs du tableau 3.4, la disproportion entre le paramètre d'ajustement de la largeur et de la profondeur du cours d'eau. Le tableau 3.4 montre que les meilleurs résultats sont obtenus lorsque COPROM prend la valeur maximale permise par le modèle (10,0), tandis que COLARG a une valeur de 1,0. Cet ajustement sévère est nécessaire pour éviter que les variations de températures de l'air sur une courte période ne se traduisent par une variation exagérée des températures de l'eau sur une même période. Le paramètre CRAYIN, qui ajuste l'importance relative du rayonnement infrarouge par rapport aux autres termes du bilan thermique, a dû être fixé à une valeur de 3,0, ce qui semble élevé. Morin et al. (1983) recommandent des valeurs d'ajustement habituellement plus près de 1,0.

3.2.4 Résultats du modèle original

La série chronologique des moyennes interannuelles de températures de l'eau observées et mesurées permet de conclure que le modèle original peut simuler l'allure générale du cycle annuel des températures de l'eau (figure 3.2). On remarque une légère tendance à la sous-estimation au début du printemps (deuxième moitié d'avril, figure 3.2). Une comparaison entre les moyennes mensuelles et annuelles observées et calculées des températures de l'eau permet une analyse quantitative de ces résultats (tableau 3.5). Les moyennes des températures, de même que les coefficients de Nash et les erreurs quadratiques moyennes ont été calculées pour la période de mai à octobre (période sans gel) de chaque année (tableau 3.5). Les températures journalières calculées et observées (figures 3.3 à 3.8) montrent que le modèle ne produit pas d'erreur systématique. En effet, les températures

calculées suivent la courbe annuelle et ne sont pas systématiquement supérieures ou inférieures aux températures calculées.

Les séries chronologiques révèlent que le modèle original reproduit bien le cycle annuel mais qu'il a tendance à exagérer les variations à court terme. On remarque dans plusieurs cas des oscillations de températures calculées dont la fréquence dépasse celles des températures observées. Par exemple en juin et juillet et août de l'année 1993 (figure 3.6), ces variations à court terme (de 2 à 3 jours) dépassent fréquemment celles des valeurs observées.

Tableau 3.5. Température de l'eau (°C) moyenne mensuelle et annuelle observée et calculée par le modèle original à la station 2. Les coefficients de Nash et les erreurs quadratiques moyennes ont été calculées pour chaque année.

Année	Mai	Juin	Juil	Août	Sept.	Oct.	Année	NTD ^a	EQM ^b
1990	O ^c N/D C ^d	N/D	15,34 13,69	N/D	N/D	N/D	N/D	N/A	2,29
1991	O 7,68 C 3,08	12,45 10,50	14,66 15,68	15,07 13,87	N/D	N/D	N/D	0,17	3,30
1992	O 5,34 C 3,51	11,56 11,13	12,21 12,57	12,61 12,93	11,02 11,35	4,40 4,29	9,16 8,85	0,68	2,41
1993	O 5,79 C 7,54	10,36 10,34	13,38 12,71	14,79 15,57	10,69 12,81	4,62 4,17	9,82 10,13	0,89	1,38
1994	O 5,18 C 4,22	12,61 10,67	16,79 15,94	15,41 16,28	10,46 10,43	5,75 5,63	11,03 10,53	0,89	1,58
1995	O 5,89 C 3,40	13,52 12,46	16,24 17,04	15,30 15,80	9,88 9,97	7,29 6,08	11,36 10,80	0,82	1,79
90-95	O 5,8 C 4,35	12,10 11,20	14,77 14,61	14,64 14,89	10,51 11,14	5,52 5,04	10,34 10,08	0,78	2,10

^a Coefficient de Nash

^b Erreur quadratique moyenne

^c Valeurs observées

^d Valeurs calculées

3.2.5 Comparaison des termes du bilan thermique

Le bilan thermique de CEQUEAU a été décrit dans la section 3.2.1. Il a déjà été mentionné que le terme de ruissellement de surface représente, en moyenne, une faible portion du bilan hydrologique total. Par conséquent, le terme advectif du ruissellement est presque négligeable, sauf pour quelques événements hydrologiques importants.

Le ruissellement retardé ou hypodermique, représente un volume plus important, quoique très variable. Afin de mettre cette variabilité en évidence, l'enthalpie du ruissellement hypodermique (Q_{Hypo}) est comparée à l'enthalpie du budget thermique journalier local ($Q_{\text{Ruis}} + Q_{\text{Hypo}} + Q_{\text{Nappe}}$) et à celle du bilan thermique journalier total à la station 2, pour chaque année, durant la saison sans gel (mai à octobre, figures 3.8 et 3.9). Les moyennes pour cette période sont aussi compilées (tableau 3.6). L'enthalpie imputable à l'écoulement hypodermique représente entre 23.2% et 34.6% de l'enthalpie advective locale entre mai et octobre, sur une base annuelle. Elle représente en moyenne entre 10.8 % et 17.2% de l'enthalpie moyenne calculée sur le carreau entier de la station 2 (tableau 3.6).

Les séries chronologiques journalières (figures 3.9 et 3.10) révèlent que l'enthalpie du ruissellement hypodermique peut constituer une portion importante du budget thermique. À plusieurs occasions, lors de la crue printanière ou de précipitations importantes, Q_{Hypo} représente plus de 50% du budget thermique local et plus de 20% du budget thermique total (figures 3.9 et 3.10). À plusieurs reprises, le terme Q_{Hypo} a été le terme le plus important du budget thermique local, allant jusqu'à représenter 88% du budget thermique le 21 septembre 1993.

Tableau 3.6. Enthalpies moyennes de mai à octobre (MJ) du ruissellement hypodermique, du budget advectif local et du budget thermique total pour le carreau entier de la station 2 du ruisseau Catamaran.

Année	$Q_{\text{Hypo}}^{\text{a}}$ (MJ)	$Q_{\text{local}}^{\text{b}}$ (MJ)	$Q_{\text{total}}^{\text{c}}$ (MJ)	$Q_{\text{Hypo}}/Q_{\text{local}}$ (%)	$Q_{\text{Hypo}}/Q_{\text{total}}$ (%)
90	2995,6	8647,9	17402,1	34,64	17,21
91	3440,3	10586,4	21222,3	32,50	16,21
92	1440,9	5895,5	12209,6	24,44	11,80
93	1928,0	6907,6	14210,9	27,91	13,57
94	1386,9	5043,4	11103,6	27,50	12,49
95	1064,5	4581,3	9868,9	23,23	10,79

^a Enthalpie du ruissellement hypodermique

^b Enthalpie du budget advectif local

^c Enthalpie du budget thermique total

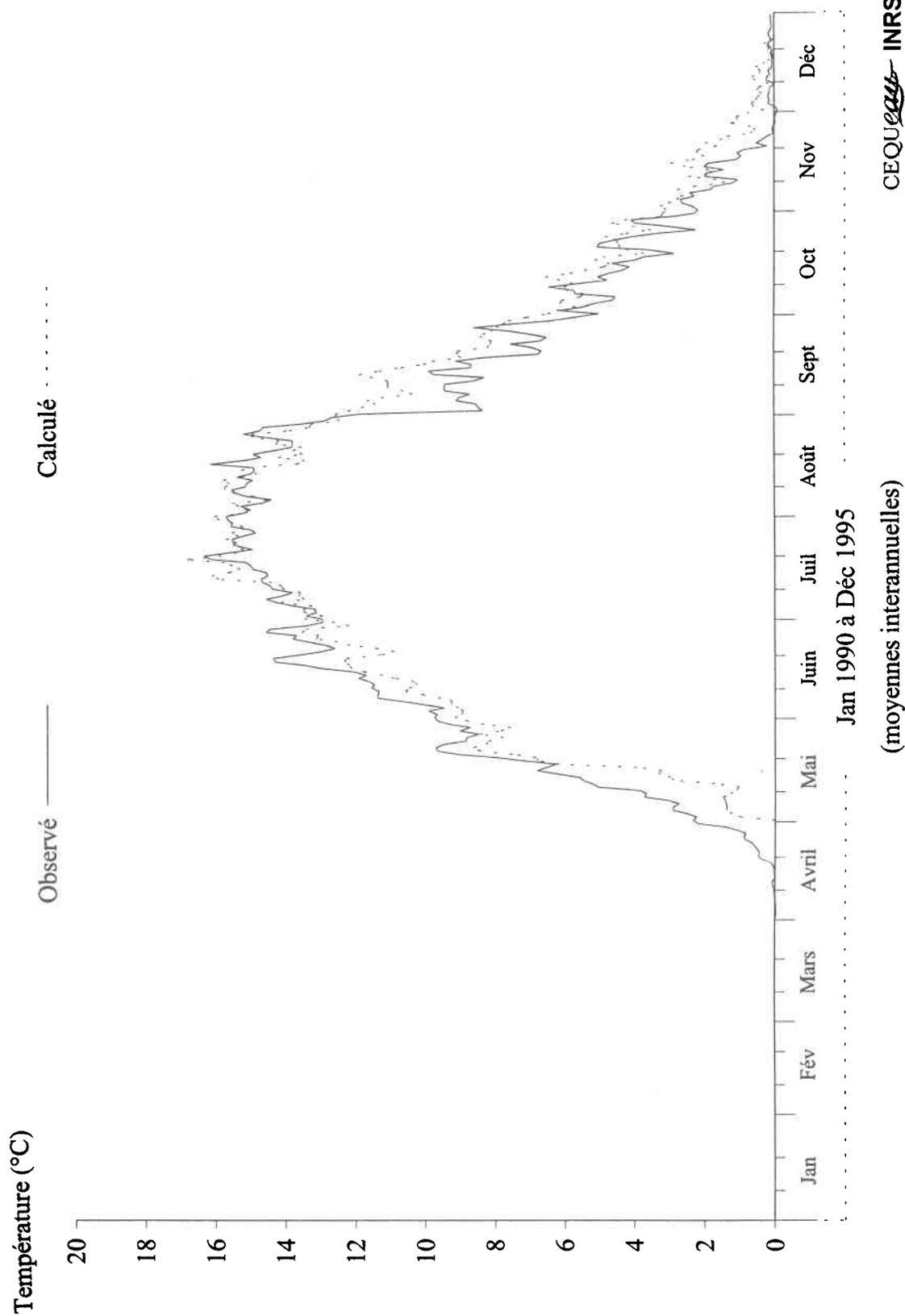
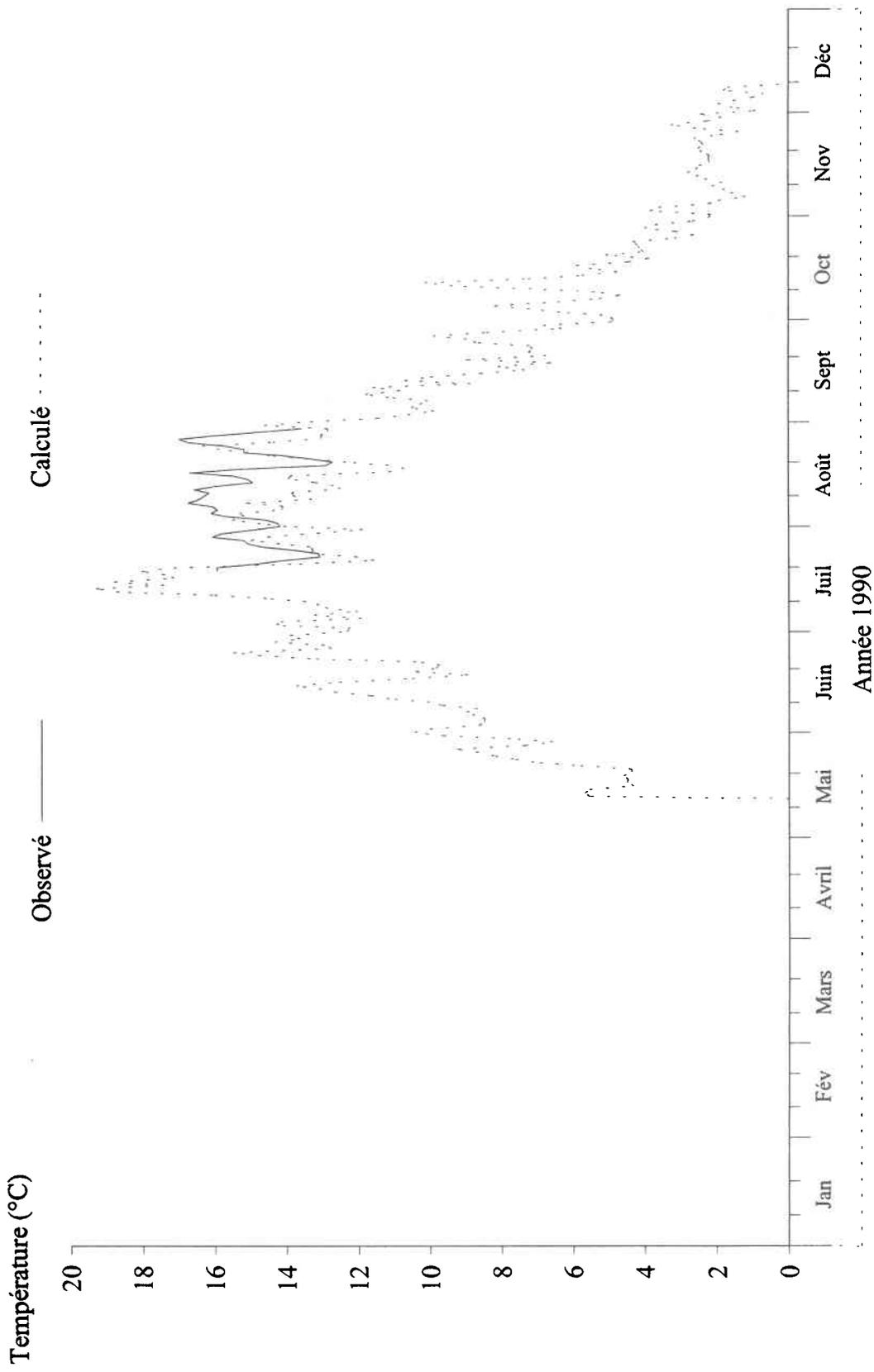
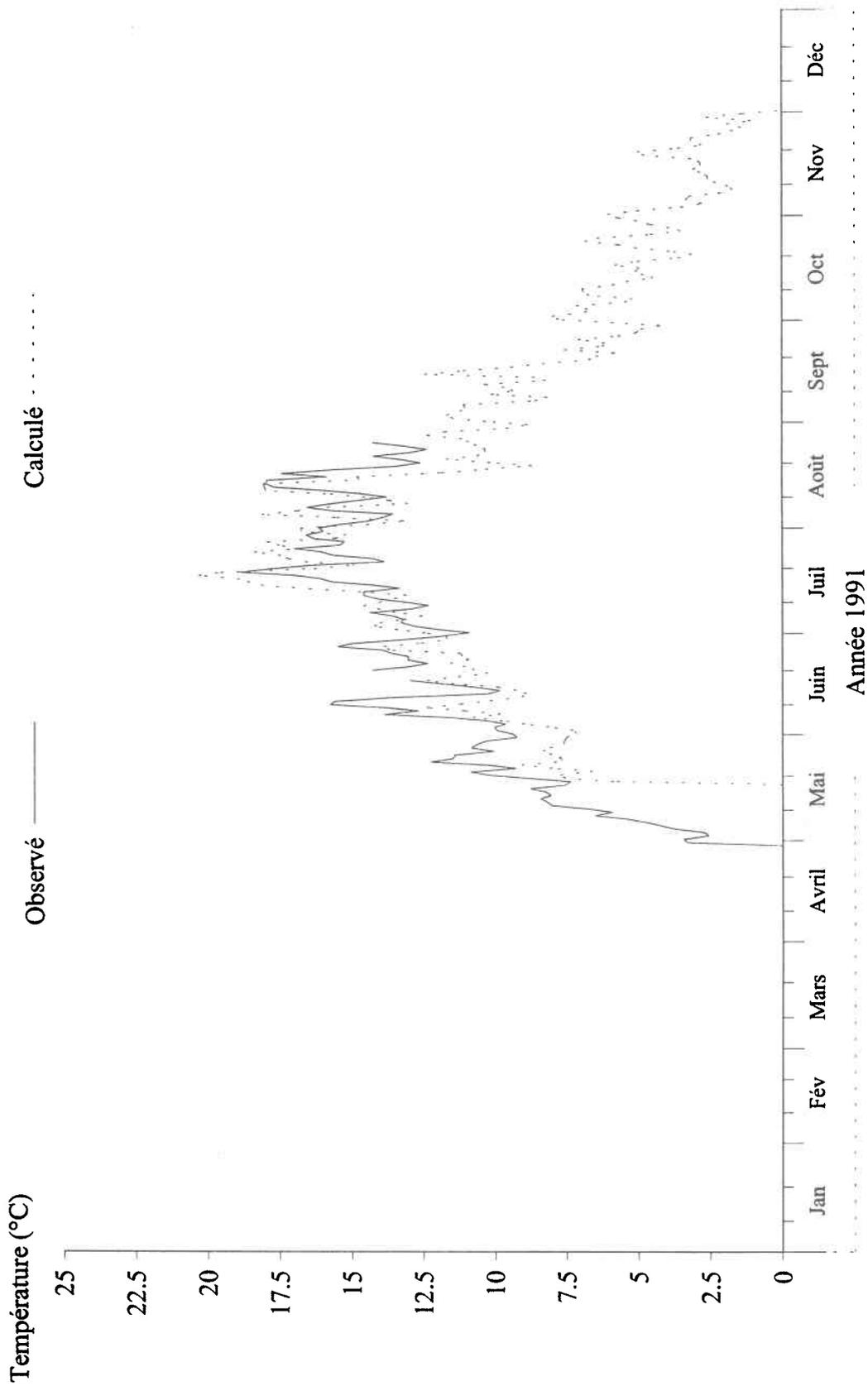


Figure 3.2 Températures journalières de l'eau (moyennes interannuelles) observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran, 1990-1995.



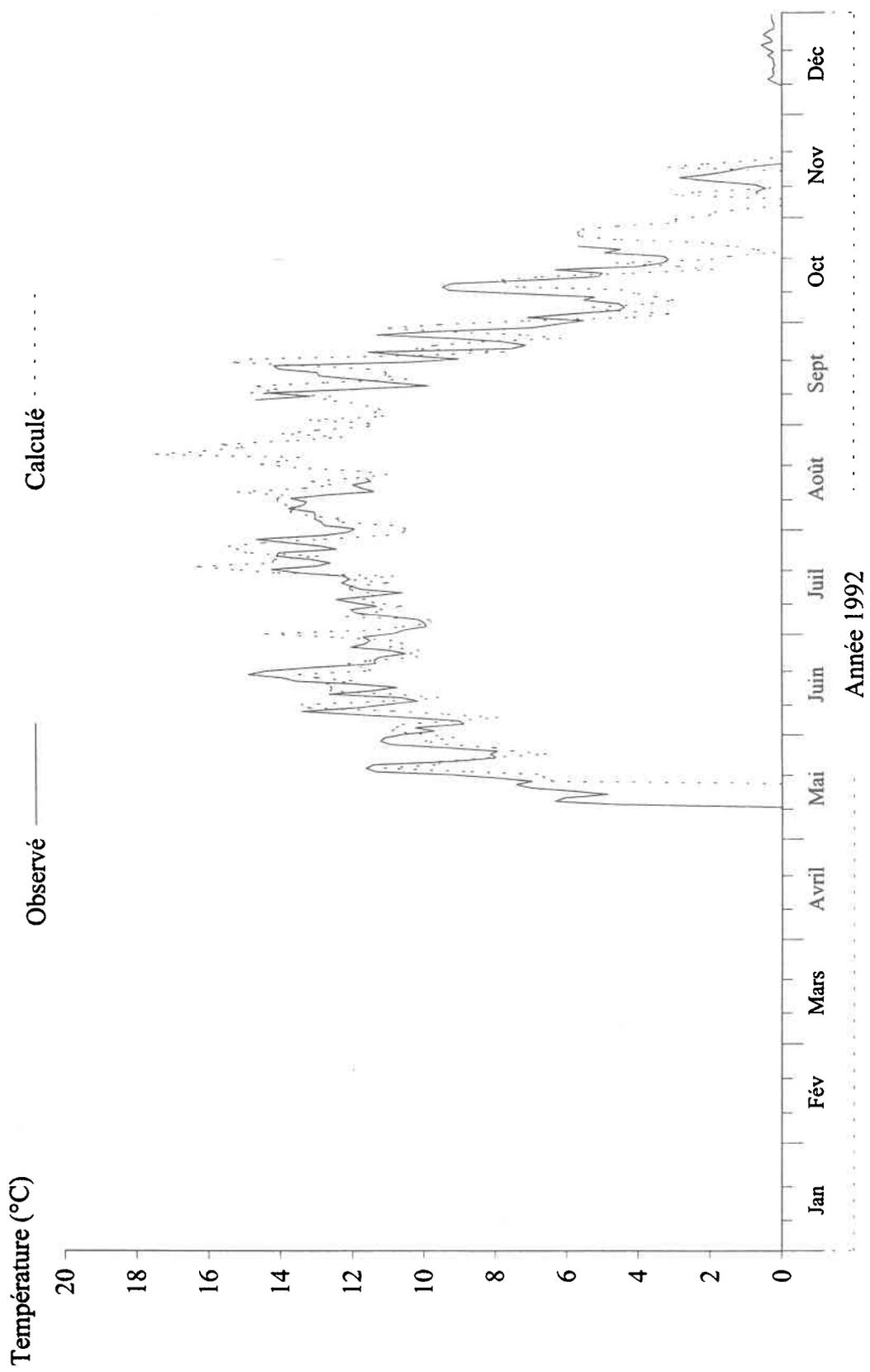
CEQUE  INRS - Eau

Figure 3.3 Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1990.



CEQUEL - INRS - Eau

Figure 3.4 Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1991.



CEQUEL/INRS - Eau

Figure 3.5 Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1992.

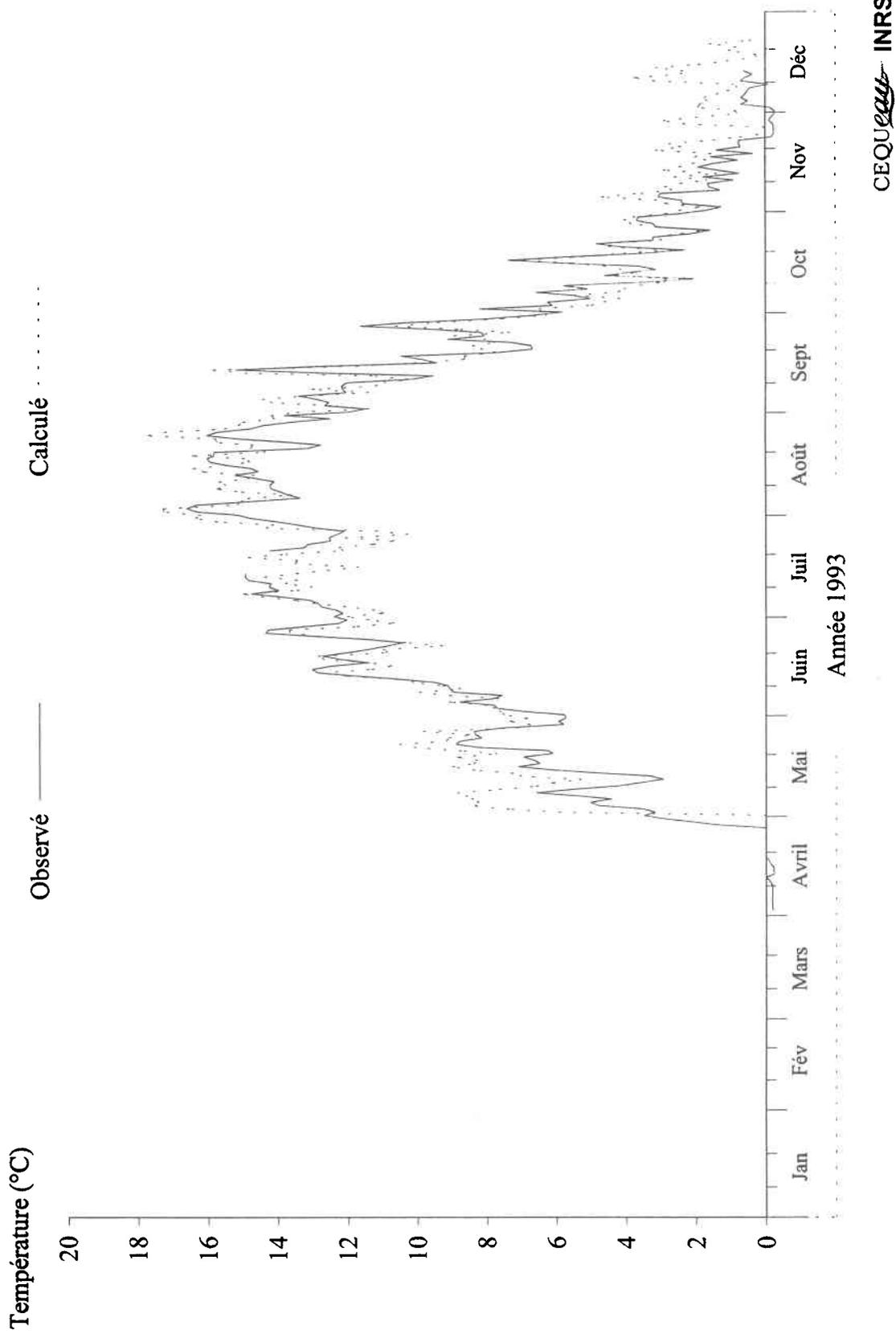


Figure 3.6 Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993.

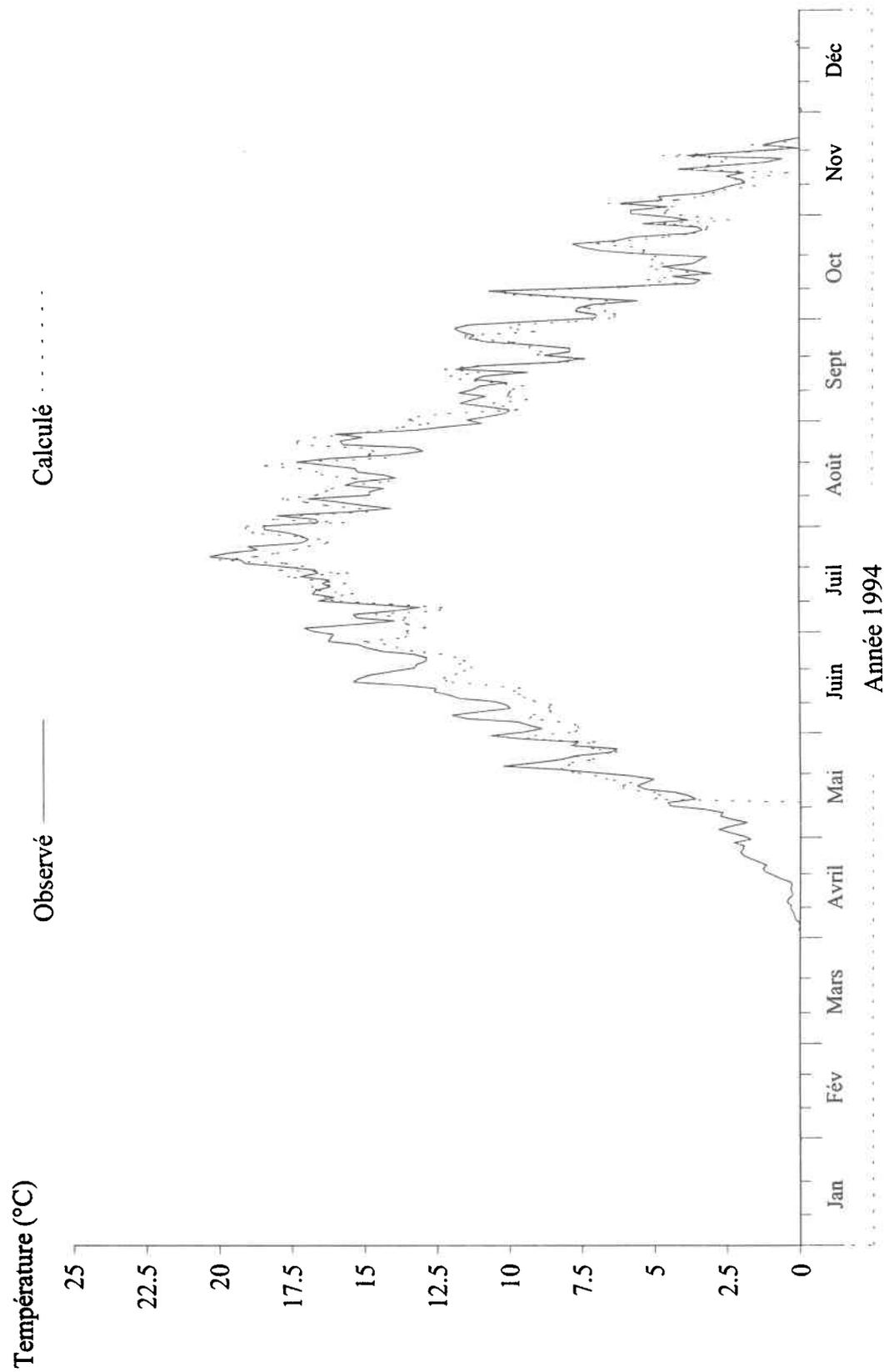
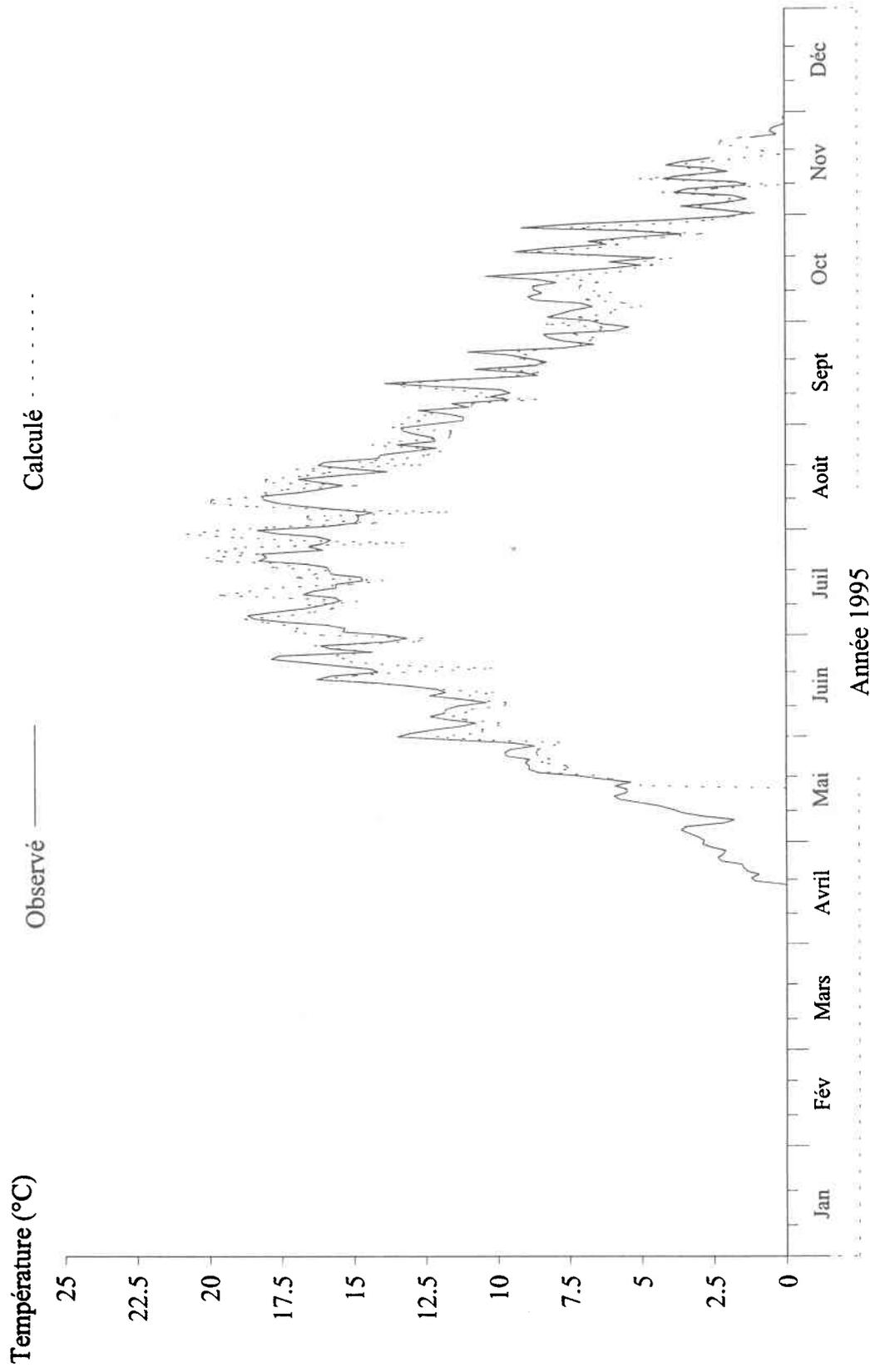


Figure 3.7 Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994.



CEQUEAU - INRS - Eau

Figure 3.8 Températures journalières de l'eau observées et calculées par le modèle original à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1995.

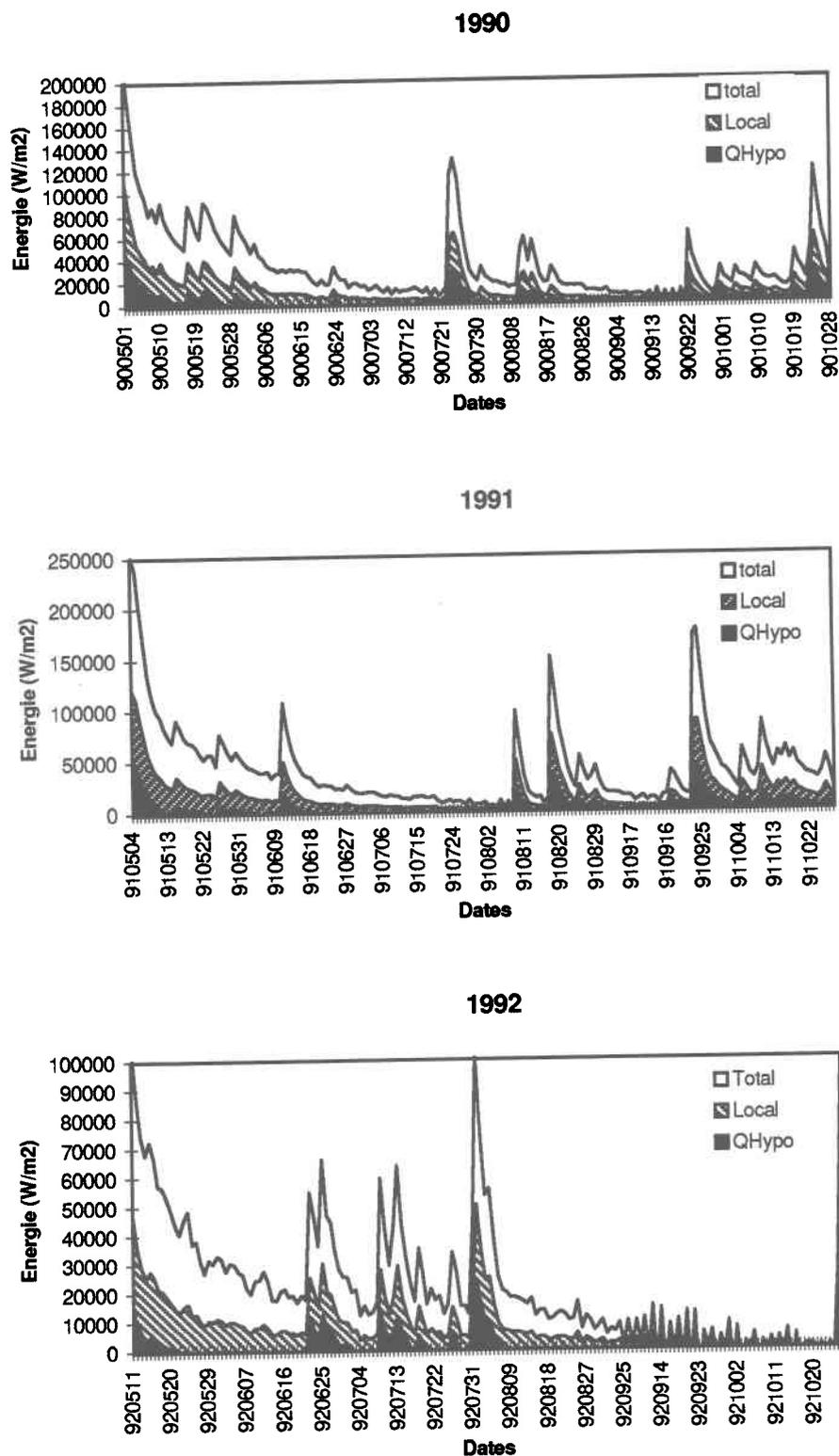


Figure 3.9. Comparaison de la contribution énergétique du ruissellement hypodermique (QHypo) par rapport à l'apport local et à l'énergie totale sur le carreau entier de la station 2 du ruisseau Catamaran (1990-1992).

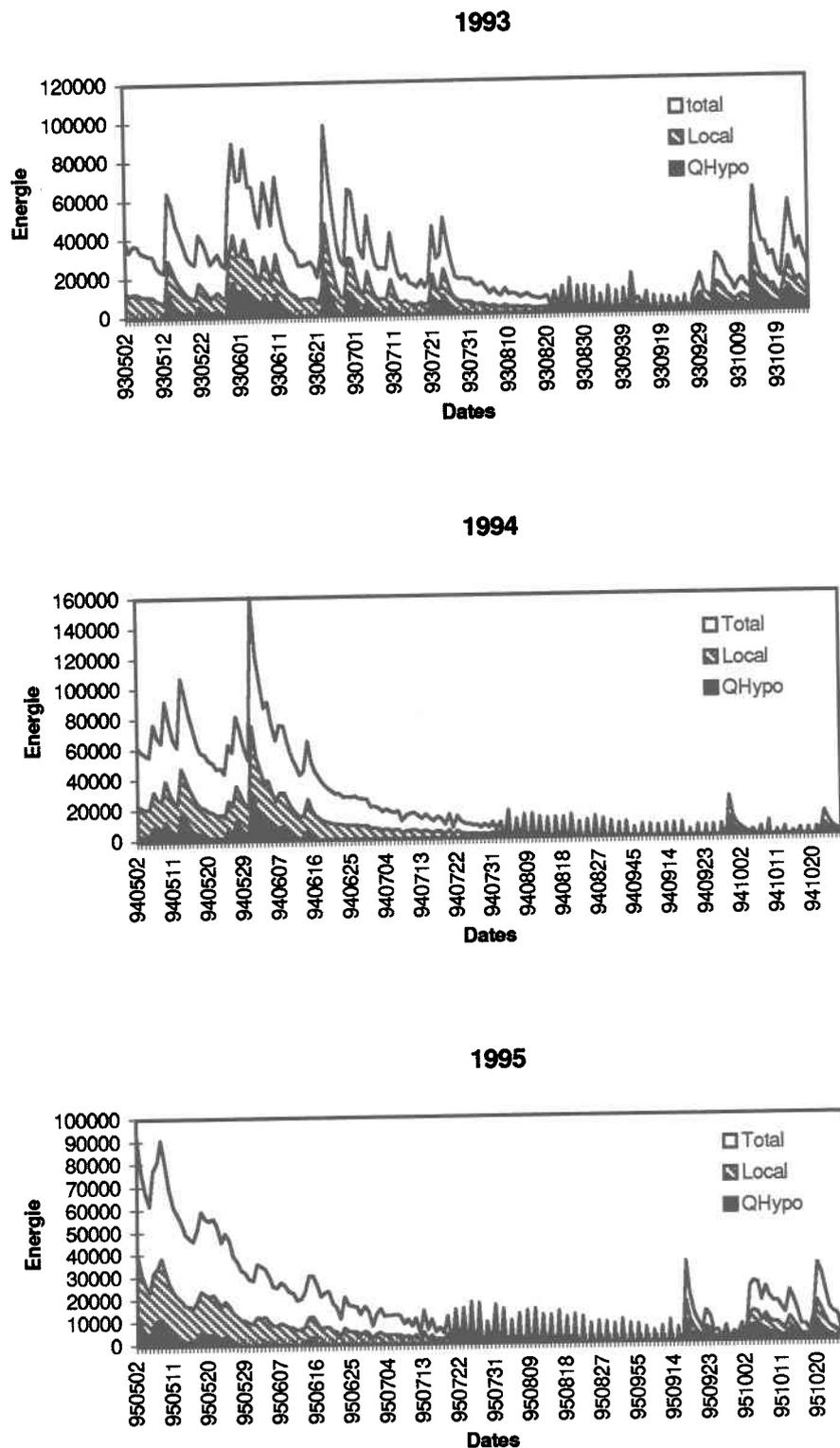


Figure 3.10. Comparaison de la contribution énergétique du ruissellement hypodermique (QHypo) par rapport à l'apport local et à l'énergie totale sur le carreau entier de la station 2 du ruisseau Catamaran (1993-1995).

3.3 Modèle modifié

3.3.1 Description des modifications

Il fut déjà mentionné que dans la majorité des pratiques forestières actuelles, une lisière d'arbres est conservée le long des rives d'un cours d'eau. Le bilan thermique à la surface d'un tronçon de rivière ne se trouve donc pas modifié significativement puisque les entrées et sorties de radiation à la surface demeurent inchangées (van Groenewoud, 1977). Les principales modifications proposées concernent le calcul des apports advectifs car les eaux de ruissellement et d'écoulement hypodermique sont sujettes à une modification importante des échanges thermiques dans les endroits où la futaie n'existe plus.

On peut constater que dans le modèle original, la température moyenne journalière de l'eau de ruissellement est simplement égale à la moyenne journalière de la température de l'air. La température de l'eau du ruissellement hypodermique est égale à la moyenne journalière de la température de l'air et la température de la nappe (profondeur de 2,5 m). Or, des mesures de températures du sol (D.Caissie, Pêches et Océans Canada, données non publiées) ont démontré que les variations à court terme de température sous la futaie sont généralement moins importantes que celles mesurées à une station météorologique à ciel ouvert, ce qui est en accord avec des études antérieures (Geiger, 1972). Des changements ont été apportés à ces calculs afin de permettre une approche plus près de la réalité.

La première modification a pour but de remplacer la moyenne calculée entre la température de l'air et de la nappe de l'équation 3.8 par un algorithme qui simule les températures sous la futaie. L'algorithme est basé sur les travaux de Deardoff (1978) qui a comparé différentes méthodes de calcul des températures du sol afin d'améliorer les modèles de prévision météorologiques. Une des méthodes mises en pratique utilise le concept de restauration forcée mis de l'avant par Bhumralkars (1975). Selon cette méthode, la variation nette de la température du sol en fonction du pas de temps est modifiée par une fonction de la radiation nette à la surface (premier terme de l'équation 3.10), qui est restauré par une fonction de la température en profondeur, considérée comme constante

(deuxième terme de l'équation 3.10).

$$\frac{\delta T_{sol}}{\delta t} = \frac{\sqrt{2\pi} R_{net}}{(\rho_s C_s d_1)} - \frac{2\pi(T_{sol} - T_{prof})}{\tau_1} \quad (3.10)$$

Où: T_{sol} : Température au sol;
 t : pas de temps (jour);
 R_{net} : radiation nette au sol;
 T_{prof} : Température du sol en profondeur, assumée constante;
 ρ_s : densité du sol;
 C_s : chaleur spécifique du sol;
 d_1 : profondeur à laquelle disparaissent les fluctuations périodiques;
 τ_1 : Période totale (une année).

Le second terme de l'équation 3.10 restitue la température du sol vers la température en profondeur (T_{prof}). Deardoff (1978) a suggéré l'utilisation d'une fonction sinusoïdale pour modéliser la radiation nette au sol ($R_{net} = C \sin(2\pi t / \tau_1)$). En substituant cette fonction sinusoïdale dans l'équation 3.10, on obtient une solution exacte. En remplaçant la température du sol (T_{sol}) par celle du ruissellement hypodermique (T_{hypo}), on obtient:

$$T_{Hypo} = T_{prof} + \frac{C\tau_1}{\sqrt{2\pi}} * (\rho_s C_s d_1) * \sin\left(\frac{2\pi t}{\tau_1}\right) \quad (3.11)$$

où: T_{hypo} : Température du ruissellement hypodermique;
 C : constante proportionnelle à l'amplitude de la radiation nette au sol.

Cette solution est adaptée au calcul de la température du ruissellement hypodermique en utilisant:

τ_1 : 1 année;
 T_{prof} : 1,3 °C, ce qui correspond à la température du sol mesurée durant la période hivernale, à 25 cm;
 $\rho_s C_s$: 0,37 (selon Deardoff, 1978);
 d_1 : 2,55 m (selon Deardoff, 1978);
 C : paramètre d'ajustement pour l'ensemble des données de calibration.

L'équation 3.8 devient alors :

$$Q_{Hypo} = V_{Hypo} * T_{Hypo} * \theta \quad (3.12)$$

où: T_{Hypo} : Température de l'écoulement hypodermique telle que calculée par l'équation 3.11 ($^{\circ}\text{C}$).

Des changements ont aussi été apportés aux équations 3.8 et 3.9 afin de tenir compte du couvert forestier. Il fut noté dans la section 3.1.3 que la quantité d'énergie amenée par les ruissellements de surface et hypodermique est influencée par la fermeture de la futaie. Le ruissellement de surface de type Hortonien (ruissellement causé par le dépassement de la capacité d'infiltration du sol) est souvent estimé comme étant limité sur les bassins versants forestiers (Cosandey, 1986). Bodo et Unni (1990) estiment que dans les régions avec végétation du Nord-Est de l'Amérique, l'écoulement superficiel provient de moins de 10% de l'aire du bassin versant et ce, pour seulement 10 à 30% des événements pluvieux. Néanmoins, il se peut que la compaction du sol associée aux activités forestières puisse modifier le régime hydraulique suffisamment pour engendrer un tel ruissellement, d'où la pertinence des modifications amenées à l'équation 3.7. L'écoulement hypodermique demeure, avec l'écoulement de base, le plus important des écoulements associés aux événements de pluie et de fonte sur un bassin versant forestier. Les équations 3.8 et 3.9 ont été modifiées pour tenir compte de la fermeture de futaie sur chaque carreau entier. Plusieurs auteurs ont estimé l'effet de la futaie sur la pénétration de la radiation solaire et de l'énergie thermique à l'aide d'une fonction exponentielle décroissante (Vertessi et al., 1996; Silberstein et Sivapalan, 1995; Yamazaki et Kondo, 1992; Sucksdorff et Otle, 1990; Harrington, 1984). L'algorithme utilisé ici se base sur les travaux Silberstein et Sivapalan (1995) qui ont calculé la température au-dessus de la futaie à partir de celle mesurée au sol. La température au sol était multipliée par un terme exponentiel, dont l'exposant était proportionnel à l'indice de surface du feuillage obtenu par télédétection ($e^{-ISF/2}$). Étant donné que les données de fermeture de futaie sont disponibles sur le bassin versant du ruisseau Catamaran et font habituellement partie des données récoltées lors d'inventaires forestiers au Nouveau-Brunswick, la fermeture de futaie (ou couvert forestier) a aussi été incluse dans le terme exponentiel. De plus, la périodicité annuelle de la futaie des feuillus doit être prise en considération. Pour ce faire, on peut utiliser des modèles assez simples (régression multiple ou fonction sinusoïdale; Blanken et Rouse

1994). Une simple fonction sinusoïdale a été utilisée dans ce modèle. Nous obtenons donc les équations suivantes :

$$Q_{Hypo} = Vol_{Hypo} * (coni + feuil * \sin(\frac{\pi t}{\tau})) * (1 + \exp^{-CF * ISF}) * T_{Hypo} * \theta \quad (3.13)$$

$$Q_{Ruis} = Vol_{Ruis} * (coni + feuil * \sin(\frac{\pi t}{\tau})) * (1 + \exp^{-CF * ISF}) * \frac{(T_{Hypo} + T_a)}{2} * \theta \quad (3.14)$$

Où: conifères : Proportion de conifères sur le bassin versant (entre 0 et 1);
 feuil : proportion de feuillus sur le bassin versant (entre 0 et 1);
 t : jour de l'année (de 1 à 365);
 τ : période de simulation (265 jours);
 CF : fermeture de futaie moyenne sur le carreau entier (fraction entre 0 et 1);
 ISF : indice de surface du feuillage.

L'indice de surface du feuillage (ISF) est un indice utilisé fréquemment en hydrologie forestière et en foresterie afin de quantifier l'interception de l'énergie thermique ou de la pluie par le feuillage (Silverstein et Sivapalan, 1995; Vertessy et al., 1996; Kittredge, 1948). Sa valeur correspond au rapport entre la surface du feuillage de la végétation forestière et la surface du sol couverte par la futaie (Harding et Pomeroy, 1996) et varie beaucoup selon la végétation, mais est habituellement inférieur à 10.

Le rapport des termes Q_{Hypo} et Q_{Ruis} associés à une fermeture de futaie de 100% et une de 0% est de 0,4. Autrement dit, ces deux termes du budget thermique (équations 3.13 et 3.14) sont 40% moins important lorsqu'il y a une fermeture de futaie complète (CF = 100%), comparativement à une zone complètement ouverte (CF = 0%). Reifsnyder et al. (1972) ont étudié l'effet de la radiation solaire au-dessus et sous la futaie et ont obtenu un rapport qui variait entre 0,21 pour les feuillus et 0,53 pour les conifères. Lafleur et Mantha (1994) ont trouvé des rapports supérieurs (0,53 à 0,7), mais leur site d'étude se situait au nord du Manitoba, dans un écosystème forestier différent du ruisseau

Catamaran.

3.3.2 Données d'entrée

En plus des intrants du modèle original, le modèle modifié à l'aide des équations 3.11 à 3.14 requiert les données de couvert forestier (CF) pour chaque carreau entier du bassin versant, la température du sol initiale en profondeur (T_{prof} dans l'équation 3.11), et un indice de surface du feuillage (ISF dans les équations 3.13 et 3.14).

Les données de fermeture de futaie (figure 3.11) utilisées pour calculer CF proviennent des inventaires du ministère des ressources naturelles du Nouveau-Brunswick ayant précédé la coupe (1989-1993; St-Hilaire et al., 1995). Une moyenne a été estimée pour chaque carreau entier, en superposant les figures 2.1 et 3.11. Ces valeurs sont données en annexe.

La température initiale du sol en profondeur a été mesurée au ruisseau Catamaran à une profondeur de 20 cm en 1994 et 1995. Les données mesurées ont démontré qu'en moyenne, la température à cette profondeur durant la saison hivernale (point de départ avant le dégel) varie entre 1,0 et 1,6 °C. Une température moyenne de 1,3 °C a été utilisée.

L'indice de surface du feuillage (ISF) varie beaucoup selon les espèces d'arbres, le stade de maturité et la densité (Sucksdorff et Ottele, 1990). Habituellement, les ISF associés au feuillus sont plus grands que ceux associés aux conifères (Kitregdge, 1948). Des valeurs retrouvées dans la littérature indiquent que, pour les forêts dominées par les conifères (à l'exception de certaines variétés de pin, *Pinus sp.*), cet indice se situe entre 0,5 et 2,0 (Harrington, 1984; Yamazaki et Kondo, 1992). La valeur utilisée ici est celle suggérée par Lafleur (1992) qui est de 1,64 pour une forêt dominée par les conifères. Cette valeur moyenne pour l'ensemble du bassin versant peut paraître comme étant trop intégratrice, mais cela permet de tester le nouvel algorithme.

3.3.3. Calage du modèle modifié.

En plus des paramètres du modèle original, le modèle modifié requiert l'ajustement d'un paramètre

supplémentaire, soit la constante d'amplitude de radiation nette au sol (tableau 3.7). L'ajustement de l'ensemble des paramètres du modèle modifié a été exécuté suivant la même méthode que pour le modèle original, soit un processus d'essai et erreur qui cherche à éliminer toute erreur systématique, tout en obtenant les valeurs simulées les plus rapprochées des températures mesurées à la station 2. Le tableau 3.7 donne la description des paramètres du modèle modifié et les valeurs finales après le calage.

On remarque certaines différences entre les valeurs des paramètres du modèle original (tableau 3.4) et celles du modèle modifié (tableau 3.7). La valeur de COPROM est passée de 10,0 à 5,0 ce qui contribue à diminuer significativement la disproportion dans les calculs de largeur et de profondeur du tronçon pour chaque carreau entier. La valeur de CRAYIN a aussi diminué de 3,0 à 1,9 (tableaux 3.4 et 3.7) et se rapproche plus de l'intervalle de valeurs suggérées par Morin et al. (1983).

3.3.4 Résultats du modèle modifié

Le nouvel algorithme, tel que modifié par les équations 3.11 à 3.13, a été testé sur la même période que le modèle original (figures 3.12 à 3.18). La série chronologique des moyennes interannuelles des températures journalières montre qu'en général, le modèle modifié simule bien le régime thermique du ruisseau Catamaran (figure 3.12). Les moyennes de températures mensuelles et annuelles, de même que les coefficients de Nash et l'erreur quadratique moyenne ont été utilisés afin de permettre une évaluation du modèle modifié (tableau 3.8).

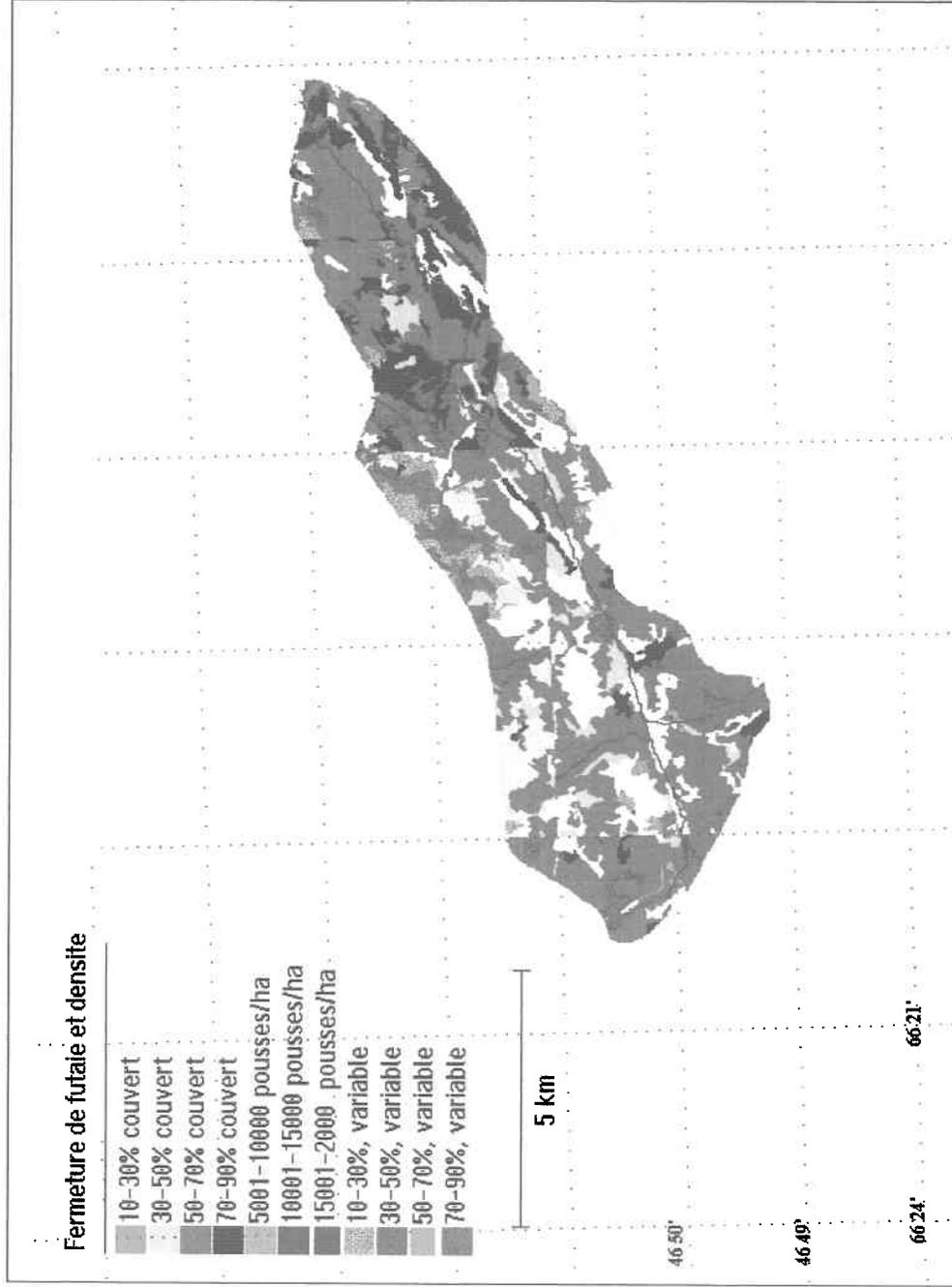


Figure 3.11. Fermeture de futaie sur le bassin versant du ruisseau Catamaran

Tableau 3.7 Description des paramètres du modèle modifié et valeurs finales après calage.

Nom	Description	Valeur Modifié	Valeur original
CRAYSO	Coefficient permettant d'augmenter ou de diminuer l'importance du rayonnement solaire dans le bilan d'énergie.	1,2	1,2
CRAYIN	Coefficient permettant d'augmenter ou de diminuer l'importance du rayonnement infrarouge dans le bilan d'énergie.	1,9	3,0
Cev	Coefficient permettant d'augmenter ou de diminuer l'importance de l'évaporation dans le bilan d'énergie	0,9	0,9
Cc	Coefficient permettant d'augmenter ou de diminuer l'importance de la convection dans le bilan d'énergie	1,0	1,3
CRIGEL	Critère de gel vérifié à chaque carreau entier : si le stock de 3,5 mm neige au sol est supérieur à CRIGEL, la température des eaux de ruissellement est fixée à 0°C; si le stock de neige est inférieur à CRIGEL, la température des eaux de ruissellement est linéairement fixée entre 0°C et la température de l'air en fonction du stock;	1,0mm	
PANAP	Paramètre permettant d'ajuster la température de l'écoulement souterrain arrivant en rivière. Lorsque PANAP = 0,0, cette température vaut TNAP; lorsque PANAP = 1,0, cette température vaut la température de l'air si positive.	1,0	1,0
TINIT	Température moyenne de l'eau sur l'ensemble du bassin versant estimée au premier jour des simulations (°C).	0,0 °C	0,0 °C
BASSOL	Lame de précipitation totale permettant de détecter les jours de faible rayonnement solaire (mm d'eau).	0,0 mm	30,0mm
CORSOL	Correction du rayonnement solaire moyen (RSM) pour les jours sans pluie ($RSM \cdot (1 + CORSOL)$) et les jours de fortes pluies ($RSM \cdot (1 - CORSOL)$) (varie entre 0,0 et 1,0).	0,0	0,4
COPROM	Coefficient permettant de modifier la profondeur minimale du tronçon de rivière pour tous les carreaux partiels. COPROM devrait être fixé à 1,0 pour la première simulation.	5,0	10,0
COLARG	Coefficient permettant de modifier la largeur du tronçon de rivière pour tous les carreaux partiels. COLARG devrait être fixé à 1,0 pour la première simulation.	1,0	1,0
C	Constante de l'amplitude de la radiation nette au sol.	14,0	n/a

3.4 Comparaison des résultats du modèle original et du modèle modifié

Une comparaison des moyennes interannuelles des températures montrent que les deux modèles permettent de calculer des valeurs que se rapprochent des moyennes observées, à l'exception du mois de mai (figure 3.12). Le modèle modifié obtient, en moyenne, de meilleurs résultats pour cette période. On peut aussi constater sur la figure 3.12, que les moyennes obtenues pour le mois d'octobre sont sousestimées par le modèle original et surestimées par le modèle modifié, bien que la moyenne de ce dernier pour octobre s'approche plus de la moyenne des valeurs observées.

L'analyse des simulations montre qu'en général, les fluctuations à court terme qui semblaient exagérées avec le modèle original (figures 3.2 à 3.7) sont atténuées lorsqu'on utilise le modèle modifié (figures 3.12 à 3.18). En 1991, par exemple, avec le modèle original, les pointes de températures simulées en juillet dépassent systématiquement les températures observées (figure 3.3). Ces différences sont atténuées avec le modèle modifié (figure 3.12). Il en va de même pour les pointes de température de juillet 1995 (figures 3.7 et 3.18).

Dans l'ensemble (1990-1995), les simulations de températures de l'eau sont légèrement plus précises avec le modèle modifié, tels que démontrés par les coefficients de Nash (NTD original = 0,78 et NTD modifié = 0,82) et les erreurs quadratiques moyennes (EQM original = 2,10 °C et EQM modifié = 1,77 °C). Les coefficients de Nash calculés pour chaque année de simulation révèlent une amélioration des résultats pour 1991, 1992 et 1995 lorsqu'on utilise le modèle modifié (NTD = 0,52, 0,91 et 0,86 respectivement ; tableau 3.8, comparativement au NTD originaux de 0,17, 0,68 et 0,82 respectivement ; tableau 3.5). Les erreurs quadratiques moyennes sont moins importantes dans le cas du modèle modifié pour ces mêmes années. Il faut souligner une amélioration marquée pour les années où le modèle original avait de grandes EQM (ex. 1992: EQM original = 2,41 °C ; tableau 3.5 et EQM modifié = 1,67 °C ; tableau 3.8). En 1993 et 1994, les coefficients de Nash du modèle modifié sont légèrement inférieurs (NTD = 0,86, et 0,88 respectivement ; tableau 3.8, comparativement au NTD originaux de 0,89 et 0,89; tableau 3.5).

Tableau 3.8. Température de l'eau moyenne mensuelle et annuelle observée et calculée par le modèle modifié à la station 2. Les coefficients de Nash et les erreurs quadratiques moyennes ont été calculés pour chaque année.

Année	Mai	Juin	Juil	Août	Sept.	Oct.	Année	NTD ^a	EQM ^b
1990 O ^c	N/D	N/D	15,34	N/D	N/D	N/D		N/A	1,63
C ^d			13,89						
1991 O	7,68	12,45	14,66	15,07	N/D	N/D		0,52	2,49
C	4,98	10,47	15,28	14,09					
1992 O	5,34	11,56	12,21	12,61	11,02	4,40	9,16	0,91	1,67
C	4,59	11,57	12,55	12,17	11,21	5,47	9,62		
1993 O	5,79	10,36	13,38	14,79	10,69	4,62	9,82	0,86	1,48
C	8,34	10,23	12,45	15,41	11,76	5,34	10,59		
1994 O	5,18	12,61	16,79	15,41	10,46	5,75	11,03	0,88	1,71
C	6,38	10,23	16,01	16,49	11,48	6,05	11,14		
1995 O	5,89	13,52	16,24	15,30	9,88	7,29	11,36	0,86	1,66
C	5,36	12,37	17,34	16,10	10,78	6,14	11,36		
90-95 O	5,89	13,52	16,24	15,30	9,88	7,29	11,36	0,82	1,77
C	5,93	10,97	14,57	14,85	11,31	5,75	10,68		

^a Coefficient de Nash

^b Erreur quadratique moyenne

^c Valeurs observées

^d Valeurs calculées

L'analyse des moyennes mensuelles des tableaux 3.5 et 3.8 démontrent que le modèle modifié ne diminue pas systématiquement les écarts entre les moyennes mensuelles observées et calculées. Par contre, on constate que le modèle modifié améliore sensiblement les simulations pour les mois de mai 1991, 1992 et 1995. Le modèle original a tendance à sous-estimer la température du mois de mai par plus de 1.6°C en moyenne (tableau 3.5). Le modèle original se rapproche beaucoup plus de la moyenne mensuelle des valeurs observées (écart moyen < 0.1 °C ; tableau 3.8).

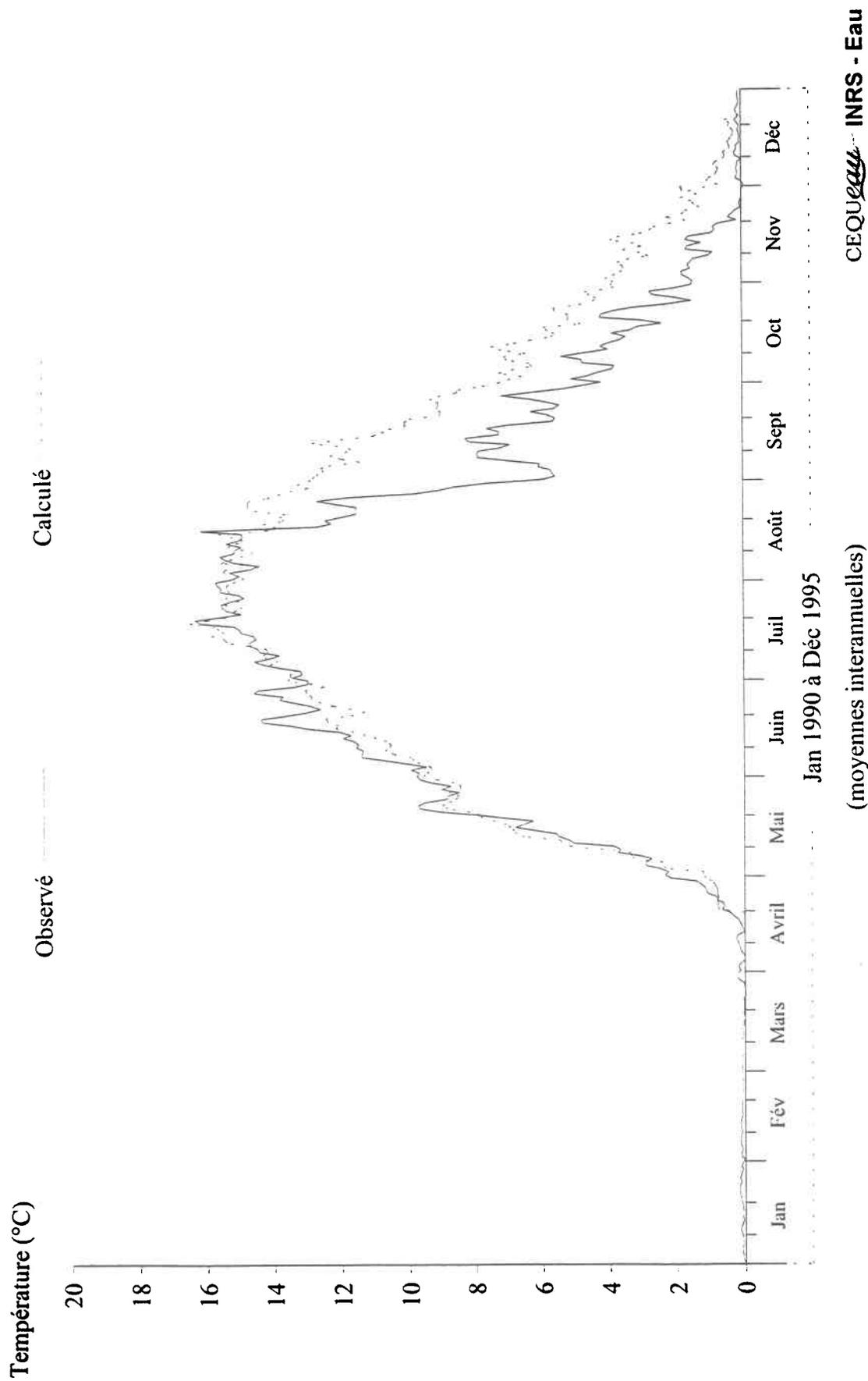
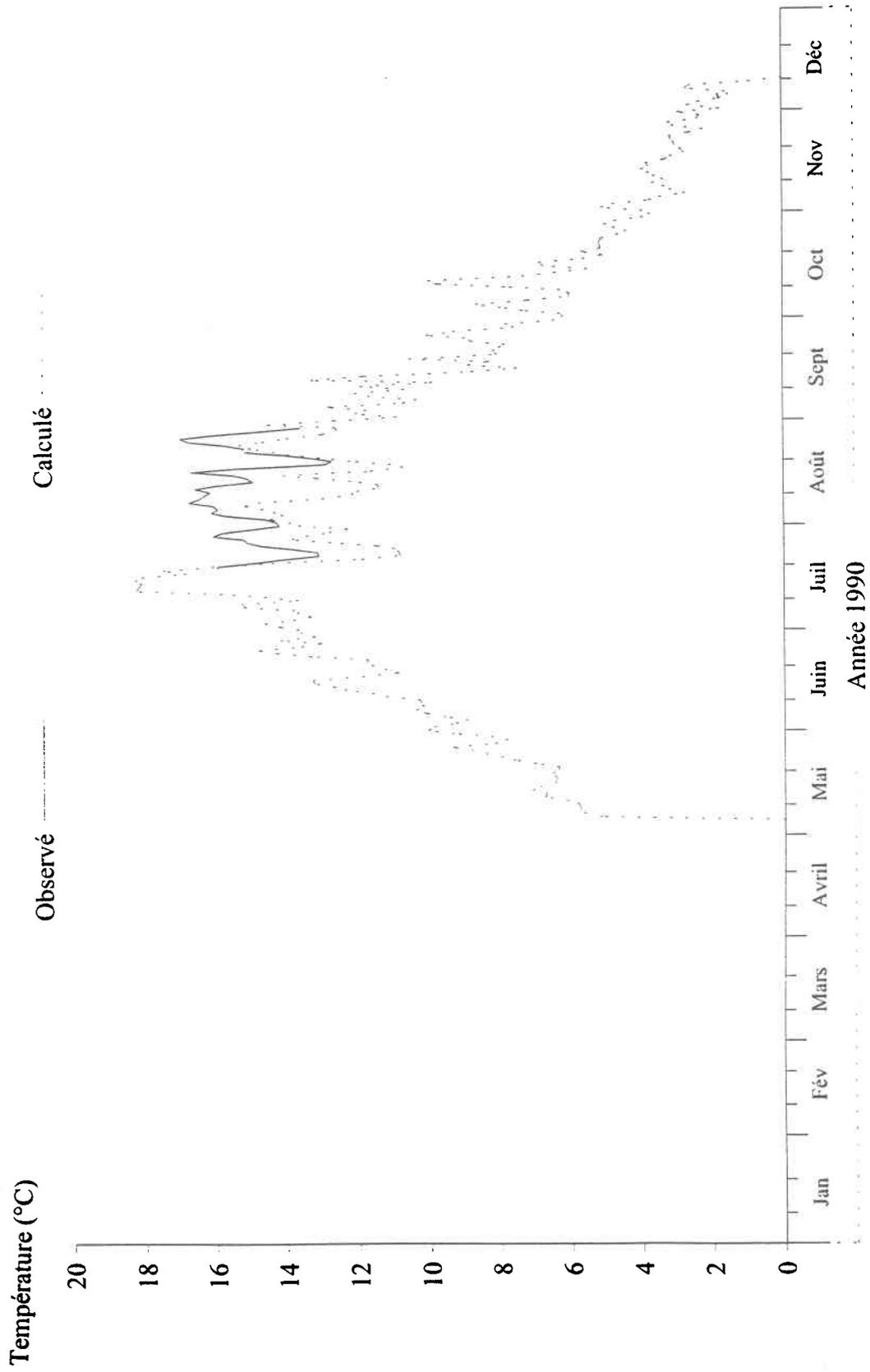
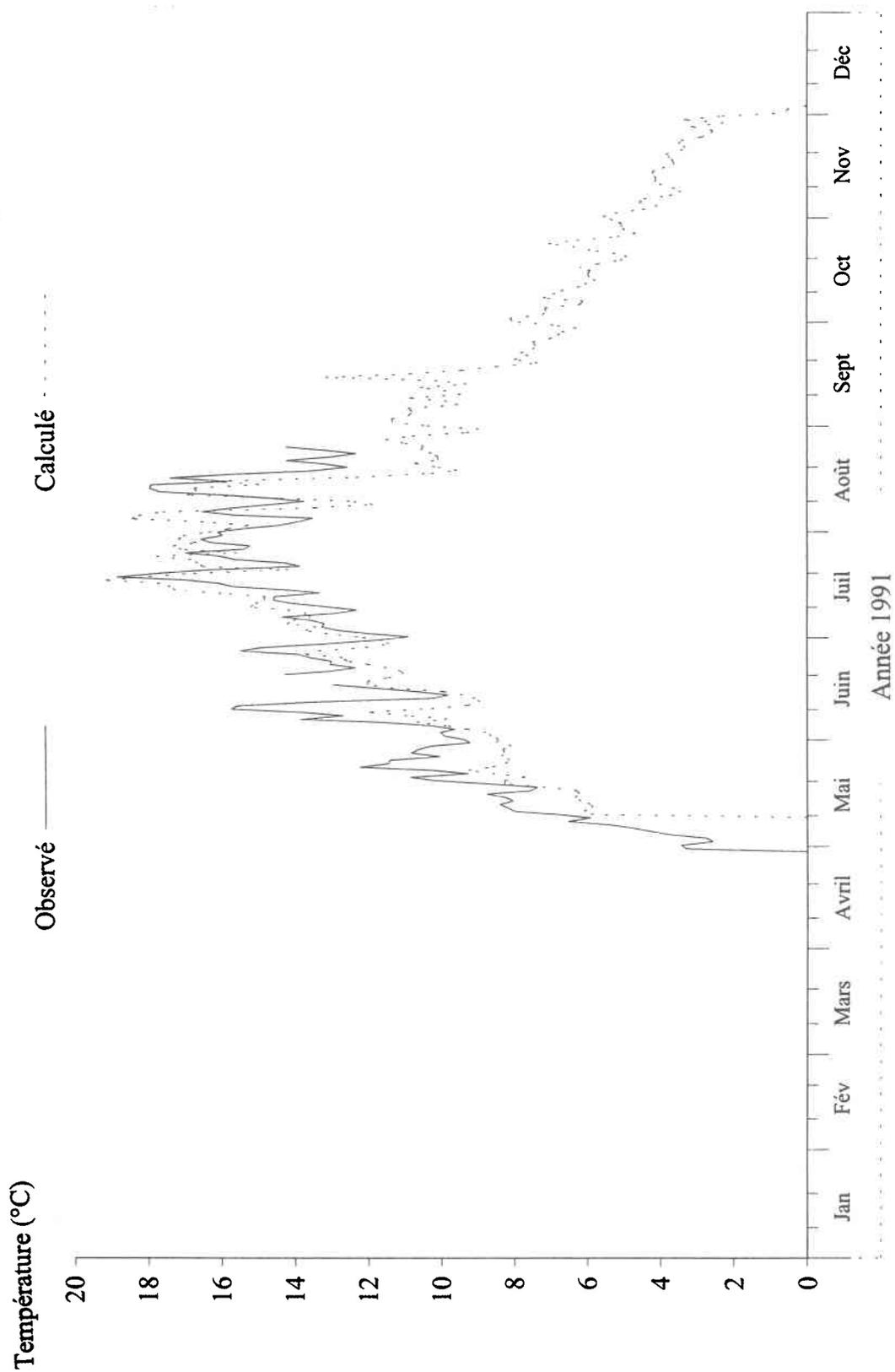


Figure 3.12 Température de l'eau observées et calculées par le modèle modifié (moyennes interannuelles) sur le ruisseau Catamaran.



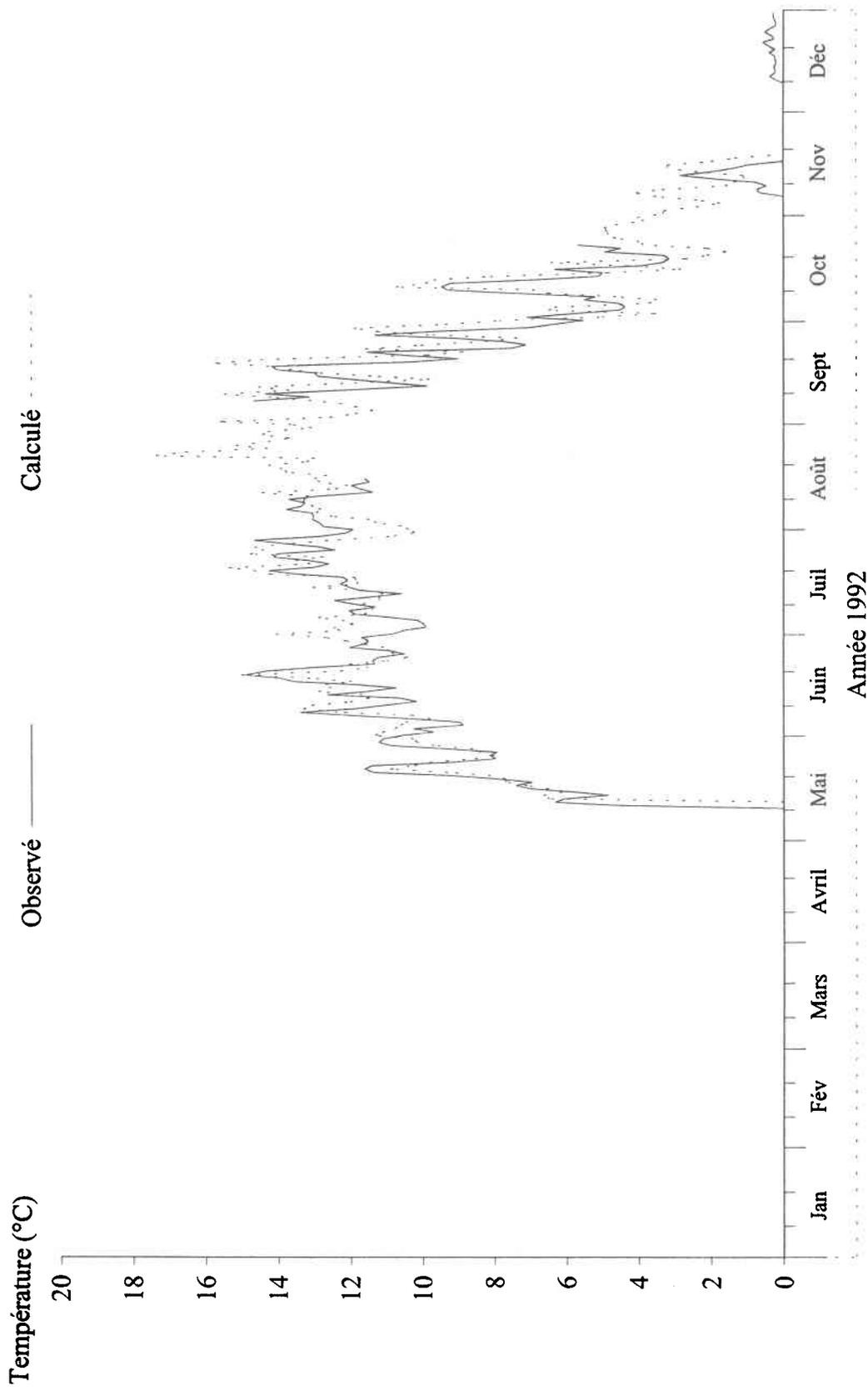
CEQUEAU INRS - Eau

Figure 3.13 Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'année 1990.



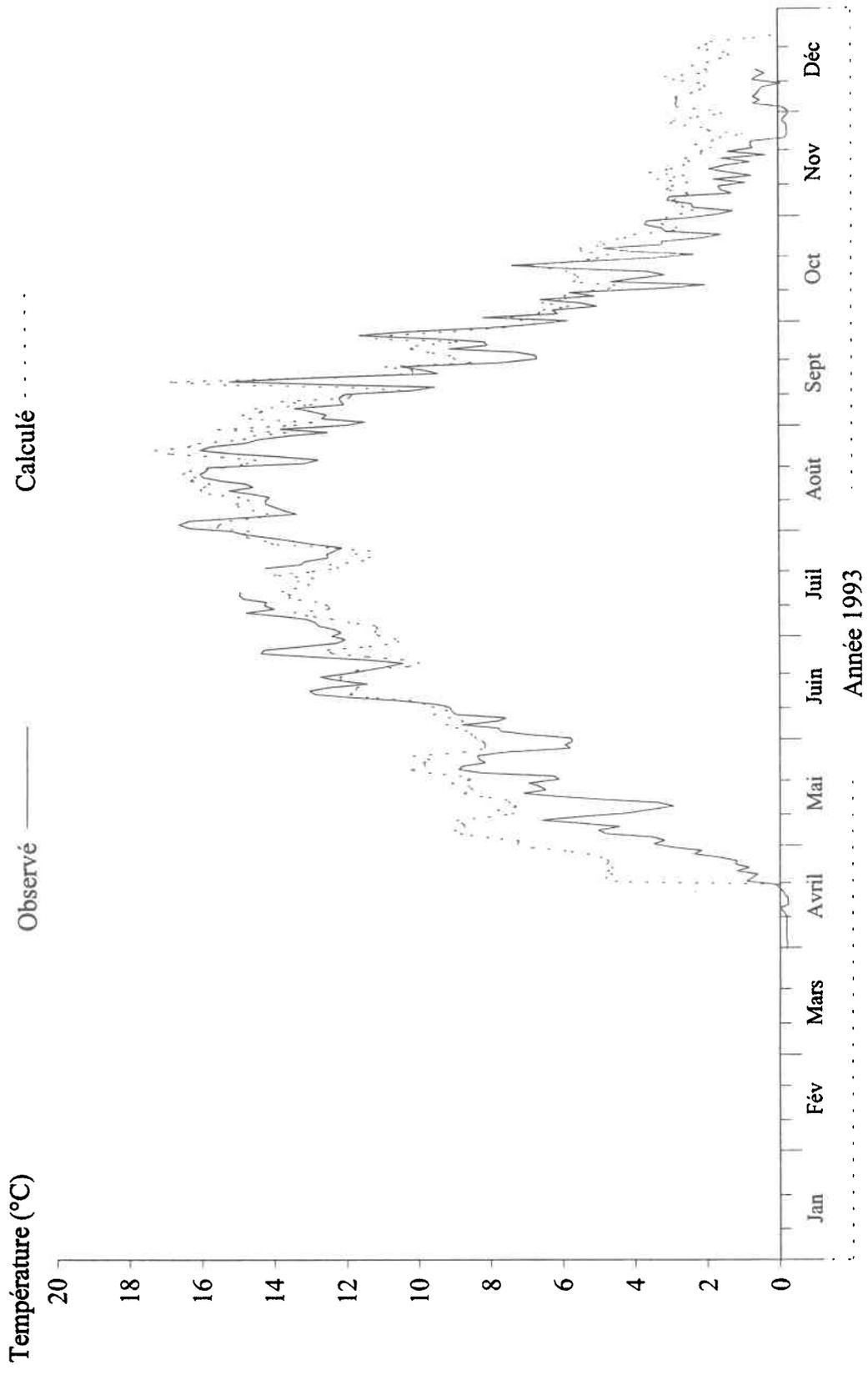
CEQUEAU INRS - Eau

Figure 3.14 Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'année 1991.



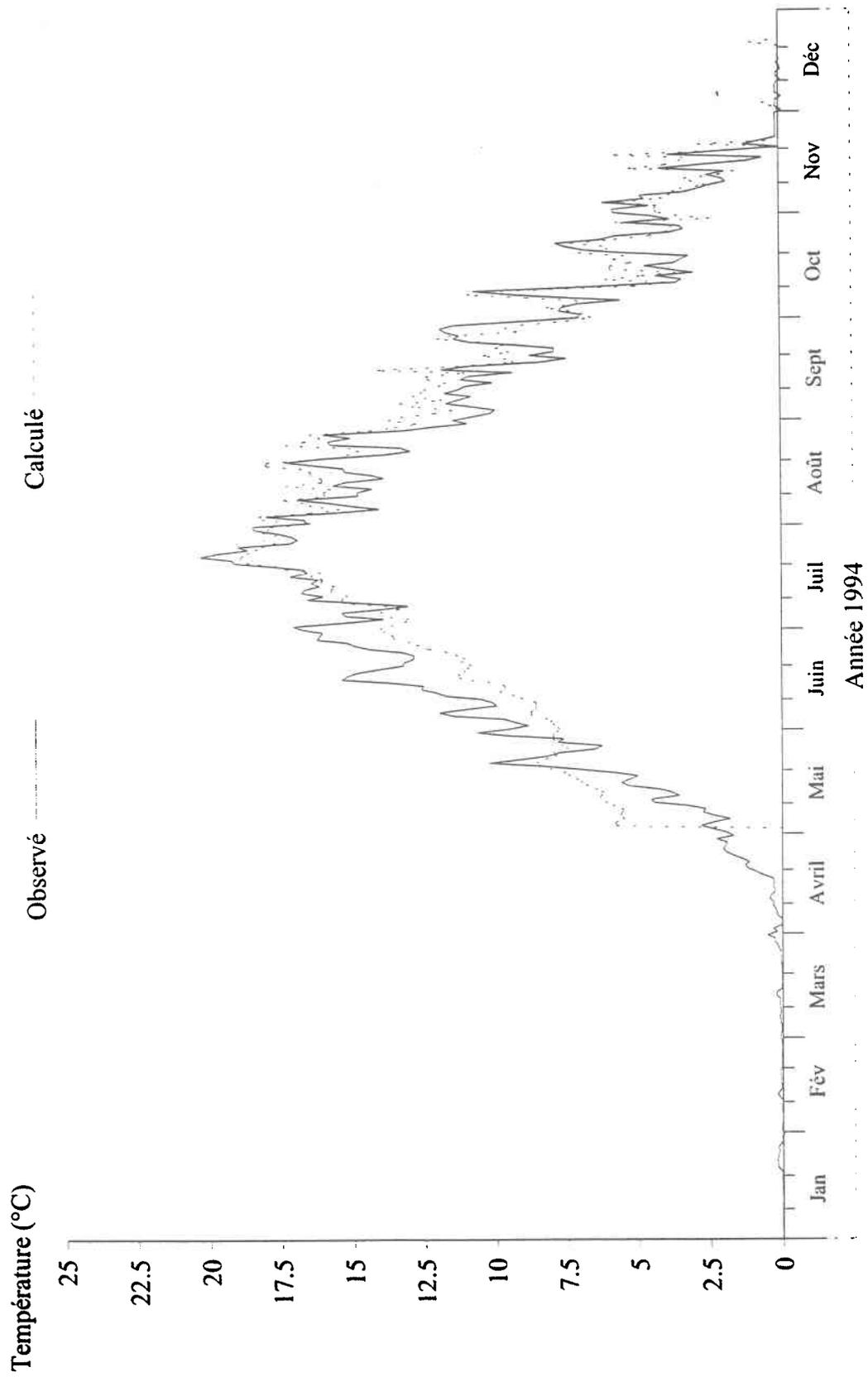
CEQUEL - INRS - Eau

Figure 3.15 Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'année 1992.



CEQUEAU INRS - Eau

Figure 3.16 Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'année 1993.



CEQUEU INRS - Eau

Figure 3.17 Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'année 1994.

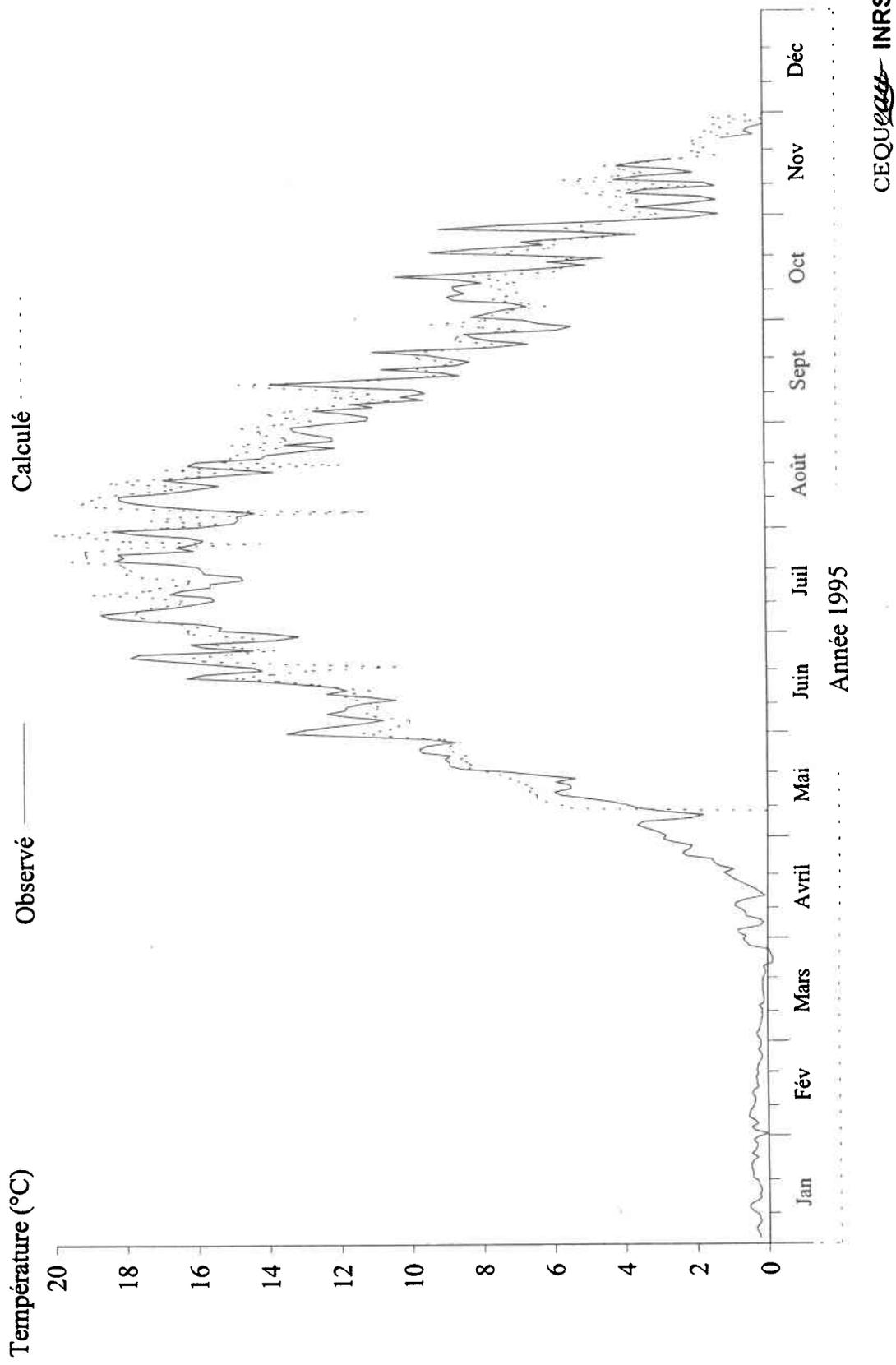


Figure 3.18 Températures de l'eau observées et calculées par le modèle modifié à la station 2 du ruisseau Catamaran, pour l'année 1995.

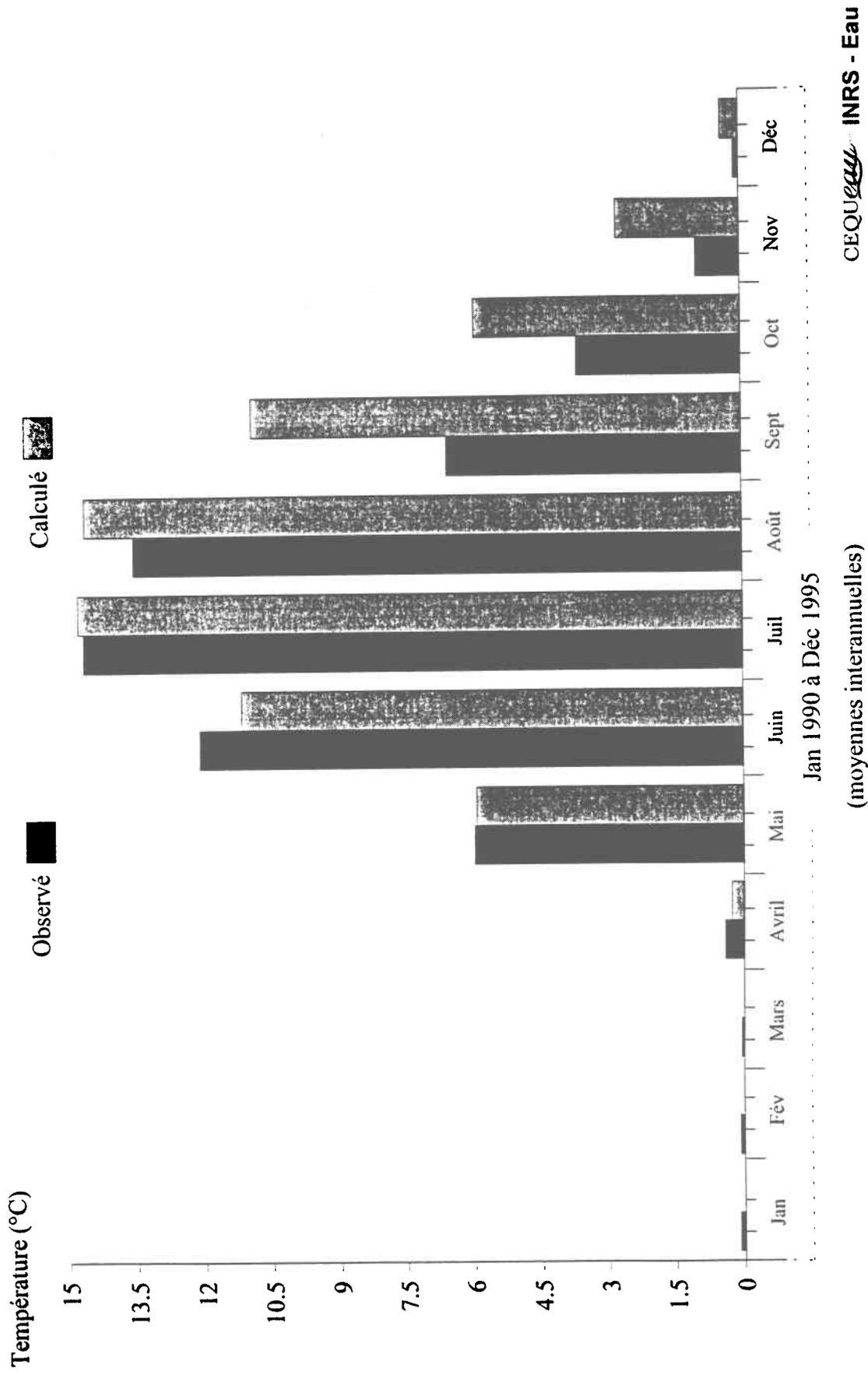


Figure 3.19 Températures de l'eau (moyennes mensuelles) observées et calculées par le modèle modifié à la station 2 du ruisseau Catamaran, 1990-1995.

3.5 Analyse de sensibilité

3.5.1 Méthode

Le modèle présenté dans la section 3.3 modifie le modèle original dans le but d'améliorer sa sensibilité aux changements du couvert forestier. Afin de vérifier cette sensibilité, plusieurs scénarios de coupe qui seront décrits ultérieurement ont été modélisés. Dans chacun des cas, l'analyse des résidus moyens (différence des températures moyennes entre les simulations pour différentes coupes forestières) pour le mois de mai et la saison estivale complète permet d'obtenir une mesure de la sensibilité du modèle. Le mois de mai a été sélectionné parce que cette période est habituellement caractérisée par des débits élevés qui occasionnent un ruissellement hypodermique.

En plus du calcul des résidus moyens calculés pour les mois de mai et la saison estivale complète, une analyse des résidus lors de certains événements pluvieux est effectuée sur différents scénarios de coupe, afin de quantifier l'influence des pluies qui génèrent un ruissellement hypodermique important en période estivale.

Les analyses des résidus permettent de vérifier la sensibilité du modèle à l'ensemble des modifications apportées, sans discriminer pour chacune des nouvelles variables d'entrée. Les équations 3.10 à 3.14 introduisent de nouvelles variables d'entrée et un nouveau paramètre dans le modèle de simulation de température de l'eau. Afin de mettre en évidence l'importance relative de ce nouveau paramètre et des variables dans le calcul du budget thermique, la sensibilité relative des termes de l'équation 3.13 et 3.14 est calculée selon la méthode proposée par Blanken et Rouse (1994). Le terme du budget thermique associé au ruissellement hypodermique, Q_{Hypo} , est une fonction de nombreuses variables :

$$Q_{Hypo} = f(T_{prof}, CF, ISF, C, t) \quad (3.15)$$

Où: Q_{Hypo} : Enthalpie du ruissellement hypodermique;
 T_{prof} : température initiale en profondeur (équation 3.11);

- CF : couvert forestier (équation 3.13 et 3.14);
 ISF : indice de surface du feuillage (équation 3.13 et 3.14);
 C : paramètre d'ajustement de la température du ruissellement hypodermique (équation 3.11);
 t : pas de temps journalier.

À tout changement de Q_{Hypo} est associé un changement d'un ou plusieurs termes dont il est fonction :

$$Q_{Hypo} + \Delta Q_{Hypo} = f(T_{prof} + \Delta T_{prof}, CF + \Delta CF, ISF + \Delta ISF) \quad (3.16)$$

On peut faire le développement de l'équation 3.16 en une série de Taylor, en ignorant les termes de second ordre :

$$\Delta Q_{Hypo} = \left(\frac{\delta Q_{Hypo}}{\delta T_{prof}} \right) * \Delta T_{prof} + \left(\frac{\delta Q_{Hypo}}{\delta ISF} \right) * \Delta ISF + \left(\frac{\delta Q_{Hypo}}{\delta t} \right) * \Delta t + \left(\frac{\delta Q_{Hypo}}{\delta CF} \right) * \Delta CF \quad (3.17)$$

Chacun des termes de l'équation 3.17 est, en fait, la mesure de la sensibilité de Q_{Hypo} par rapport aux variables et paramètre utilisés dans son calcul, puisqu'ils indiquent le changement de Q_{Hypo} par unité de changement de ces variables ou paramètre. En normalisant chacun des termes de l'équation 3.17 (division par le rapport de Q_{Hypo} sur la variable), on obtient un indice de sensibilité relative qui varie entre -1 et +1. Par exemple, l'indice de sensibilité relative (ISR) de Q_{Hypo} par rapport au couvert forestier (CF) est défini par :

$$ISR(CF, Q_{Hypo}) = \left(\frac{\delta Q_{Hypo}}{\delta CF} \right) * \left(\frac{CF}{Q_{Hypo}} \right) \quad (3.18)$$

où: ISR : Indice de sensibilité relative de Q_{Hypo} par rapport au couvert forestier

Des valeurs négatives d'ISR indiquent que Q_{Hypo} diminue lorsque le paramètre ou la variable augmente. Un ISR de 0,5 signifie qu'une augmentation du 100% du paramètre en question produit

une augmentation de 50% de Q_{Hypo} . Si l'ISR vaut -0,25, cela signifie qu'une augmentation de 100% du paramètre amène une diminution de 25% de Q_{Hypo} . Étant donné que l'ISR est normalisé, sa valeur va changer durant la modélisation, en fonction de la valeur de Q_{Hypo} et de la variable d'entrée. Les valeurs minimales et maximales d'ISR pour chacun des paramètres listés dans l'équation 3.15 sont rapportées dans la section des résultats.

3.5.2 Résultats de l'analyse de sensibilité

La sensibilité du modèle par rapport à l'inclusion du couvert forestier dans les équations calculant l'apport thermique des écoulements advectifs du ruissellement de surface et hypodermiques a été testée. Les blocs de coupe prévus pour la deuxième phase du projet du ruisseau Catamaran ont été simulés en diminuant le couvert forestier proportionnellement à la surface coupée sur chaque carreau entier afin de vérifier la sensibilité du modèle aux modifications apportées. Par exemple, un carreau entier ayant une fermeture de futaie initiale de 80% et subissant une coupe à blanc sur 50% de sa surface aurait une fermeture de futaie moyenne après la coupe de 40%. Finalement, des coupes fictives correspondant à 50%, puis à 100% du couvert forestier initial ont été appliquées dans le but de vérifier la sensibilité du modèle à cette variable. Tel que mentionnée à la section 3.5.1, les résidus moyens (différences de températures entre les simulations avec le couvert forestier original et le couvert forestier après les coupes) ont été utilisés pour vérifier la sensibilité du modèle. Les résidus ont été calculés pour la période de mai à octobre, afin d'établir l'impact sur le régime thermique durant la saison sans gel. De plus les résidus moyens ont été calculés pour la période du mois de mai durant laquelle il y a un écoulement hypodermique causé par la crue printanière. Ces calculs sont présentés pour la station 2 (tableau 3.9) et pour la station 3 (tableau 3.10). À la station 3, la coupe prévue durant la phase 2 du projet représente un pourcentage plus important du sous bassin (20 %) qu'à la station 2 (< 10%).

À la station 2, la diminution de la fermeture de futaie proportionnellement à la coupe réelle n'a pas eu d'effet important sur le régime thermique de mai à octobre. Les différences de température moyenne n'ont jamais dépassé 0,05 °C pour les 6 années modélisées (tableau 3.9). Une coupe fictive de 50% a amené une augmentation de la température moyenne variant entre 0,13 °C et 0,26 °C

(tableau 3.9). Lorsque le bassin versant est entièrement coupé (sauf pour la lisière réglementaire sur les rives du cours d'eau) l'augmentation de la température moyenne pour la période de mai à octobre varie entre 0,33 °C et 0,67 °C (tableau 3.9). L'analyse de sensibilité du régime thermique du mois de mai montre un impact plus important durant cette période où il y a un écoulement hypodermique. Bien que la coupe réelle ne montre toujours pas de différences de température moyenne significative pour le mois de mai, une diminution de la fermeture de futaie de 50% fait augmenter la température moyenne de 0,16 °C à 0,36 °C (tableau 3.9). La diminution de la fermeture de futaie de 100% amène des augmentations de la température moyenne allant jusqu'à 0,93 °C.

Les simulations à la station 3 ont démontré des différences de températures plus importantes pour la coupe réelle. La coupe prévue sur le sous bassin représente une proportion plus importante de sa superficie (20%). Les augmentations de la température moyenne associées à la coupe réelle entre mai et octobre à la station 3 varient entre 0,11 °C et 0,26 °C (tableau 3.10). Une coupe correspondant à 50% de la fermeture de futaie produit des augmentations de la température moyenne variant entre 0,16 °C et 0,39 °C (tableau 3.10). Une coupe complète amène une augmentation de la température moyenne variant entre 0,34 °C et 0,76 °C (tableau 3.10). L'analyse des températures moyennes du mois de mai révèle des augmentations de la température moyenne de 0,13 °C à 0,47 °C pour la coupe réelle (tableau 3.10). Les résultats pour une coupe de 50% montrent une augmentation de la température moyenne de 0,16 °C à 0,57 °C (tableau 3.10). Une coupe complète produit une augmentation de la température moyenne du mois de mai allant jusqu'à 1,01 °C.

Tableau 3.9. Résultats des scénarios de modélisation à la station 2. Les différences de température moyennes ($\Delta T =$ modifié - original) ont été calculées pour chaque année (mai à octobre) ainsi que pour la période de ruissellement important au mois de mai. Les simulations de température avec la fermeture de futaie originale et une fermeture de futaie représentant la coupe réelle, une coupe fictive de 50% et une coupe fictive de 100% ont été comparées.

Année	Mai à octobre			Mai				
	T (°C) Moyenne originale	ΔT (°C) coupe réelle	ΔT (°C) coupe 50%	ΔT (°C) coupe 100%	T (°C) moyenne originale	ΔT (°C) coupe réelle	ΔT (°C) coupe 50%	ΔT (°C) coupe 100%
1990	10,54	0,05	0,26	0,67	7,64	0,07	0,36	0,93
1991	10,36	0,05	0,26	0,66	7,66	0,03	0,16	0,34
1992	9,93	0,02	0,14	0,35	7,71	0,03	0,16	0,43
1993	11,30	0,05	0,26	0,68	9,70	0,06	0,34	0,88
1994	11,62	0,03	0,17	0,32	8,03	0,06	0,36	0,91
1995	12,34	0,03	0,13	0,33	8,33	0,04	0,22	0,56

Tableau 3.10. Résultats des scénarios de modélisation à la station 3 (tributaire). Les différences de température moyennes ($\Delta T =$ modifié - original) ont été calculées pour chaque année (mai à octobre) ainsi que pour la période de ruissellement important au mois de mai. Les simulations de température avec la fermeture de futaie originale et une fermeture de futaie représentant la coupe réelle, une coupe fictive de 50% et une coupe fictive de 100% ont été comparées.

Année	Mai à octobre			Mai			ΔT (°C) coupe 100%
	T (°C) Moyenne originale	ΔT (°C) coupe réelle	ΔT (°C) coupe 50%	T (°C) moyenne originale	ΔT (°C) coupe réelle	ΔT (°C) coupe 50%	
1990	9,83	0,26	0,39	7,01	0,33	0,46	1,01
1991	9,73	0,24	0,34	6,64	0,17	0,26	0,56
1992	9,11	0,12	0,18	6,77	0,13	0,16	0,54
1993	10,56	0,24	0,35	9,08	0,47	0,57	0,99
1994	10,92	0,11	0,16	7,81	0,31	0,44	0,96
1995	11,66	0,13	0,18	7,72	0,22	0,31	0,56

Afin de brosser un tableau plus complet de la sensibilité du modèle aux changements apportés, il importe non seulement d'examiner l'impact de ces changements sur le régime thermique annuel et celui de la crue printanière (tableaux 3.9 et 3.10), mais aussi pendant des événements se déroulant sur une plus courte échelle temporelle.

À titre d'exemple, on peut évaluer les changements de températures associés à la coupe lors de précipitations importantes durant la saison estivale. Un des événements pluvieux les plus importants à s'être produit sur le bassin versant du ruisseau Catamaran est celui associé à la tempête tropicale Bob du 19 et 20 août 1991. Durant cette tempête, 77 mm de pluie sont tombés en 14 heures sur le bassin versant. Un total de 92 mm de pluie est tombé entre le 18 et le 23 août. Lorsque les différents scénarios de coupe sont simulés pour cette période, d'importantes augmentations de température sont enregistrées (figure 3.19). La simulation de la coupe réelle produit une augmentation de la température allant jusqu'à 0,3 °C au plus fort de la tempête. Une coupe de 50% produit une augmentation de la température de l'eau atteignant 1,7 °C et une coupe correspondant à une réduction de 100% de la fermeture de futaie produit une augmentation de la température de plus de 3 °C pour la journée du 19 août 1991 (figure 3.19).

La tempête tropicale Bob est un événement pluvieux extrême, ayant une période de récurrence de 100 ans (Cunjak et al., 1993). Il faut aussi vérifier la sensibilité du modèle lors d'événement moins important. Entre le 20 et le 25 juillet 1993, le bassin versant du ruisseau Catamaran a reçu 50.9 mm de pluie (figure 3.20). Une analyse des 3 scénarios de coupe durant cette période montre que le modèle modifié calcule des températures plus élevées qu'avec le couvert forestier original. Lorsque la coupe réelle est simulée, les températures journalières subissent des augmentations allant jusqu'à 0,18 °C durant l'événement. Lorsque l'on applique les coupes fictives de 50% et 100%, les augmentations de température atteignent 0,93 °C et 2,38 °C respectivement durant cette période pluvieuse (figure 3.20).

La section 3.5.1 décrit une technique de calcul de sensibilité relative permettant de compléter les

résultats décrits ci-dessus. Les indices de sensibilité relative (ISR) du terme Q_{Hypo} , pour chacune des nouvelles variables d'entrées nécessaires à son calcul sont compilées (tableau 3.11) et permettent de mieux visualiser le poids relatif de chacune des variables d'entrée.

Les ISR pour les deux paramètres reliés au couvert forestier (CF et ISF) sont négatifs (tableau 3.11), ce qui implique qu'une augmentation du couvert forestier (CF) ou de l'indice de surface de la futaie (ISF) produit une diminution du terme Q_{Hypo} et par conséquent, une diminution de la température. Les ISR de ces deux paramètres sont égaux en tout temps puisque la dérivée normalisée de Q_{Hypo} par rapport à CF est égale à la dérivée normalisée de Q_{Hypo} par rapport à ISF. Évidemment, le scénario de coupe totale (CF = 0) produit une ISR nul. Les autres scénarios de coupe produisent des ISR variant entre -0,08 et -0,28 pour ces deux variables d'entrée. Un ISR de -0,28 indique qu'une augmentation de 100% du couvert forestier ou de l'indice de surface de la futaie amènerait une réduction de 28% du terme Q_{Hypo} .

Les autres variables d'entrée ont obtenu des ISR positifs, ce qui implique qu'une augmentation de leur valeur amène une augmentation de Q_{Hypo} . Le jour de l'année (t) couvre presque tout l'éventail des valeurs possible d'ISR ($0,965 > ISR > -1,0$). Ceci s'explique par l'utilisation de la fonction sinusoïdale dans le calcul de T_{Hypo} (équation 3.11) et dans la simulation de la croissance de la futaie des feuillus (équations 3.13 et 3.14).

Les paramètres liés au calcul de la température du ruissellement hypodermique (T_{prof} et C) ont tous deux obtenus des valeurs positives d'ISR. La température en profondeur (T_{prof}) a obtenu des ISR variant entre 0,13 et 0,20 (tableau 3.11). Donc, une augmentation de 100% de cette température amènerait une augmentation de Q_{Hypo} variant entre 13% et 20%. Le scénario de coupe n'a pas d'effet sur cette variable puisque la futaie est traitée comme une constante et ne fait pas partie du résultat de la dérivée. La constante C (équation 3.11) obtient des ISR nettement plus importants ($0,85 < ISR < 0,92$). Doubler la valeur de C amène une augmentation de Q_{Hypo} variant entre 85% et 93%.

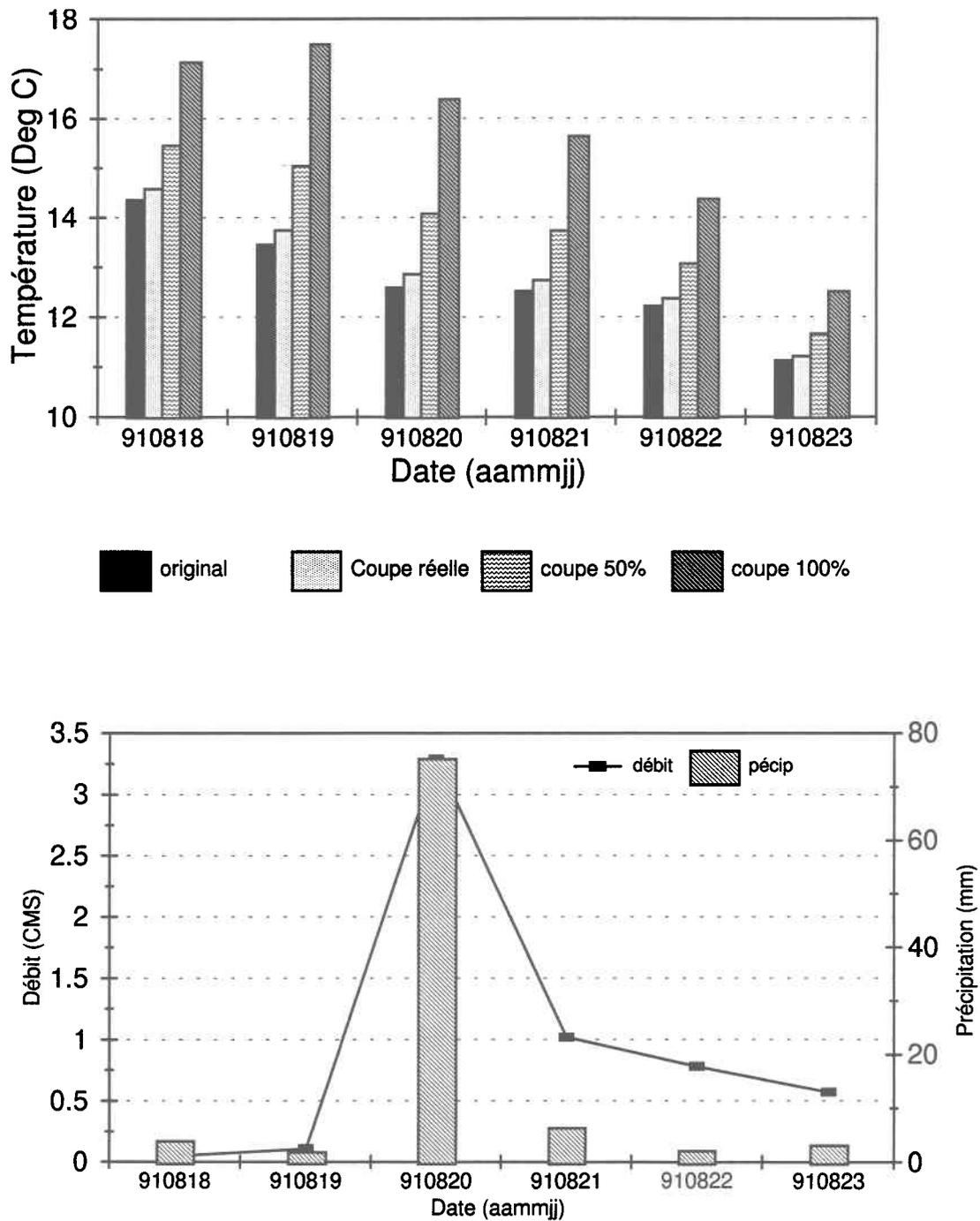


Figure 3.20. Simulations des effets de la coupe forestière sur le régime thermique à la station 2, durant la tempête tropicale Bob (19-23 août 1991).

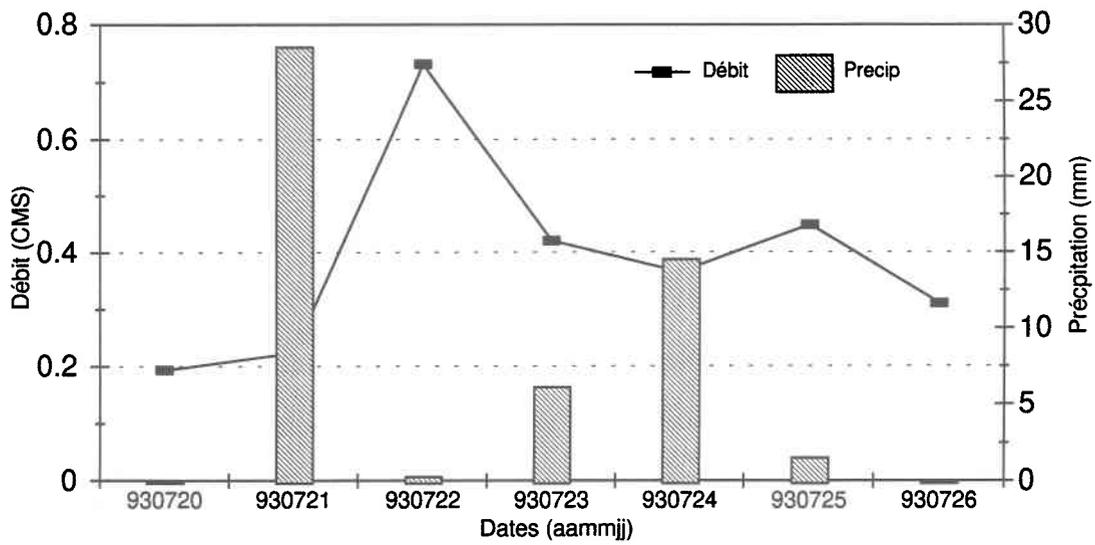
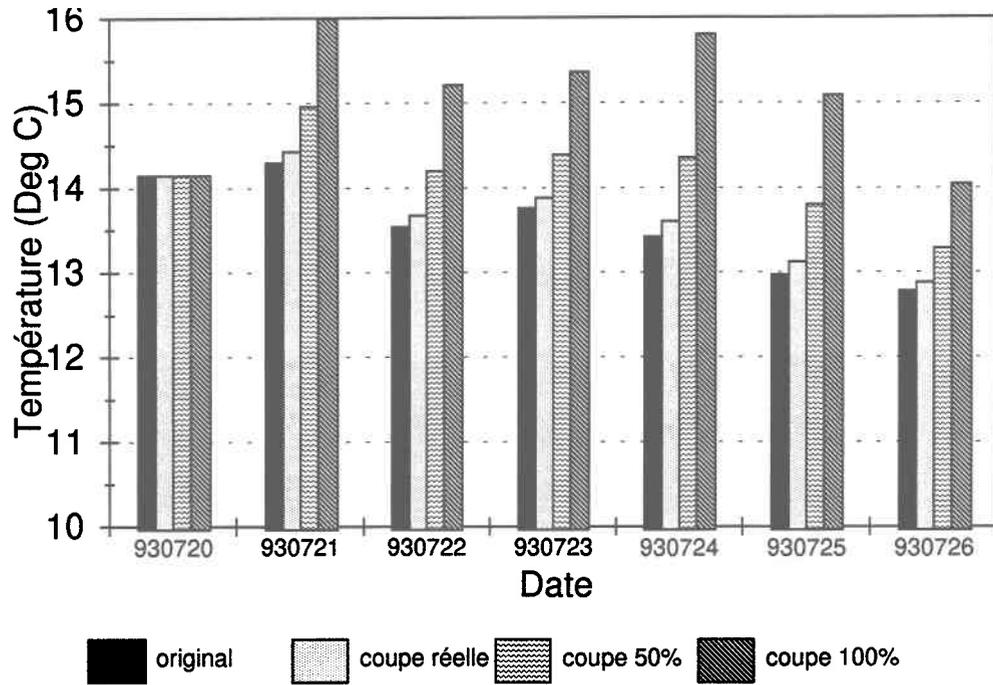


Figure 3.21. Simulations des effets de la coupe forestière sur le régime thermique à la station 2, entre le 20 et le 26 juillet 1993.

Tableau 3.11. Indice de sensibilité relative (ISR) minimum et maximum du terme Q_{Hypo} (modèle modifié) aux variables servant à son calcul. Les ISR ont été calculées pour les 3 scénarios de coupe, sur l'ensemble des carreaux entiers du bassin versant.

Variable d'entrée		ISR pour chaque scénario de coupe			
		Initial	coupe réelle	50%	100%
CF	max	-0,19	-0,08	-0,11	n/a ^a
	min	-0,28	-0,27	-0,21	n/a
ISF	max	-0,19	-0,08	-0,11	n/a
	min	-0,28	-0,27	-0,21	n/a
t	max	0,97	0,97	0,97	0,97
	min	-1,00	-1,00	-1,00	-1,00
T _{prof}	max	0,20	0,20	0,20	0,20
	min	0,13	0,13	0,13	0,13
C	max	0,923	0,923	0,923	0,923
	min	0,845	0,845	0,845	0,845

^a non applicable

3.6 Discussion et conclusion

3.6.1. Comparaison du modèle original et du modèle modifié.

Le modèle de température CEQUEAU a permis de simuler adéquatement le régime thermique d'un petit bassin versant forestier. Les erreurs quadratiques moyennes obtenues lors de la simulation avec le modèle original sur le ruisseau Catamaran étaient plus importantes que celles obtenues avec CEQUEAU sur un bassin versant de plus de 1000 km². En effet, les simulations de Marceau et al. (1986) sur la rivière St-Anne ont été caractérisées par des erreurs quadratiques moyennes (EQM) variant entre 0,75 °C et 2,1 °C (moyenne = 1,15 °C). Le tableau 3.5 rapporte des EQM variant entre 1,38 °C et 3,30 °C pour le modèle original au ruisseau Catamaran. Il semble donc que selon ce critère, le modèle original obtient de meilleurs résultats sur les bassins plus grands. Étant donné la superficie du bassin versant modélisé par Marceau et al. (1986), les lames d'eau servant au calcul

de l'enthalpie étaient nettement supérieures à celles du ruisseau Catamaran. Pour cette raison, les réchauffements et les refroidissements sont plus progressifs et se marient mieux aux températures mesurées. La superficie du bassin versant n'explique évidemment pas, à elle seule, les variations dans la performance d'un modèle. La qualité et la quantité des données d'entrée sont souvent plus importantes pour expliquer la performance d'un modèle. La présence de plus d'une station météorologique, par exemple, permet une meilleure interpolation des températures de l'air et des précipitations entre les stations.

Le modèle modifié a permis d'abaisser les erreurs quadratiques moyennes (baisse moyenne de $0,23^{\circ}\text{C}$, ou 3%) dans le cas du ruisseau Catamaran. Les modifications apportées à la méthode de calcul de la température du ruissellement hypodermique (équations 3.11 et 3.12) ont permis de diminuer les variations de température qui étaient exagérées dans bien des cas. Par exemple, une comparaison des figures 3.3 et 3.9 (1991) permet de confirmer que la série chronologique des températures calculées par le modèle modifié présente moins de grandes variations (diminution de l'écart journalier allant jusqu'à $0,5^{\circ}\text{C}$) de courte durée (c'est-à-dire ayant des périodes de 2 à quelques jours) que le modèle original. Ceci est particulièrement bénéfique pour les mois de juillet, août et septembre, période habituellement caractérisée par des débits faibles et des températures élevées. Les variations de température modélisées avec le nouvel algorithme sont généralement plus représentatives des fluctuations observées durant cette période estivale (figures 3.3 et 3.12, figure 3.5 et 3.14, figures 3.7 et 3.16). Cependant, l'utilisation d'un algorithme de calcul sinusoïdal (équation 3.11) a tendance à trop atténuer les variations de température durant le mois de juin. La tendance à sous-estimer les températures de l'eau durant ce mois, déjà apparente dans le modèle original ($\Delta t_{\text{max}} = 2.0^{\circ}\text{C}$; tableau 3.5), se retrouve légèrement amplifiée par les modifications apportées ($\Delta t_{\text{max}} = 2.4^{\circ}\text{C}$; tableau 3.8).

D'une façon générale, selon les deux critères d'évaluation utilisés, (EQM et NTD), les modifications apportées ont amélioré la performance du modèle. De plus, ces modifications ont permis d'utiliser des paramètres plus réalistes de modèle. Le paramètre COPROM (coefficient de profondeur du ruisseau) est passé de 10 à 5. Bien que cette valeur soit encore élevée, elle est plus réaliste. Au

ruisseau Catamaran, le rapport entre la largeur et la profondeur du ruisseau varie mais se situe typiquement autour de 3:1. De plus, le calage du modèle modifié met moins d'emphasis sur la radiation infrarouge. Le modèle modifié a diminué le poids relatif de cette composante du budget thermique à une valeur qui se rapproche plus des autres termes du budget thermique à la surface du cours d'eau, ce qui est recommandé par les auteurs du modèle (Morin et al., 1983).

La performance du modèle modifié se rapproche plus de celle d'un modèle stochastique appliqué au même endroit, pour la même période. En simulant les données de température à Catamaran, Caissie et al. (1998) ont obtenu des erreurs quadratiques moyennes variant entre 0,6 °C et 1,24 °C (moyenne de 1,13 °C). Les erreurs quadratiques moyennes (EQM) obtenues à l'aide du modèle modifié (Moyenne de 1,77°C) sont quand même légèrement supérieures à celles obtenues par Caissie et al. (1998), surtout à cause des écarts importants en 1990 et 1991.

3.6.2 Analyse de sensibilité

Trois analyses de sensibilité (analyse des résidus, visualisation graphique et ISR) ont été utilisées afin de permettre une description détaillée de la réaction du modèle modifié face aux changements de couvert forestier. Il est important de garder cette analyse dans le contexte de la première phase du projet du ruisseau Catamaran, durant laquelle la coupe n'a pas eu lieu. Au moment de la rédaction de ce texte, la seconde phase est en cours. Jusqu'à présent, moins de 10% de la superficie du bassin versant a été coupée mais la coupe n'est pas encore terminée. Les analyses préliminaires n'ont pas décelé de modifications significatives des régimes hydrologiques et thermiques jusqu'à présent (D. Caissie, Pêches et Océans Canada, comm. pers.). La vérification des résultats avec un couvert forestier diminué n'est donc pas encore possible sur le ruisseau Catamaran. L'analyse des résidus moyens permet quand même de quantifier l'augmentation de la température moyenne imputable à différents scénarios de coupe pour une période donnée. L'analyse des résidus moyens pour la période de mai à octobre de chaque année n'a montré aucun impact important de la coupe réelle sur le régime thermique. Il faut se rappeler que cette coupe représente une diminution du couvert forestier de moins de 10% de la superficie du bassin. La protection du ruisseau par une bande riveraine suffisamment large pour conserver intact le budget thermique à la surface fait en sorte de

minimiser l'impact de la coupe sur les températures de l'eau. C'est probablement la principale raison expliquant que les changements de températures simulés par le modèle sont inférieurs à ceux trouvés dans la littérature citée en début de chapitre.

Il existe un bon nombre de raisons pour expliquer le peu d'impact de cette coupe. De façon générale, les termes du budget thermique modifiés (les écoulements de surface et hypodermiques locaux) sont des composantes de l'apport thermique au ruisseau dont l'importance relative fluctue beaucoup. Il existe de longues périodes durant l'été durant lesquelles Q_{Ruis} et Q_{Hypo} sont nuls. Lorsque l'on compare la contribution du terme Q_{Hypo} aux autres termes du budget thermique sur le ruisseau Catamaran, on constate que ce terme est souvent négligeable. Ceci corrobore les résultats de Rishel et al. (1982) qui soulignent la prépondérance de la radiation solaire et de la convection dans le budget thermique d'un cours d'eau. Ces deux termes demeurent inchangés par les modifications suggérées. Le volume d'eau provenant de ces apports locaux (spécialement l'écoulement de surface) sont habituellement moins importants en forêt que sur des bassins versants urbains ou sur des sols agricoles compacts. Cosandey (1986), a expliqué, dans son étude d'un petit bassin versant forestier en France, que seuls certains endroits, où le niveau de la nappe phréatique, est très élevé peuvent permettre un écoulement de surface ou hypodermique. Habituellement, ces contributions sont épisodiques, ce qui est confirmé par l'analyse de l'importance relative du terme Q_{Hypo} par rapport à l'apport local énergétique et l'énergie totale (figures 3.9 et 3.10). Les données du ruisseau Catamaran démontrent que ces contributions sont relativement plus importantes lors des crues printanières. On constate que l'énergie thermique attribuée au ruissellement hypodermique constitue en moyenne moins de 35% de l'apport local et moins de 18% de l'énergie totale à la station 2. Cependant, les séries chronologiques journalières révèlent que durant certains événements, Q_{Hypo} peut aussi devenir un des termes important (figures 3.9 et 3.10). Les faibles différences de températures moyennes rapportées pour la période de mai à octobre au tableau 3.9 semblent donc réalistes, à la lueur de la faible contribution de Q_{Hypo} sur une base annuelle.

Lorsqu'on isole le mois de mai, on constate une augmentation des résidus pour les scénarios de coupe de 50% et de 100%. Le mois de mai est une période où le ruissellement hypodermique

imputable à la fonte est présent. On aurait pu s'attendre à ce que le modèle soit plus sensible et que les résidus soient plus importants, étant donné l'importance du ruissellement hypodermique durant cette période. Il faut quand même se rappeler qu'à ce moment de l'année, la température du ruissellement hypodermique, bien que plus chaude que celle du ruisseau, n'est réchauffée autant que durant la période estivale puisque la fonction sinusoïdale servant à calculer T_{Hypo} (équation 3.11) est au début de sa portion ascendante. Son poids relatif est alors évidemment plus faible que pour la période estivale.

L'analyse des résidus à la station 3 (tributaire) a démontré que CEQUEAU pouvait enregistrer des différences plus importantes de température (résidus) lorsqu'une diminution de la fermeture de futaie proportionnelle à la coupe (environ 20% du sous bassin) est appliquée. Les températures moyennes du mois de mai subissent une augmentation variant entre 0,17°C et 0,47°C.

Les coupes fictives ont quand même permis de confirmer que le nouvel algorithme est sensible à des coupes plus importantes (50% et 100%). Les scénarios de coupe fictive ont produit des différences de températures moyennes majoritairement statistiquement significatives (tableaux 3.9 et 3.10).

Plusieurs études ont démontré que lorsqu'une plus grande superficie du bassin est coupée, on observe des hausses de température importantes même lorsqu'il y a une lisière d'arbres conservée le long du cours d'eau (Rishel et al., 1982). Dans ce sens, la simulation faite avec une diminution de fermeture de futaie de 50% se rapproche des résultats fait sur d'autres bassins versants (Likens et al., 1970 ; Swift et Messer, 1971). Les différences moyennes entre les valeurs avant et après la coupe sont similaires à celles obtenues par Rishel et al. (1982) lorsqu'une lisière est laissée en place. Il semble donc que l'ajout de la fermeture de futaie, tel que décrite ci-haut pour le modèle de température CEQUEAU, permet une modélisation plus réaliste des impacts de la coupe.

Il est important de noter aussi les changements ponctuels importants de certaines températures journalières associées à une telle réduction (figures 3.17 et 3.18). Les différences de températures imputables à la coupe lors d'événements pluvieux peuvent être très importantes sur une courte

période. Selon Dockray et al. (1996), des différences de températures journalières allant jusqu'à 1,8°C peuvent avoir un impact sur le stress imposé aux salmonidés du cours d'eau. Des effets locaux peuvent, entre autre, modifier la période de fraie du saumon à l'intérieur d'un même cours d'eau (Webb et McLay, 1996) ainsi que la période d'éclosion des oeufs au printemps. Au ruisseau Catamaran, des paniers d'incubation installés près de la station 2, dans la zone adjacente à une zone ayant subi une coupe à blanc, ont éclos de 2 à 3 semaines avant les paniers situés hors de cette zone et dans la même zone avant la coupe (P. Hardie, Pêche et Océans Canada, données non publiées). Des mesures de températures ponctuelles prises lors de la récupération des paniers d'incubation ont démontré une différence de température allant jusqu'à 2 °C entre le bief du ruisseau près de la zone coupée et les biefs en amont. Bien que ces données soient ponctuelles, elles permettent de confirmer que l'algorithme proposé ici produit des changements ponctuels au régime thermique qui sont réalistes.

L'utilisation des indices de sensibilité relative (ISR) permet de quantifier l'importance des variables d'entrée introduites avec le nouvel algorithme sans avoir à multiplier les scénarios de modélisation. Le tableau 3.11 montre que dans l'ensemble, une augmentation du simple au double des variables reliées à la futaie (CF et ISF) aurait pour conséquence une diminution maximale de 28% de Q_{Hypo} . Si on considère que le terme énergétique du ruissellement hypodermique représente en moyenne moins de 17% du budget énergétique total, il en découle que doubler la valeur de CF, par exemple, produirait une augmentation moyenne de température de 4,8%. Si Q_{Hypo} représente une proportion de 50% du budget thermique total pour une journée donnée (comme ce fut le cas durant la tempête tropicale Bob, figure 3.17), doubler la valeur de CF à ce moment amènerait une augmentation moyenne de température de 14%.

La variable ou paramètre d'entrée ayant le plus d'influence sur Q_{Hypo} (mis à part le jour de l'année) est la constante C, traitée comme un paramètre d'ajustement. Doubler cette valeur amène un quasi-doublement de la valeur de Q_{Hypo} ($0,85 < ISR < 0,92$). Cette constante provient de la méthodologie de simulation des températures du sol de Deardoff (1978) qui a été reprise dans les équations 3.10 et 3.11 et appliquée à la température du ruissellement hypodermique. Deardoff mentionne que cette

constante correspond, en terme physique, à l'amplitude de la fonction sinusoïdale représentant le flux net de chaleur à la surface du sol. La mesure du flux net de chaleur au sol implique la reconstruction complète du budget calorifique du sol qui ne peut se faire sans de nombreuses mesures sur le terrain (Deardoff, 1978; Blanken et Rouse, 1994). Bien que cette approche soit souhaitable, elle ne semble pas réaliste pour la majorité des bassins versants forestiers. La méthode d'ajustement par essai et erreur demeure une approche qui donne de bons résultats.

En guise de conclusion, rappelons que le modèle CEQUEAU a été appliqué au ruisseau Catamaran afin de simuler les températures de l'eau sur un petit bassin versant forestier. Des modifications à l'algorithme de calcul de certaines composantes du bilan thermique ont été apportées afin de permettre une modélisation plus réaliste dans le contexte d'un petit bassin versant forestier subissant une coupe. Les modifications à la méthode de calcul incluent une méthode de calcul de la température du ruissellement hypodermique qui minimise les variations à des fréquences supérieures que celle du cycle annuel. De plus, l'ajout du couvert forestier comme variable de calcul dans les apports calorifiques du ruissellement et de l'écoulement hypodermique a été testé sur le ruisseau Catamaran.

Selon les deux critères d'évaluation utilisés (coefficient de Nash et erreur quadratique moyenne), le nouvel algorithme a amélioré légèrement la performance du modèle. Une analyse de sensibilité, basée sur des scénarios de coupe allant de la coupe réelle jusqu'à la coupe complète du bassin versant, a permis de montrer que le modèle est peu sensible si on analyse le bilan thermique annuel. La raison principale de ce manque apparent de sensibilité est le rôle mineur que jouent les deux types d'écoulement mentionnés sur une base annuelle. Par contre, une analyse détaillée montre que le modèle modifié réagit aux événements pluvieux, et que les hausses de température simulées pour les différents scénarios de coupe sont réalistes. La simulation d'une pluie ayant une période de récurrence de 100 ans par le modèle modifié suggère que des augmentations des températures journalières de l'eau de près de 1 °C si on coupe 50% du bassin, et de plus de 2 °C si on le coupe complètement. De telles hausses pourraient avoir un impact sur la faune aquatique. Il faut noter que la régénération est très efficace pour recoloniser les zones coupées, et par conséquent, les impacts

sur la faune aquatique pourraient être limités dans le temps.

L'utilisation des indices de sensibilité relative (ISR) a permis de vérifier l'importance des nouveaux paramètres et variables d'entrée introduits avec les modifications apportées au modèle. Le nouvel algorithme est de 2 à 3 fois plus sensible aux ajustements de la température du ruissellement hypodermique qu'au changement du couvert forestier.

L'inclusion du pourcentage de couverture des cimes et de l'indice de superficie foliaire est une méthode fort probablement adéquate pour traiter l'effet du couvert forestier dans le bilan radiatif et énergétique d'un bassin versant forestier. Il y aurait lieu de proposer, dans une étude ultérieure, la validation de ces fonctions au moyen de mesures de températures de l'eau hypodermique. Ce genre de vérifications des éléments intermédiaires du modèle déterministe permet généralement d'améliorer la mécanique d'un simulateur.

CHAPITRE 4.

MODÉLISATION DES SOLIDES DISSOUS

4.0 Introduction

Les chapitres précédents ont fait état de l'application de deux composantes physiques du modèle CEQUEAU : la modélisation hydrologique et les simulations de température de l'eau en rivière. Le modèle CEQUEAU permet aussi de modéliser certaines variables chimiques importantes en rivière, telles que l'oxygène dissous, la demande biochimique en oxygène et les solides dissous (Morin et al., 1995). Ce chapitre porte sur la modélisation des solides dissous, avec le modèle original et avec une nouvelle approche conceptuelle.

Dans un premier temps, une revue de littérature permet de souligner l'importance de ce paramètre de qualité de l'eau dans le cas de bassins versants forestiers soumis à l'activité forestière, ainsi que l'impact des variations des concentrations de solides dissous sur le poisson. Les 2 grandes approches de modélisation existantes sont ensuite passées en revue.

La simulation des solides dissous avec le modèle original sur le ruisseau Catamaran est décrite, pour permettre une comparaison avec une nouvelle approche conceptuelle pour l'estimation des concentrations de solides dissous de la nappe phréatique.

4.1 Revue de littérature

Dans bien des applications, il est difficile d'obtenir des mesures de solides dissous fréquentes et souvent, seule la conductivité est mesurée. Avant de pouvoir situer les solides dissous dans le contexte des activités forestières et des écosystèmes aquatiques, il faut bien définir et circonscrire la relation qui existe entre les concentrations de solides dissous et la conductivité.

4.1.1. Définition des solides dissous et de la conductivité

La structure moléculaire de l'eau lui confère une grande capacité de dissolution. On lui donne souvent le nom de "solvant universel". On trouve donc une multitude d'ions dans l'eau, en quantité variable. Les ions majeurs retrouvés dans l'eau en milieu naturel ont été résumés par Wetzel (1983). Parmi les cations on retrouve le calcium (Ca^{++}), le sodium (Na^+), le magnésium (Mg^{++}) et le potassium (K^+). Les anions majeurs sont les carbonates et bicarbonates (HCO_3^- , CO_3^{--}), les sulfates (SO_4^{--}) et le chlore (Cl^-).

Morin et al. (1984) ont défini la concentration en solides dissous pour fin de modélisation comme étant la somme des concentrations des ions majeurs les plus importants. Les constituants mineurs inorganiques et les matières organiques dissoutes sont exclus du calcul, comme on peut le constater dans l'équation 4.1 :

$$S = [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{CO}_3^{--}] + [\text{SO}_4^{--}] + [\text{Cl}^-] \quad (4.1)$$

Où S : Concentration en solides dissous (ppm) ;
 [X] : concentration de l'ion majeur X (ppm).

La conductivité est une mesure indirecte des solides dissous. Elle a le double avantage de pouvoir être mesurée *in situ* et de ne pas requérir de manipulations en laboratoire. Il s'agit, à l'aide d'électrodes, de mesurer la capacité de l'eau à conduire le courant électrique. Les unités utilisées sont les Mohs (1 Moh = $1/\Omega$) ou les Siemens (S). La mesure de 1 S laisse passer un courant de 1 ampère (A) entre 2 points à un voltage de 1 Volt. Habituellement, on mesure la conductivité entre deux électrodes de 1 cm^2 séparées par 1 cm (S cm^{-1} ; Cole, 1994).

La conductivité étant une mesure des ions dissous dans l'eau, elle varie avec la température. Afin de pouvoir comparer les mesures, on corrige la conductivité en fonction de la température de l'eau au moment de la mesure. Habituellement, la température utilisée comme standard est 25°C et la correction est de 2% par degré, (Thomas 1986).

4.1.2 Les concentrations de solides dissous, la conductivité et la coupe forestière.

Dans une revue de littérature sur l'effet des pratiques forestières sur la qualité de l'eau, Krause (1983) rappelle qu'il y a deux raisons pour l'augmentation de la conductivité ou de la concentration des solides dissous après la coupe. D'abord, la coupe du bois diminue l'interception des précipitations et l'évapotranspiration. Lorsque ces modifications sont associées à un changement dans le taux de percolation causé par un sol plus compact, les écoulements de surface et hypodermiques peuvent augmenter. L'eau ainsi acheminée à la rivière est plus susceptible de dissoudre des solides car les concentrations de minéraux et d'éléments nutritifs sont plus importantes près de la surface du sol. En second lieu, les processus biochimiques qui caractérisent la concentration des éléments minéraux et nutritifs du sol sont modifiés lorsque les arbres sont coupés. Les augmentations de concentrations de Calcium et Magnésium de certains bassins versants ayant subi une coupe à blanc ont été expliquées par un changement de l'équilibre ionique associé aux bicarbonates présents dans le sol (Krause, 1983).

Plusieurs études ont démontré que les pratiques forestières telles que la coupe à blanc sur un bassin versant peuvent augmenter les concentrations de solides dissous de façon significative. Fredriksen (1971) a mesuré une augmentation des concentrations de solides dissous de plus de 20%, après une coupe à blanc sur un petit (i.e. < 100 km²) bassin versant forestier de l'ouest américain. Il a fallu attendre six ans avant de mesurer un rétablissement des concentrations de solides dissous à un niveau similaire à celui existant avant la coupe. Martin et al. (1986) ont aussi mesuré une augmentation importante des concentrations de plusieurs ions lorsque la forêt environnante est coupée ou brûlée dans la région des montagnes Blanches du New Hampshire (États-Unis). Les concentrations de Calcium, ont passé de 1,8 ppm à 6,5 ppm durant les 2 années qui ont suivi la coupe.

L'influence de la coupe forestière sur les concentrations de solides dissous semble varier d'un endroit à l'autre. Ainsi, Brownlee et al. (1988) n'ont pas mesuré de variations significatives dans les concentrations d'échantillons d'eau prélevés à tous les mois avant et après la coupe sur le bassin versant de Slim Creek (É.-U.). La coupe pratiquée sur ce bassin était une coupe à blanc avec lisière

de conifères et feuillus (> 25 m) près des rives du cours d'eau. Les concentrations de solides dissous ont varié entre 60 et 150 mg/l pour les sites d'échantillonnages situés dans les zones coupées et non coupées. Brownlee et al. (1988) ont toutefois remarqué une augmentation de la concentration de certains ions tels que les orthophosphates et les nitrates après la coupe. Ils indiquent que la présence d'une zone tampon semble éviter une augmentation importante de la plupart des ions majeurs.

Les concentrations de métaux traces tels que le zinc sont jusqu'à 3 fois supérieures sur les bassins versants ayant subi une coupe à blanc. Sorensen et al. (1970) ont quantifié le taux d'exportation des solides dissous au ruisseau Hubbard avant et après la coupe : les quantités sont passées de 13.9 à 97 tonnes métriques par km². Likens et al. (1978) ont noté que les concentrations de solides dissous ont atteint un maximum au ruisseau Hubbard (New Hampshire), deux ans après la coupe, pour ensuite diminuer. Cette diminution serait symptomatique d'un appauvrissement du sol à moyen terme (2 à 5 ans), avant le début de la repousse. Toujours au ruisseau Hubbard, Fuller et al. (1988) ont mesuré une augmentation de la mobilisation des solides dissous après une coupe à blanc sur le bassin versant. Les changements importants ont été notés dans les concentrations de nitrates avant et après la coupe. Dans la même région, Martin et al. (1986) ont entrepris une étude sur neuf cours d'eau ayant subi une coupe à blanc complète. En moyenne, la conductivité a augmenté de plus de 20 µS/cm durant la première année qui suit la coupe. Il a fallu 4 ans en moyenne, avant que les mesures de conductivité reviennent au niveau précédant la coupe.

Une autre étude faite dans le Nord de l'Idaho, aux États-Unis, a démontré que la conductivité augmentait de façon significative (augmentation moyenne de 20 µS/cm) lorsque les cours d'eau drainent des parcelles ayant été coupées ou brûlées (Sorensen et al., 1977). Martin et al. (1984) ont aussi mesuré une hausse des concentrations de Ca après la coupe sur plusieurs bassins versants. Les concentrations doubleraient en moyenne.

Dans la région Atlantique, Krause (1983) indique que le principal changement à prévoir dans la concentration des ions dissous après une coupe à blanc dans une forêt de bois francs tolérants (tolérants à l'ombre) serait une augmentation des nitrates (NO₃). Cette réponse à la coupe est causée

par la richesse organique des premiers horizons du sol des forêts. Cependant, Krause 1983) ne mentionne pas si le même phénomène existe dans les forêts de conifères.

4.1.3 La conductivité, les concentrations de solides dissous et le poisson.

Les ions majeurs et mineurs dissous dans l'eau sont une composante importante de l'habitat du poisson (Munn et Meyer, 1990). Sorensen et al. (1977) ont étudié les effets des solides en suspension et dissous sur les organismes vivant en eau douce. Ils ont conclu que la quantité totale ainsi que la répartition des différents ions dans l'eau sont d'importants facteurs pour la productivité et la diversité spécifique. Ils ont aussi rappelé que la plupart des poissons peuvent s'adapter par osmorégulation, à des changements de conductivité. Selon ces auteurs, les niveaux de protéines et de glucose dans le sang peuvent changer en fonction de l'adaptation aux concentrations de solides dissous.

Donald et al. (1980) ont utilisé des techniques de régressions multiples afin d'établir les causes des variations de croissance d'Ombles fontaines (*Salvelinus fontinalis*) dans plusieurs lacs de l'Alberta. Ils ont attribué 7% des variations de croissance aux variations de conductivité de l'eau. La corrélation entre la conductivité de l'eau et la croissance était positive. Donald et al. (1980) expliquent cette corrélation par le fait que la conductivité est un indicateur de la productivité dans un lac.

La relation entre la concentration de certains ions et la productivité semble aussi s'appliquer aux cours d'eau. Munn et Meyer (1990) ont mesuré une corrélation positive entre les concentrations de carbone organique dissous et les concentrations de Ca. Le carbone organique dissout peut être un indicateur de la productivité primaire d'un cours d'eau. Il faut cependant noter que les rivières et les ruisseaux ne produisent pas tout le carbone organique dissout et que les sources allochtones peuvent être importantes (Hynes, 1970).

La production primaire, qui est à la base de toute chaîne alimentaire, est aussi affectée par la

conductivité. Blinn (1984) a mesuré la croissance de certaines diatomées (*Chaetoceros muelleri*). Le taux de division cellulaire de ces algues diminue de manière significative lorsque la conductivité est inférieure à 3 mmhos cm^{-1} . De plus, la dominance de certains ions (Na^+ , Mg^{2+}) favorisent la division cellulaire plus que d'autres (Ca^{2+}).

La conductivité et les concentrations de solides dissous ne semblent pas uniquement affecter la production primaire. Basaguren et Orive (1990) ont mesuré une forte relation entre la conductivité de l'eau et la distribution spatio-temporelle ainsi que l'abondance de trichoptères dans une rivière de l'Espagne. Les larves d'insectes sont souvent une source importante de nourriture chez les jeunes salmonidés (Scott et Scott, 1988).

Au niveau physiologique, certaines études ont démontré l'importance de la qualité de l'eau pour le saumon de l'Atlantique, surtout lors des premiers stades de la vie (embryons, alevins et tacons). Par exemple, McWilliams et Sheppard (1989) ont mesuré que la capacité d'absorption du sodium (Na^+) des Saumons varient en fonction des concentrations de Na^+ du milieu dans lequel l'oeuf a éclos.

Les conséquences des variations de solides dissous peuvent être plus difficile à interpréter que les variations des concentrations de composés précis tels que les nitrates, calcium, métaux lourds, etc. Cependant, la disponibilité de ces données au ruisseau Catamaran permet une application du modèle avec suffisamment de données pour permettre une tentative de calage et d'amélioration du modèle. Bien que la concentration en solides dissous soit une intégration de plusieurs composés, un changement important de la chimie de l'eau suite à la modification des facteurs abiotiques et biotiques pourrait être repéré à l'aide de cette variable. Il serait par contre difficile d'extrapoler les résultats de la modélisation en une indication d'un stress physiologique chez le saumon, mais tel n'est pas le but de cette thèse.

4.1.4 Les modèles de prédiction de conductivité et de concentrations de solides dissous

Il existe plusieurs modèles statistiques permettant la prédiction des concentrations de solides dissous, de la conductivité ou de certains ions, en fonction du débit. Le tableau 4.1 donne une liste de certains modèles retrouvés dans la littérature. Bien qu'ils offrent tous l'avantage d'être relativement simples, ils sont, dans la plupart des cas, spécifiques à un seul cours d'eau et, par conséquent, difficilement applicables à d'autres bassins versants. Les modèles de régressions négligent souvent un aspect important de la relation concentration-débit. Il a en effet été reconnu par plusieurs auteurs que, pour un événement hydrologique donné, cette relation diffère entre les portions ascendante et descendante de l'hydrogramme (Johnson et East, 1982; Stottlemyer et Troendle, 1992; Caissie et al., 1996). Dans la plupart des cas, les concentrations de solides dissous et, par conséquent la conductivité, diffèrent selon les composantes de l'écoulement (ruissellement, écoulement hypodermique et écoulement souterrain). Le débit d'une rivière donnée peut être dominé par différentes composantes durant la montée et la descente de l'hydrogramme. Par conséquent, on assiste souvent à un effet d'hystérésis : des concentrations différentes peuvent se produire pour une même valeur de débit selon que ce débit se situe dans la crue ou la décrue.

Plusieurs auteurs (Nakumara 1971; Johnson et al., 1969; Morin et al., 1988; Hirata et Murakoa, 1988) utilisent le principe de la conservation de la masse comme base pour la modélisation des solides dissous ou de la conductivité. Selon ce principe, la simulation ou la prédiction des concentrations d'ions dans l'eau est régie par les lois simples de dilution-concentration (Johnson et al., 1969, Hooper et Shoemaker, 1986). La conservation de la masse peut être simplement décrit comme suit :

$$C_o V_o + C_a V_a = C (V_o + V_a) \quad (4.2)$$

où:

- $C_o V_o$ = concentrations et volumes de la solution initiale;
- $C_a V_a$ = concentrations et volumes de la solution ajoutée;
- C = concentration de la solution finale.

Tableau 4.1 Modèles de régression et autres modèles statistiques

Auteurs	Année	Modèle
Pinder et Jones	(1969)	Régression multiple sur des cours d'eau de la Nouvelle-Écosse.
Singh et al.	(1979)	27 différents modèles par la Méthode des moindres carrés
Feller et Kimmins	(1979)	Équation de régression linéaire
Cluis et al.	(1988)	Régression linéaire entre la conductivité et le logarithme du débit.
Morkoc et al.	(1989)	Modèle stochastique de deuxième ordre.
Docampo et Bikuna	(1991)	Régression multiple avec la conductivité comme variable dépendante et la température, la concentration de carbonates, sulfates et chlore comme variables indépendantes.
Robson et al.	(1992)	Régression entre la conductivité et la précipitation modulée par le volume de pluie.
Caissie et al.	(1996)	Régression linéaire appliquée au ruisseau Catamaran.
St-Hilaire et al.	(1998)	Régression linéaire variant selon la saison pour le ruisseau Catamaran.

L'équation (4.2) s'applique habituellement à un système fermé, c'est-à-dire ayant des volumes et concentrations connues et constantes. Kite (1989) rappelle que les méthodes de prédictions de concentrations d'ions dissous basés uniquement sur un bilan massique et le principe de dilution fonctionne mieux pour les cours d'eau peu profonds et dans des conditions de débits importants.

Les modèles à bilans massiques sont nombreux. Le tableau 4.2 donne une liste de ceux retrouvés dans la littérature qui sont des applications de l'équation de conservation de la masse et qui tentent de tenir compte des différents phénomènes hydrologiques et hydrauliques.

Tableau 4.2. Modèles déterministes pour les solides dissous

Auteurs	Année	Modèle
Johnson et al.	(1969)	Équation de conservation de la masse appliquée à l'ensemble du bassin.
Nakamura	(1971)	Écoulement divisé en 2 composantes : le ruissellement et l'écoulement souterrain qui inclue l'écoulement hypodermique.
O'Connors composantes	(1976)	Équation de conservation de la masse avec possibilité de varier les concentrations des différentes en fonction du débit.
Pilgrim et al.	(1979)	Équation de conservation de la masse avec une composante temporelle qui fait varier la concentration des ions de l'eau en fonction du temps d'écoulement et de la pédologie.
Bouchard	(1983)	Bilan massique géochimique basé sur l'écoulement, l'évapotranspiration et les variations de la nappe.
Morin et al.	(1985)	Bilan de masse qui utilise les composantes du modèle Hydrologique CEQUEAU.
Christophersen et al.	(1990)	Modèle Birkeness : modèle hydrologique couplé à un modèle géochimique basé sur le principe des anions mobiles.
Neal	(1990)	Modèle Birkeness amélioré avec percolation vers le réservoir inférieur.
Wang et Martin	(1991)	Modèle hydrodynamique couplé au modèle QUAL2E pour le calcul de la conductivité.

4.2 Modèle original

4.2.1 Méthode

Le modèle CEQUEAU calcule les concentrations de solides dissous à partir des bilans de masse journaliers effectués sur chaque carreau partiel (Morin et al., 1986). La méthodologie détaillée du modèle a été décrite par Morin et al. (1984). Le bilan massique se décrit comme suit :

$$S = \frac{(CH_{init} + CH_{am} + CH_{loc} + CH_{ant})}{V_{dil}} \quad (4.3)$$

où:

- S : Concentration en solides dissous à la fin du pas de temps considéré (mg/l);
- CH_{init} : charge en solides dissous au début du pas de temps considéré (kg);
- CH_{am} : charge provenant de l'amont (kg);
- CH_{loc} : charge journalière locale associée aux différentes formes d'écoulement sur le carreau partiel (kg);
- CH_{ant} : charge journalière d'origine anthropique (kg);
- V_{dil} : volume de dilution correspondant à la somme des volumes d'eau des charges advectives sur le carreau partiel, plus le volume d'eau déjà présent (10³ m³).

La charge initiale sur un carreau partiel donné (CH_{init}) correspond au produit de la concentration par le volume d'eau du tronçon sur ce carreau partiel, au jour précédent.

Pour les bassins aménagés ou près de villes et pâturages, les charges anthropiques de solides dissous peuvent être les plus importantes causes de variation de concentrations. Dans le cas qui nous préoccupe, il n'y a pas de source anthropique ponctuelle ou diffuse connue sur le bassin versant. Les variations des charges sont en grande partie causées par les charges locales associées aux différentes formes d'écoulement :

$$CH_{loc} = V_R C_R + V_H C_H + V_N C_N + V_L S_{t-1} \quad (4.4)$$

où:

- V_R : Volume d'eau de ruissellement pour le pas de temps donné (10^3 m^3);
 V_H : volume d'eau hypodermique pour le pas de temps donné (10^3 m^3);
 V_N : volume d'eau de provenant de la nappe phréatique pour le pas de temps donné (10^3 m^3);
 V_L : volume d'eau de débordement des lacs et marais pour le pas de temps donné (10^3 m^3);
 C_R, C_H, C_N : concentrations des différentes sources d'eau (ruissellement, hypodermique, nappe phréatique et lacs et marais) fixées par l'utilisateur;
 S_{t-1} : concentrations des solides dissous en rivière au pas de temps précédent.

Étant donné que les solides dissous sont considérés comme des substances stables, le modèle CEQUEAU utilise une fonction de transfert semblable à celle des débits pour amener les charges de solides dissous de l'amont vers l'aval.

4.2.2 Ajustement du modèle original et données d'entrée

Le calage du modèle hydrologique, tel que décrit au chapitre 2, constitue le prélude aux ajustements du modèle de solides dissous. L'étape suivante consiste à transformer les données de conductivité obtenues sur le ruisseau Catamaran en concentrations de solides dissous. Pour se faire, les données de qualité d'eau mensuelles qui sont récoltées sur le ruisseau ont été utilisées (Komadina-Douthwright et al., 1999). Les paramètres de qualité de l'eau mesurés par Environnement Canada à la station 1 (figure 1.1) incluent l'ensemble des ions nécessaires au calcul des concentrations de solides dissous telles que définies ci-haut (voir tableau 1.2). Les méthodes d'analyse utilisées pour déterminer les concentrations de chaque ion ont été décrites par Komadina-Douthwright et al. (1999). Une régression linéaire a été calculée entre la somme des concentrations des ions mesurées et la conductivité. La figure 4.1 montre le résultat de cette régression avec une corrélation (r^2) de 0,91. L'équation de régression utilisée pour transformer l'ensemble des données de conductivité en solides dissous est ($P < 0.05$) :

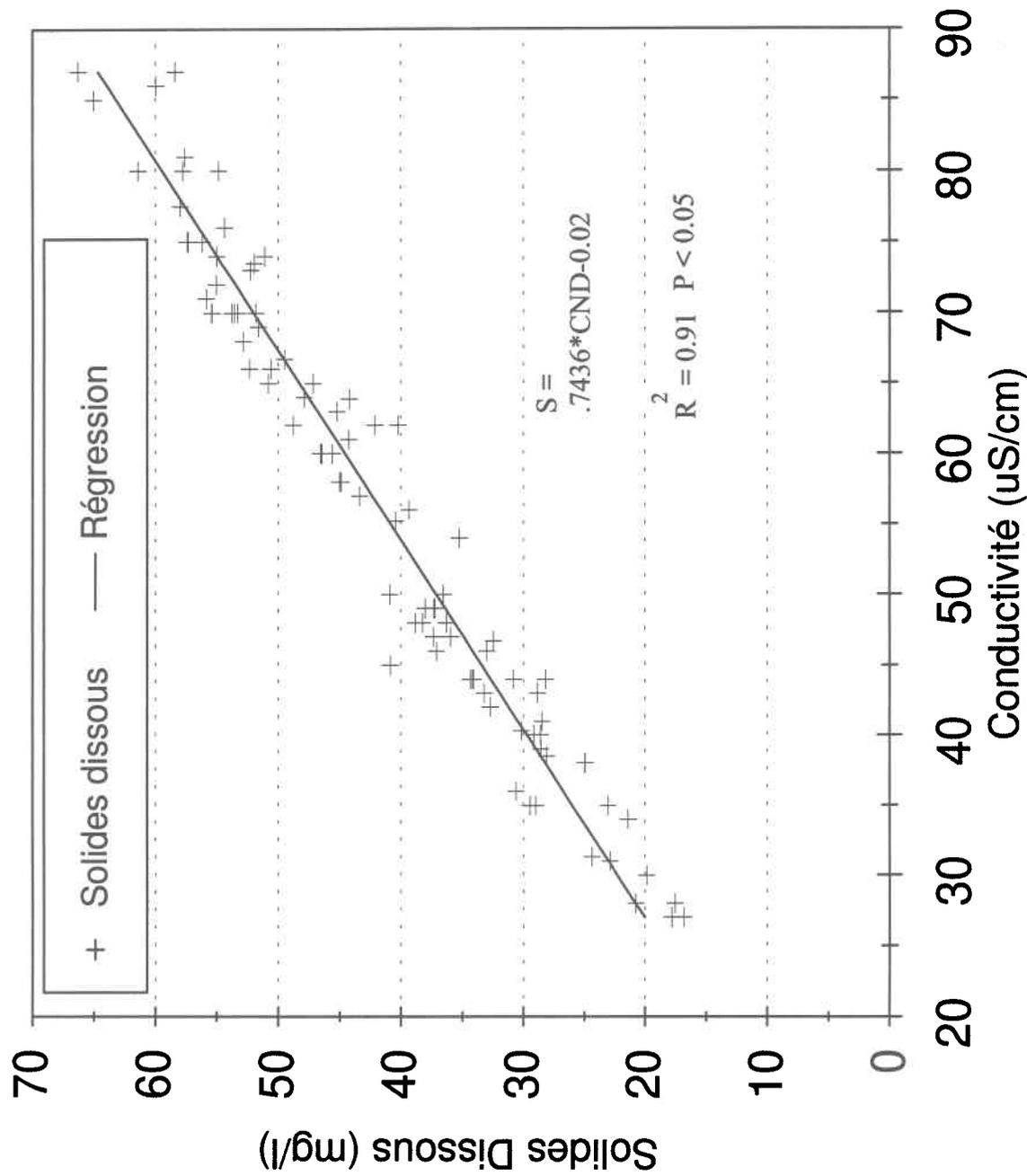


Figure 4.1. Régression linéaire entre la conductivité et la concentration des solides dissous sur le ruisseau Catamaran. La régression a été calculée à l'aide des échantillons mensuels pris entre 1990 et 1994.

$$S = (0,7436 * CND) - 0,02 \quad (4.5)$$

où:

S : concentration des solides dissous (mg/L);

CND : conductivité (μ S/cm).

Les mesures de conductivité ont été prises sur une base journalière sur le bassin versant à partir de 1992. Les mesures ont été prises avec un capteur de Campbell Scientific dont les données ont été corrigées en fonction de la température (ramenées à 25 °C). Les données de 1992 et 1993 proviennent de la station 1, située près de l'embouchure du ruisseau, tandis que les données de 1994 ont été obtenues à la station 2, située près du centre du bassin versant (Figure 1.1).

Le modèle permet l'ajustement des concentrations caractéristiques de 3 types d'écoulement : le volume de ruissellement, l'écoulement hypodermique et l'écoulement de base, provenant essentiellement de la nappe phréatique. Les concentrations de chaque type d'écoulement ont été ajustées par essai et erreur afin d'obtenir les valeurs calculées les plus rapprochées des valeurs observées. Les concentrations retenues après ajustement sont : 48 ppm pour la nappe phréatique, 13 ppm pour l'écoulement intermédiaire et 10 ppm pour le ruissellement de surface.

Les données observées à la station 2 du ruisseau Catamaran ont des concentrations maximums différentes de celles de la station 1. Dans un effort d'ajustement des concentrations maximum de solides dissous à la station 2, le vecteur facultatif SODINAPP a été utilisé (Morin et al., 1995). Ce vecteur permet de définir une concentration moyenne de l'écoulement souterrain différente de celle de l'ensemble du bassin, à chaque carreau entier où cela s'avère nécessaire. Pour les carreaux entiers situés à proximité de la station 2 ($i = 18$ à 21 ; $j = 13$ à 17 ; figure 2.1), une valeur de 64 ppm a été utilisée comme concentration moyenne de l'écoulement souterrain.

4.2.3 Résultats du modèle original

Les moyennes observées et calculées de concentrations de solides dissous pour l'ensemble de

1992 à la station 1 sont respectivement 37.74 ppm et 39.16 ppm. En 1993, la concentration moyenne annuelle observée (38.67 ppm) dépasse la concentration moyenne calculée (35.95 ppm). À la station 2 en 1994, les moyennes observées et calculées pour l'ensemble de la période diffèrent de 2.39 ppm (37,84 ppm et 40,23 ppm respectivement).

Les critères numériques d'évaluation utilisés dans le cas de la température de l'eau en rivière ont aussi été utilisés pour analyser la performance du modèle de simulation des solides dissous. Les coefficients de Nash (NTD pour les valeurs journalières et NTM pour les moyennes mensuelles) et les erreurs quadratiques moyennes ont été calculées pour les deux stations (tableau 4.3). Les NTM ont varié entre -0,20 (1992) et 0,51 (1994; station 2). En 1992, le coefficient de Nash (NTD) à la station 1 est négatif (-0,21). Le coefficient de Nash pour l'année 1993 (0,55) est nettement supérieur à celui de 1992 (-0,21). En 1994 (station 2), le NTD est positif, mais relativement faible (0,27). Les erreurs quadratiques moyennes calculées sont 10,09 ppm (1992) et 6,46 ppm (1993) à la station 1 et 11,07 ppm à la station 2 (tableau 4.3). Il y a donc une variation importante de la performance du modèle d'une année à l'autre et d'une station à l'autre.

Tableau 4.3. Coefficients de Nash et erreurs quadratiques moyennes (ppm) pour le modèle original.

Station	Période	NTD ^a	NTM ^b	EQM ^c (ppm)
Station 1	92	-0,21	-0,20	10,09
	93	0,55	0,50	6,46
Station 2	94	0,27	0,51	11,07

^a NTD = Coefficient de Nash (journalier)

^b NTM = Coefficient de Nash (mensuel)

^c EQM = Erreur Quadratique Moyenne (ppm)

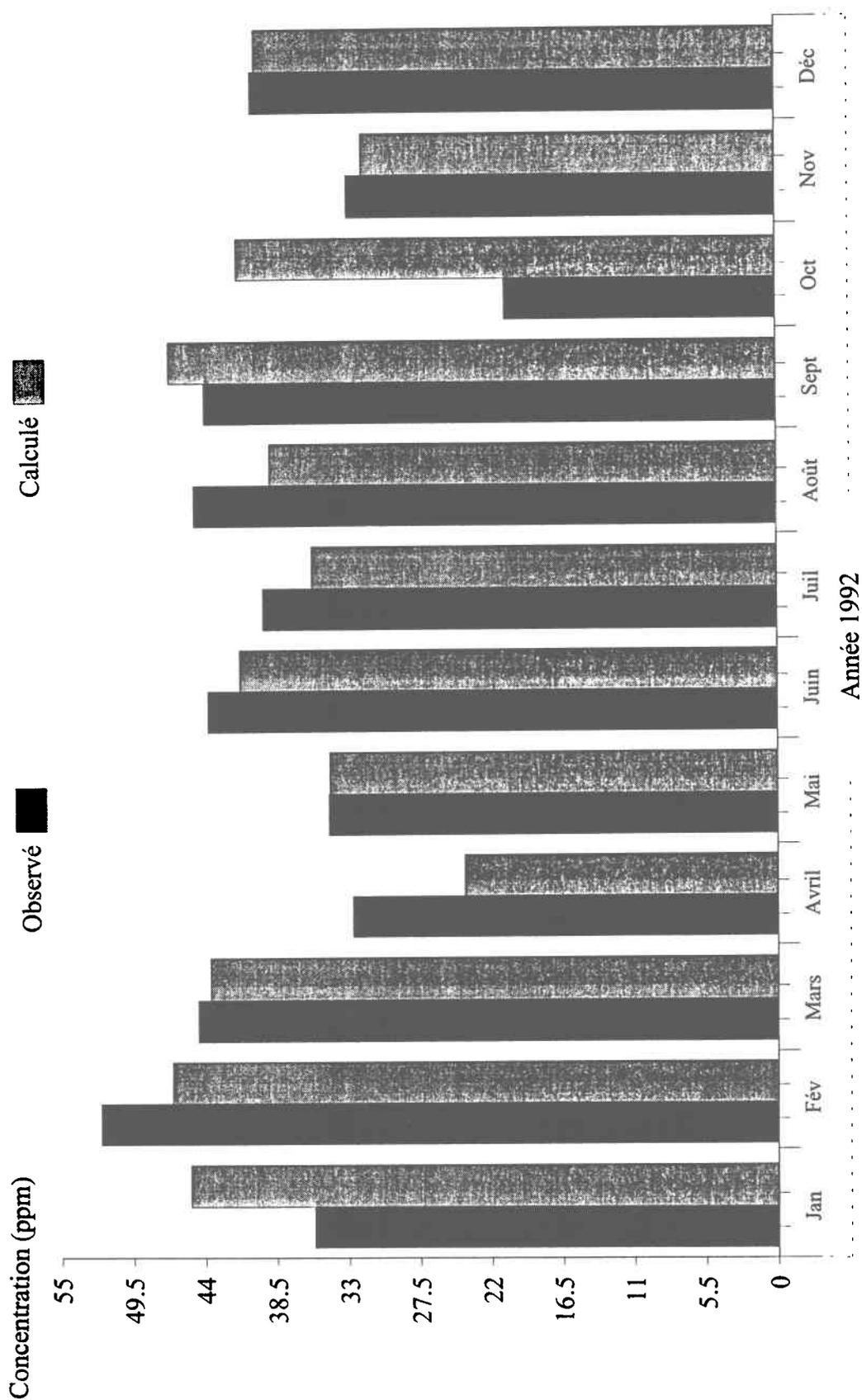
Les histogrammes des moyennes mensuelles à la station 1 (figures 4.2 et 4.3) indiquent qu'il n'y a pas d'erreur systématique dans les moyennes calculées. En 1992, les valeurs observées et calculées durant la saison sans glace diffèrent par moins de 5 ppm, sauf au mois d'octobre (moyenne observée = 20,83 ppm et valeur calculée = 43,07 ppm; tableau 4.4). En 1993, le modèle sous-estime légèrement les moyennes des mois d'hiver (figure 4.3). En juillet, août et septembre 1993, la différence entre les moyennes calculées et observées est inférieure à 3 ppm (tableau 4.4). Pour la station 2 (figure 4.4), il y a une surévaluation des concentrations de solides dissous entre mai et juillet. Les moyennes mensuelles calculées à cette station 2 durant ces trois mois sont de 6,8 ppm à 15,3 ppm plus élevées que les valeurs observées (tableau 4.4). Par la suite, un plateau est atteint dans les valeurs calculées (47,8 ppm) et les concentrations calculées demeurent constantes entre juillet et août (tableau 4.4).

L'étude des concentrations journalières (figures 4.5 à 4.7) montre que le modèle original peut reproduire l'allure générale des événements qui ont amené de fortes dilutions (par exemple, octobre, figure 4.6). Les valeurs élevées des concentrations atteintes durant les périodes de faibles débits (août et septembre) ont aussi été relativement bien modélisées à la station 1 (figure 4.5 et 4.6). De façon générale, les valeurs mesurées durant ces périodes de faibles débits démontrent plus de variabilité que les concentrations journalières calculées. En 1994, à la station 2 (figure 4.7), les données observées n'existent que pour les mois de mai à août. Le modèle original n'arrive pas à simuler correctement la hausse progressive des concentrations qui se produit durant cette période.

Les valeurs de solides dissous mesurées à cette station entre mai et août 1994 montrent une augmentation progressive des valeurs de 14 ppm à 64 ppm. Les valeurs calculées par le modèle montrent une augmentation de 26 ppm à 48 ppm pour cette même période (figure 4.7). L'augmentation des concentrations calculées se fait beaucoup plus rapidement que celle des valeurs observées. Les valeurs calculées présentent un plateau à 47,8 ppm (figures 4.5 et 4.7).

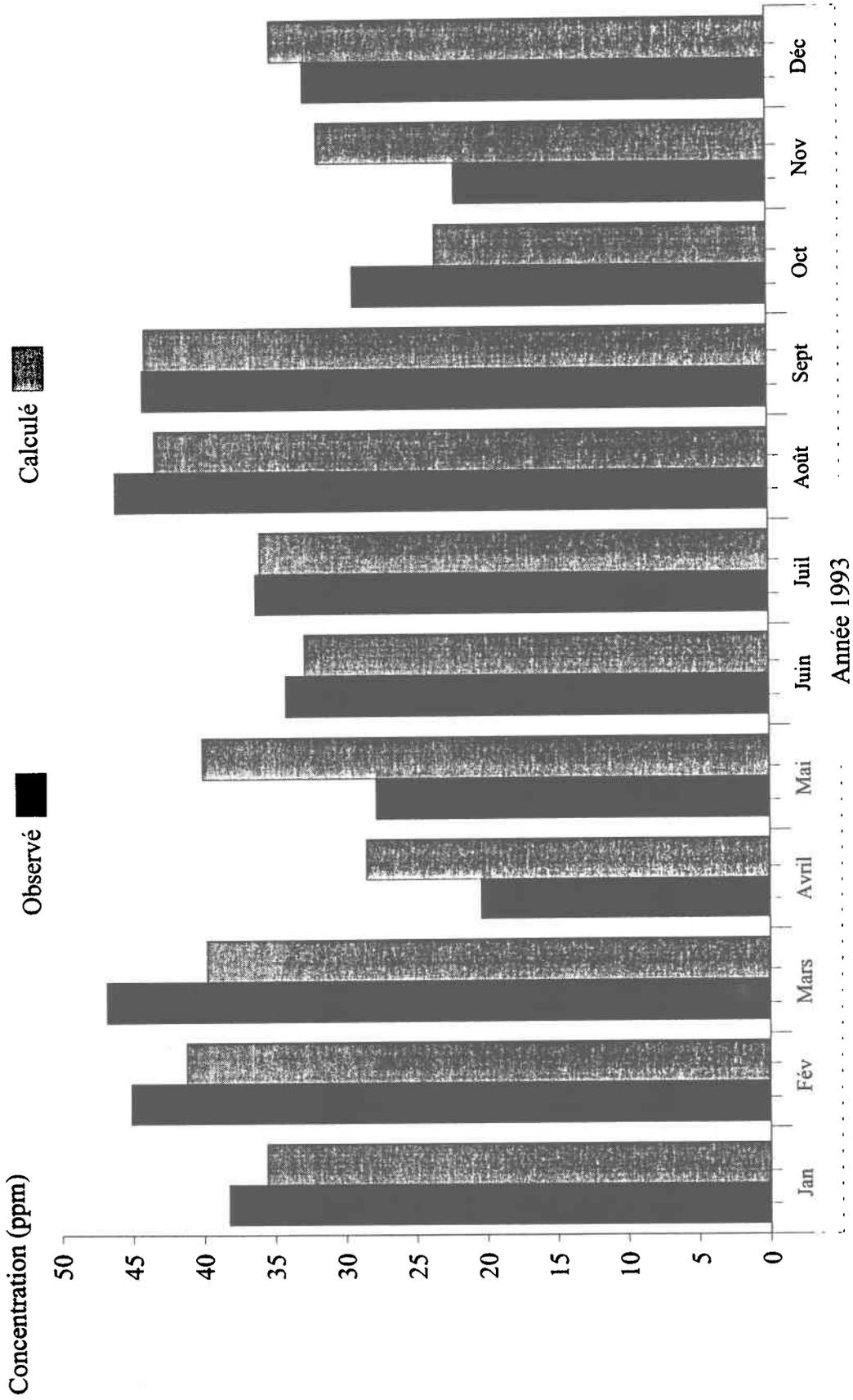
Les diagrammes de dispersion des valeurs journalières pour les années 1992-1993 à la station 1 (figures 4.8 et 4.9) confirment qu'aucune erreur systématique n'est observée dans les valeurs

calculées à cet endroit. Le plafonnement des valeurs en période d'écoulement de base (47,8 ppm) y est évident, surtout en 1992 (figure 4.8). À la station 2, le diagramme de dispersion (figure 4.10), confirme une tendance à la surévaluation et la présence d'un plateau maximum. Même s'il n'y a pas d'erreur systématique, le diagramme de dispersion montre des écarts assez importants (dispersion du nuage).



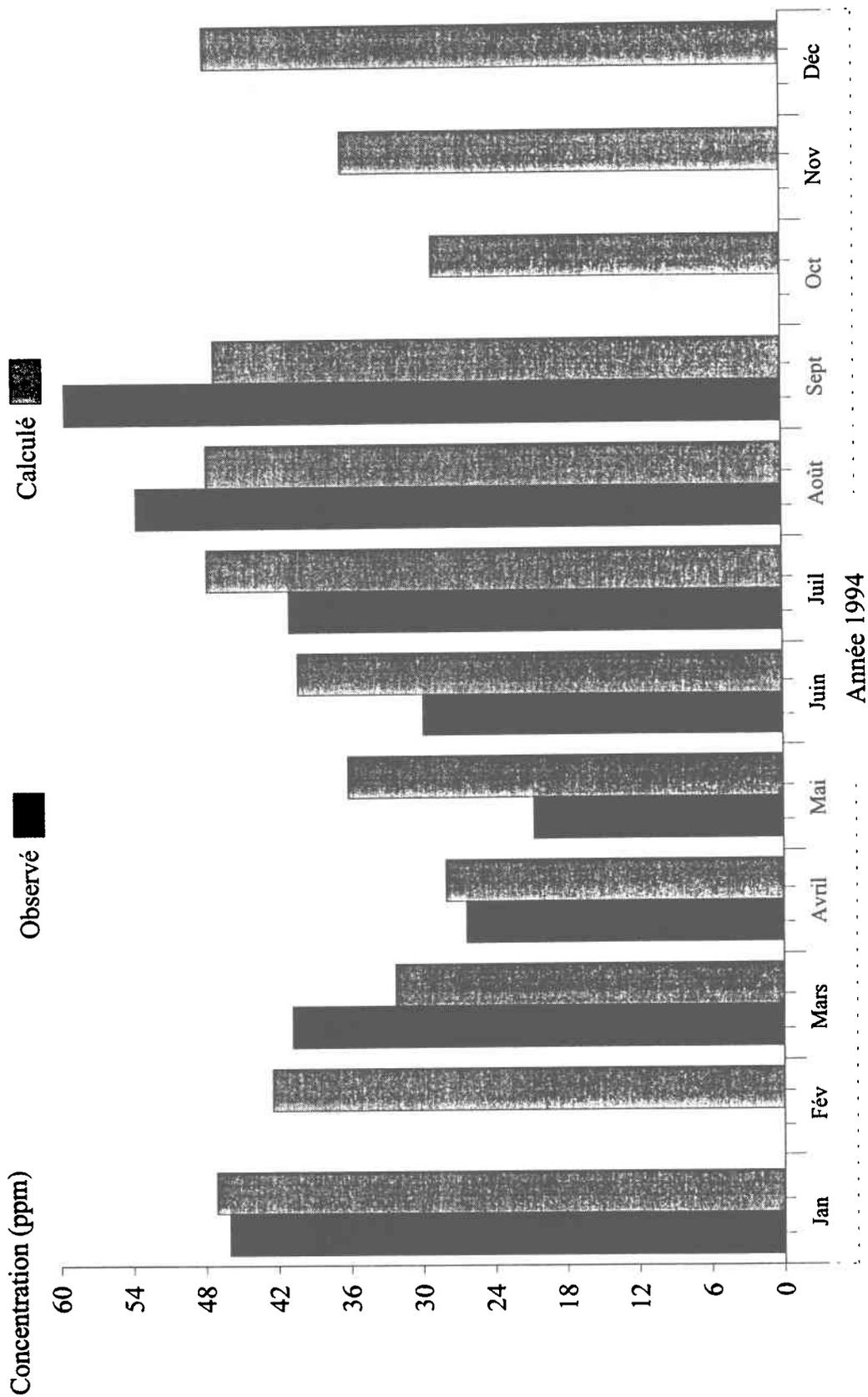
CEQUEAU INRS - Eau

Figure 4.2 Concentration en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992.



CEQUELAS INRS - Eau

Figure 4.3 Concentration en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modele original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993.



CEQUEL - INRS - Eau

Figure 4.4 Concentration en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modele original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994.

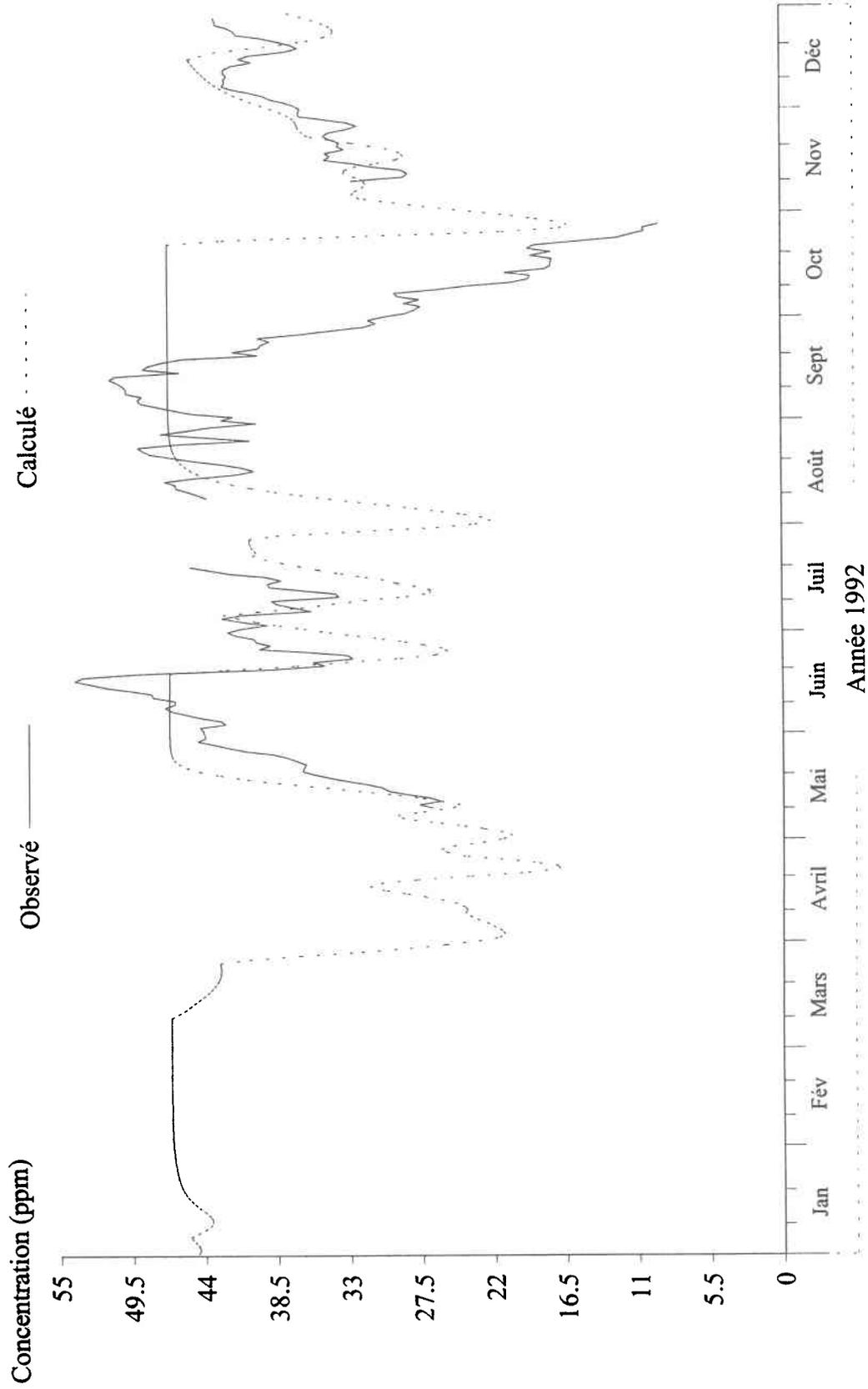
Tableau 4.4 Moyennes mensuelles et annuelles de concentrations de solides dissous observées et calculées avec le modèle original au ruisseau Catamaran.

Station	Année	Janv.	Fév.	Avril	Mars	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	92 obs ^a	n/d ^c	n/d	n/d	n/d	n/d	34,54	43,80	39,55	44,82	44,02	20,83	39,96
	cal ^b	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	39,15	41,36	35,77	44,13	46,69	43,07	33,27
93	obs	38,27	45,18	n/d	46,88	n/d	n/d	n/d	36,32	46,15	44,16	29,31	22,08
	cal	37,65	41,27	n/d	40,59	n/d	n/d	n/d	37,15	43,32	44,00	23,46	31,19
94	obs	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	20,73	29,93	41,02	53,64	n/d	n/d	n/d
	cal	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	35,99	40,33	47,83	47,82	n/d	n/d	n/d

^a obs = moyennes des données observées

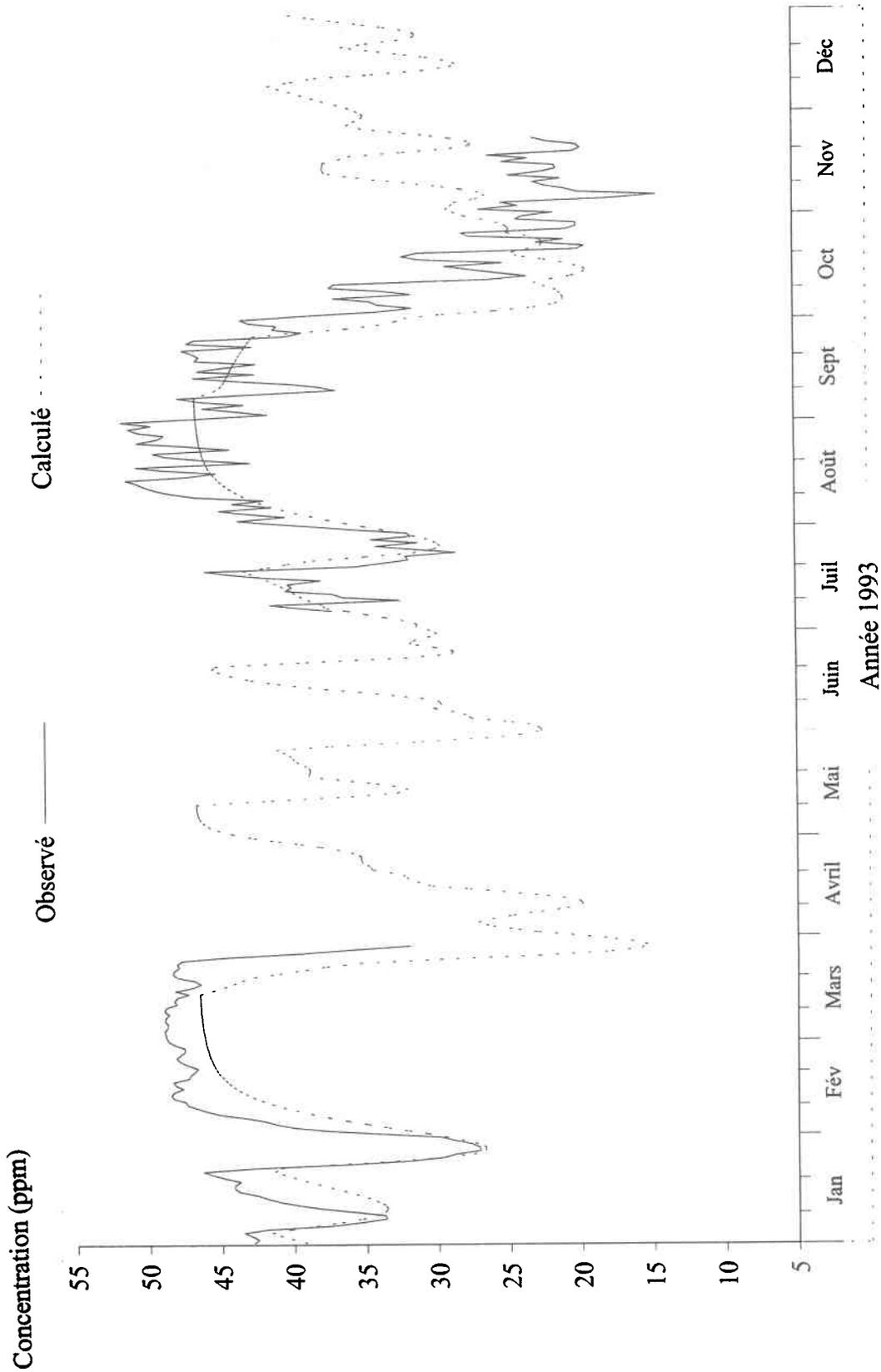
^b cal = moyennes des données calculées avec le modèle original

^c n/d = non disponible



CEQUEL  INRS - Eau

Figure 4.5 Concentration en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992.



CEQUEL - INRS - Eau

Figure 4.6 Concentration en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1993.

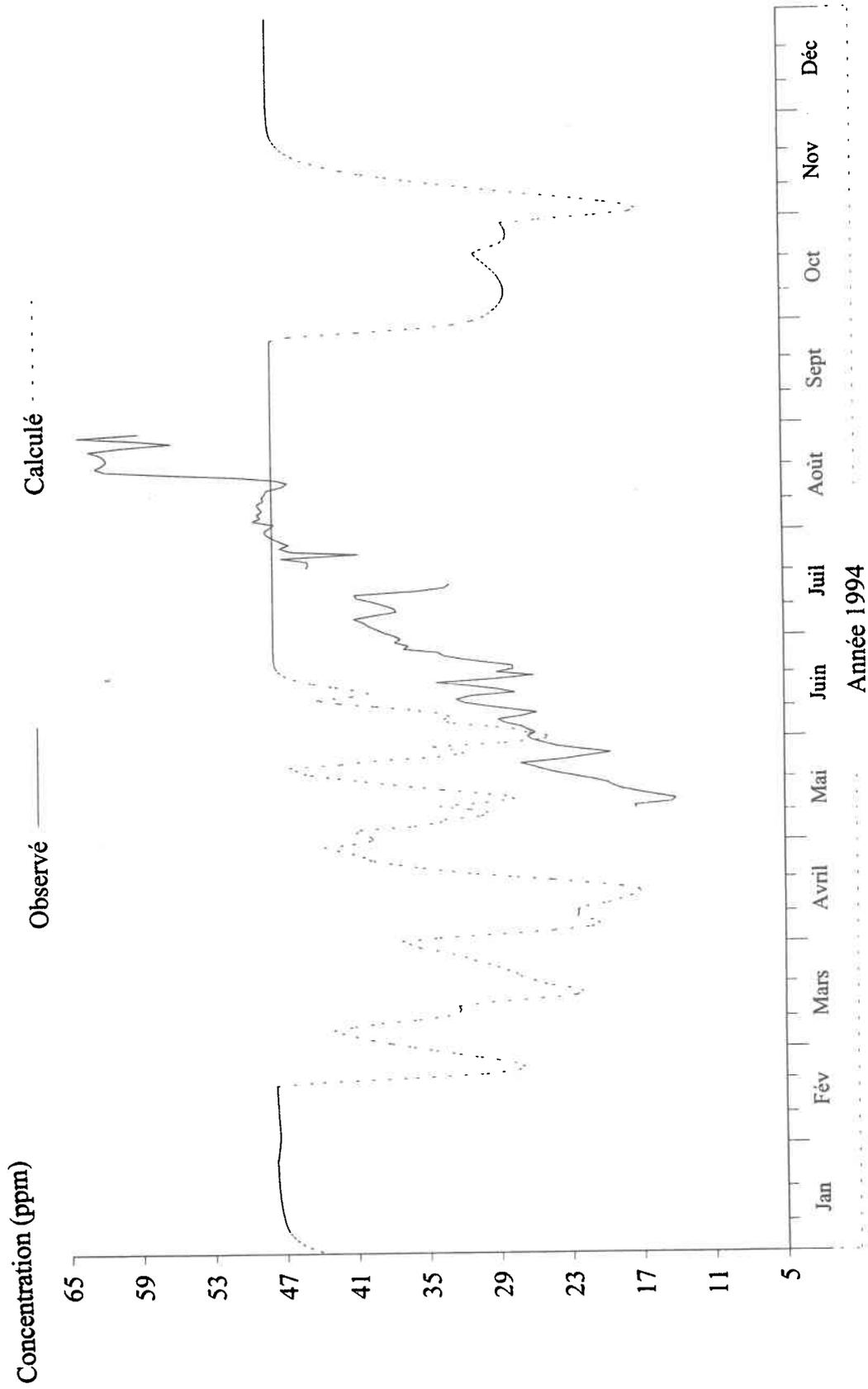
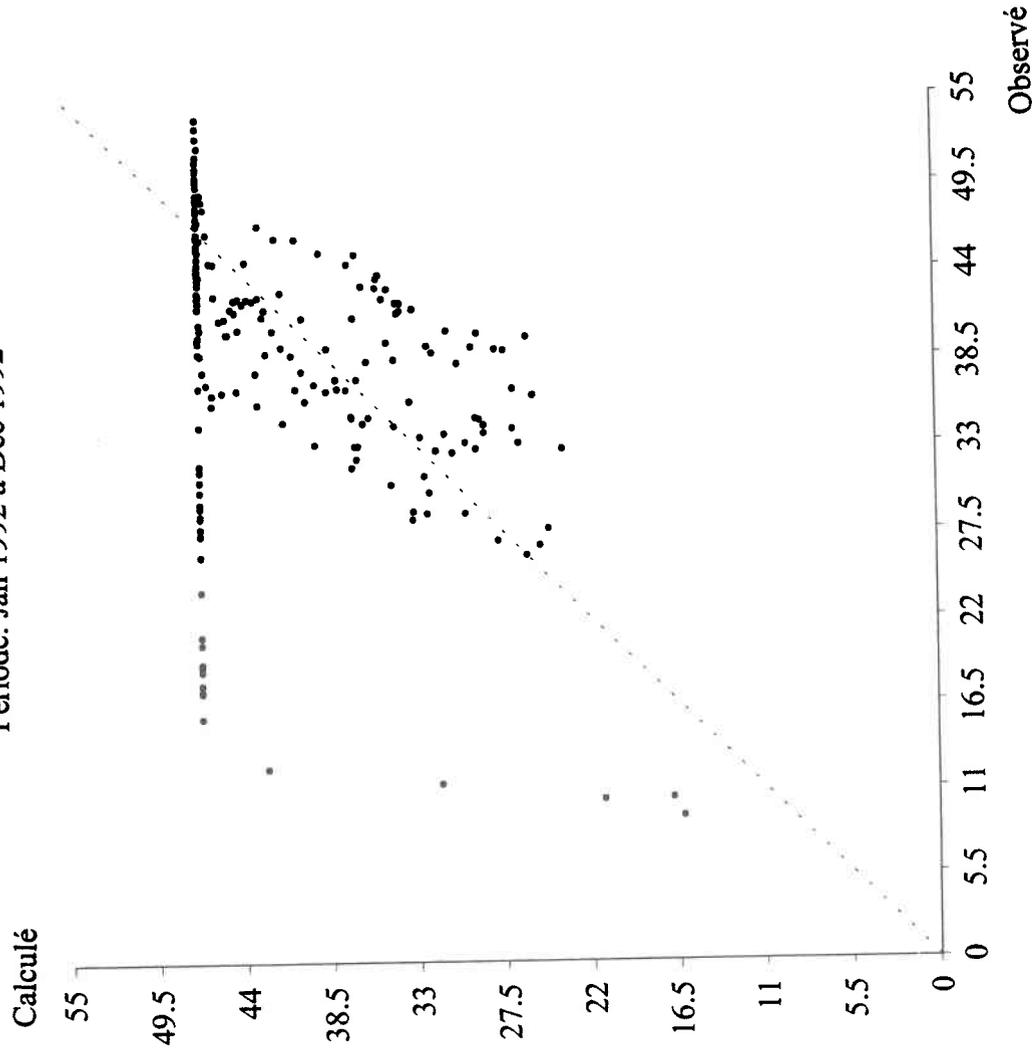


Figure 4.7 Concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994.

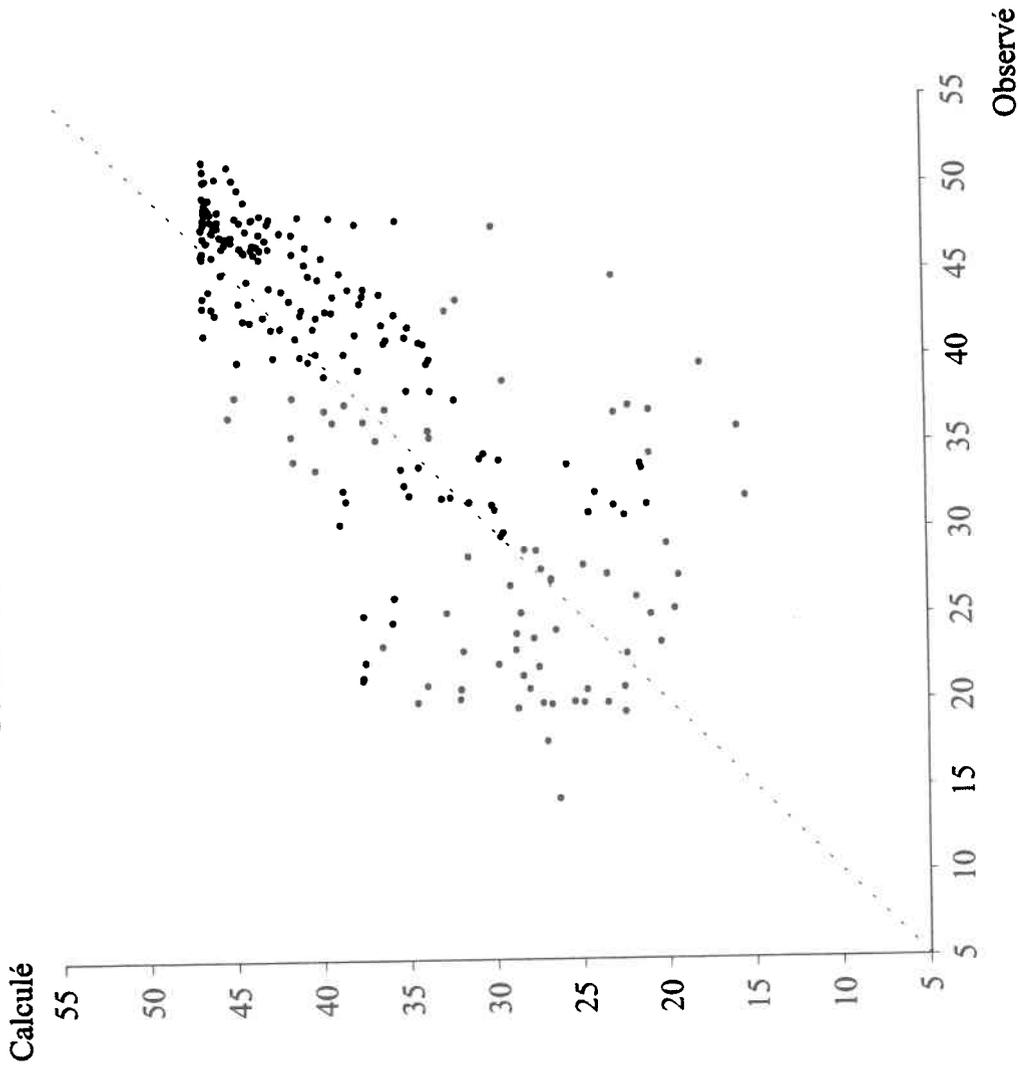
Période: Jan 1992 à Déc 1992



CEQUEAU - INRS - Eau

Figure 4.8 Diagramme de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992.

Période: Jan 1993 à Déc 1993



CEQUE ~~2004~~ INRS - Eau

Figure 4.9 Diagramme de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993.

Période: Jan 1994 à Déc 1994

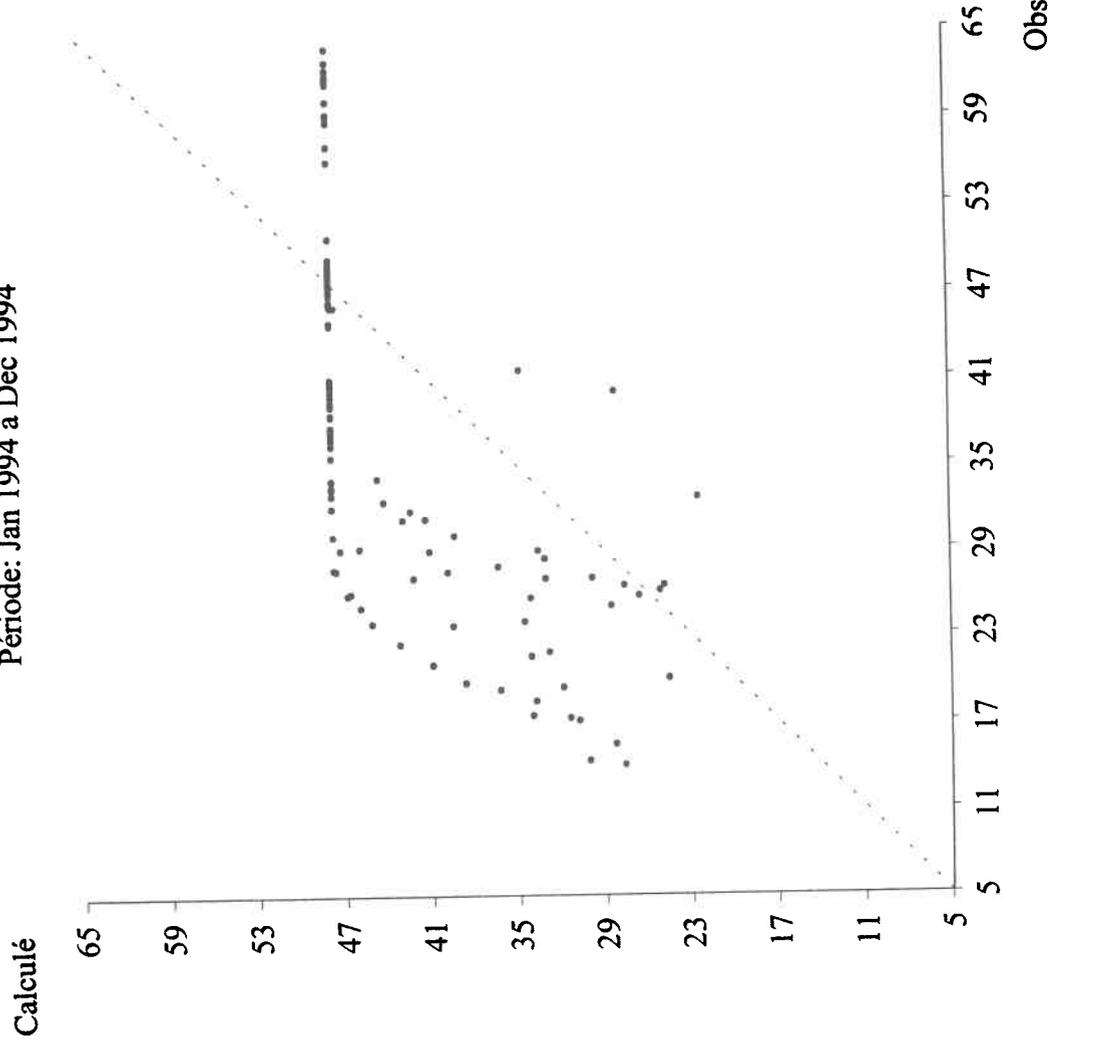


Figure 4.10 Diagramme de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994.

4.3 Modèle modifié

4.3.1 Méthode

L'analyse des simulations avec le modèle original indique que l'application d'une valeur constante de concentration de solides dissous pour le réservoir Nappe peut être une approche un peu trop simple pour modéliser les interactions complexes qui existent lorsque l'eau entre en contact avec le sol. Cette lacune semble particulièrement affecter la performance du modèle original à la station 2 (figure 4.7). Les valeurs observées montrent qu'on assiste à une augmentation progressive des concentrations observées en mai et août, tandis que les valeurs calculées montrent une augmentation des concentrations de la mi-mai à la mi-juin.

Deux mécanismes importants devraient être reproduits conceptuellement dans l'application du modèle. Le premier phénomène à reproduire est l'hétérogénéité de la contribution de différentes zones souterraines sur le bassin versant. Beven (1979), de même que Robson et al. (1992), expliquent que les variations de la topographie et les caractéristiques pédologiques du sol font en sorte que certaines zones d'un bassin versant vont contribuer plus rapidement ou plus fréquemment à l'écoulement hypodermique et souterrain que d'autres. Les concentrations de solides dissous de l'eau provenant de ces zones de contribution varient sur le bassin versant. Ce concept des sources variables de contribution à l'écoulement a été proposé initialement par Hursh et Brater (1941), puis repris et défini par Helwett (1961). La structure du modèle CEQUEAU permet de tenir compte de la variabilité spatiale de la contribution du réservoir NAPPE. En effet, le vecteur SODINAPPE permet de donner une concentration moyenne de solides dissous de la nappe, différente pour chaque carreau entier. Cependant, cette concentration demeure constante dans le temps. La variation de la concentration en fonction du temps de séjour de l'eau dans le sol n'est pas prise en considération. Lawrence et Driscoll (1990) ont démontré l'importance de la variation du temps de séjour pour déterminer la concentration de plusieurs éléments tels que le Na^+ et le Si dans le ruisseau. Au ruisseau Catamaran, les données de conductivité de la nappe prises par Jones et Bray (1995) ont démontré que la conductivité à une station donnée peut varier par un facteur de plus de 4 (de 49 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 220 $\mu\text{S}/\text{cm}$) durant la période d'échantillonnage (entre juin et octobre).

D'autres modèles, tel que celui de Pilgrim et al. (1979) ont démontré l'utilité et la pertinence d'une conceptualisation de la variabilité temporelle de la charge en solides dissous provenant de la nappe. Dans CEQUEAU, il est possible de tenir compte indirectement du temps de séjour en variant la concentration de l'eau provenant du réservoir NAPPE en fonction du niveau de ce réservoir. Plus le réservoir est bas, plus l'eau qui reste dans le réservoir peut être caractérisée par un séjour plus long. Des études ont démontré que sur certains bassins versants, il est possible d'établir une relation linéaire entre le débit et la conductivité (Nakamura 1971). Il semble donc possible que cette relation s'applique au niveau d'eau dans la nappe puisqu'une hausse de ce niveau peut être associée à une augmentation du débit en rivière.

Basé sur ce principe, trois algorithmes de variation de la concentration du réservoir NAPPE ont été testés. Le premier algorithme consiste donc en une variation linéaire de la concentration en solides dissous du réservoir NAPPE. La concentration varie de façon inversement proportionnelle au rapport du niveau d'eau dans le réservoir NAPPE sur la hauteur du seuil de vidange lente de ce même réservoir (Figure 2.2) :

pour $HN \geq HNAPPE$:

$$CN_{mod} = CN - \left(A * \left(\frac{HN}{HNAPPE} \right) * CN \right) \quad (4.6)$$

pour $HN < HNAPPE$:

$$CN_{mod} = CN + \left(A * \left(1 - \frac{HN}{HNAPPE} \right) * CN \right) \quad (4.7)$$

Où:

- CN_{mod} : Concentration modifiée en solides dissous du réservoir NAPPE (ppm);
- CN : concentration initiale en solides dissous du réservoir NAPPE (ppm) telle que stipulée comme intrant du modèle;
- A : paramètre d'ajustement;
- HN : niveau d'eau dans le réservoir NAPPE (mm);

HNAPPE : hauteur du seuil de vidange rapide dans le réservoir NAPPE (mm).

Le second algorithme consiste à varier la concentration du réservoir NAPPE proportionnellement au logarithme du rapport HN/HNAPPE:

$$CN_{mod} = CN - (A * \log(\frac{HN}{HNAPPE}) * CN) \quad (4.8)$$

La courbe logarithmique (équation 4.8) a été utilisée parce que de nombreuses études ont démontré qu'il existe habituellement une forte corrélation entre de nombreux paramètres de qualité de l'eau (dont la conductivité) et le logarithme du débit (Caissie et al., 1996, St-Hilaire et al., 1998).

Le troisième algorithme qui a été testé est similaire au second, mais utilise une courbe logistique de type sigmoïde:

$$CN_{mod} = \frac{CN}{1 + A * \exp(B * (\frac{HN}{HNAPPE}))} \quad (4.9)$$

Où: A et B : Paramètres d'ajustement.

La courbe logistique (équation 4.9) permet une approche similaire à celle décrite par l'équation 4.8. Ce type de courbe a été appliqué avec succès pour simuler les concentrations de Na⁺ au ruisseau Hubbard (Johnson et al., 1969).

4.3.2 Ajustement du modèle modifié et données d'entrée

Le modèle modifié requiert les mêmes données d'entrée que le modèle original. L'ajustement des concentrations associées à chacune des composantes du débit (eaux de ruissellement, ruissellement hypodermique et nappe phréatique). En plus, les nouveaux paramètres associés à chacune des trois méthodes ont été ajustés par essai et erreur (tableau 4.5).

Tableau 4.5. Paramètres d'ajustement du modèle modifié, pour chacune des trois méthodes proposées: linéaire (équation 4.6 et 4.7), logarithmique (équation 4.8) et logistique (équation 4.9).

Variable ou paramètre d'ajustement	Méthode linéaire	Méthode logarithmique	Méthode logistique
CR ^a	10,0	10,0	10,0
CH ^b	18,0	19,5	19,5
CN	48,0	35,0	60,0
A	0,25	3,0	0,2
B	n/a	n/a	1,8

^a CH = Concentration en solides dissous de l'écoulement hypodermique (ppm).

^b CR = Concentration en solides dissous du ruissellement (ppm).

4.3.3 Résultats du modèle modifié

4.3.3.1 Choix d'un algorithme

Les résultats obtenus avec les trois algorithmes suggérés (équations 4.6 à 4.9), ont d'abord été comparés en utilisant les mêmes critères numériques qui ont été appliqués au modèle original. Le tableau 4.6 et la figure 4.11 donnent les coefficients de Nash (NTD pour les moyennes journalières, NTM pour les moyennes mensuelles), de même que les erreurs quadratiques moyennes (EQM) pour les simulations faites aux stations 1 et 2 avec les trois algorithmes.

À la station 1, les 3 algorithmes produisent des NTD et NTM négatifs en 1992 (tableau 4.6). Pour cette année, seul l'algorithme linéaire produit des coefficients de Nash plus élevés (NTD = -0,12 et NTM = -0,04) et une erreur quadratique moyenne (EQM= 9,71 ppm) plus faible que ceux calculés pour le modèle original (NTD = -0,21, NTM = -0,20 et EQM = 10,09 ppm; figure 4.11).

En 1993, les NTD des trois algorithmes varient entre 0,42 et 0,56, alors qu'il était de 0,55 pour le modèle original (figure 4.11). L'algorithme linéaire produit un NTD légèrement inférieur au modèle original, mais un NTM supérieur (NTM = 0,61, algorithme linéaire et NTM = 0,50, modèle original). Les deux autres algorithmes (logarithmique et logistique) ont obtenu des NTD similaires au modèle original (NTD = 0,56 pour l'algorithme logarithmique et NTD = 0,54 pour l'algorithme logistique). Les erreurs quadratiques moyenne sont semblables pour le modèle original (6,46 ppm), les algorithmes logarithmique (6,33 ppm) et logistique (6,52 ppm). L'EQM est un peu plus élevée pour l'algorithme linéaire (7,29 ppm). C'est à la station 2, pour l'année 1994, qu'on remarque une nette amélioration des simulations. Le NTD de l'algorithme linéaire est 0,63, tandis que les algorithmes logarithmique et logistique produisent des NTD de 0,77 et 0,78 respectivement. Le NTD calculé avec le modèle original est 0,27. Les NTM des trois algorithmes du modèle modifié sont aussi supérieurs au NTM calculé pour le modèle original. Les EQM ont varié entre 5,28 ppm (algorithme logistique) et 7,85 ppm (algorithme linéaire) pour le modèle modifié, alors que la modèle original a produit une EQM de 11,07 ppm pour la station 2 en 1994 (tableau 4.6).

L'analyse du tableau 4.6, et de la figure 4.11 ne permet pas une conclusion définitive sur le choix d'un algorithme du modèle modifié. Seul l'algorithme linéaire produit des valeurs simulées légèrement supérieures au modèle original, en 1992. En 1993, ce même algorithme a moins bien simulé les valeurs observées que le modèle original. C'est l'algorithme logarithmique qui simule le mieux les valeurs observées en 1993. En 1994, la courbe logistique donne les meilleurs résultats. On peut conclure que chacun des algorithmes proposés a réussi à améliorer les simulations pour 2 des trois années étudiées mais que leur performance varie d'une station et d'une année à l'autre. Il est difficile de faire un choix d'algorithme basé seulement sur trois années de données partielles, récoltées sur un seul bassin versant. L'analyse plus complète de la performance des trois algorithmes

proposés requiert des séries chronologiques plus longues, de même que des applications sur plus d'une rivière. Dans le cadre de cette étude, l'algorithme linéaire est sélectionné pour étudier en détail les simulations et comparer les résultats avec ceux du modèle original. Ce choix est basé sur le fait que, selon les critères d'évaluation du tableau 4.6, seul l'algorithme linéaire a produit une légère amélioration en 1992, année qui a été la moins bien simulée par le modèle original.

Tableau 4.6. Comparaison des modèles modifiés: Coefficients de Nash et erreurs quadratiques moyennes.

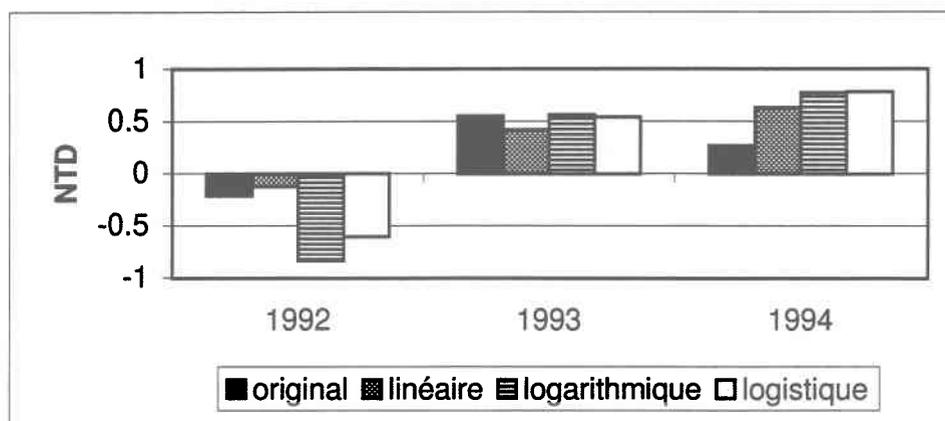
Station	Période		Linéaire	logarithmique	logistique	Originale
Station 1	92	NTD ^a	-0,12 -0,83	-0,60	-0,21	
		NTM	-0,04 -0,60	-0,20	-0,20	
		EQM ^b	9,71	12,43	11,64	10,09
	93	NTD	0,42	0,56	0,54	0,55
		NTM	0,61	0,85	0,60	0,50
		EQM	7,29	6,33	6,52	6,46
Station 2	94	NTD	0,63	0,77	0,78	0,27
		NTM	0,64	0,73	0,79	0,51
		EQM	7,85	6,29	5,28	11,07

^a NTD = Coefficient de Nash (données journalières)

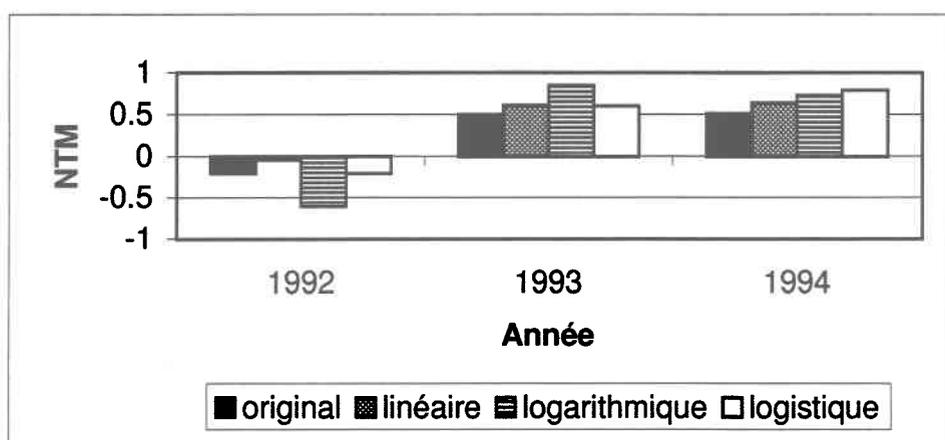
^b NTM = Coefficient de Nash (moyennes mensuelles)

^c EQM = Erreur Quadratique Moyenne (ppm)

a)



b)



c)

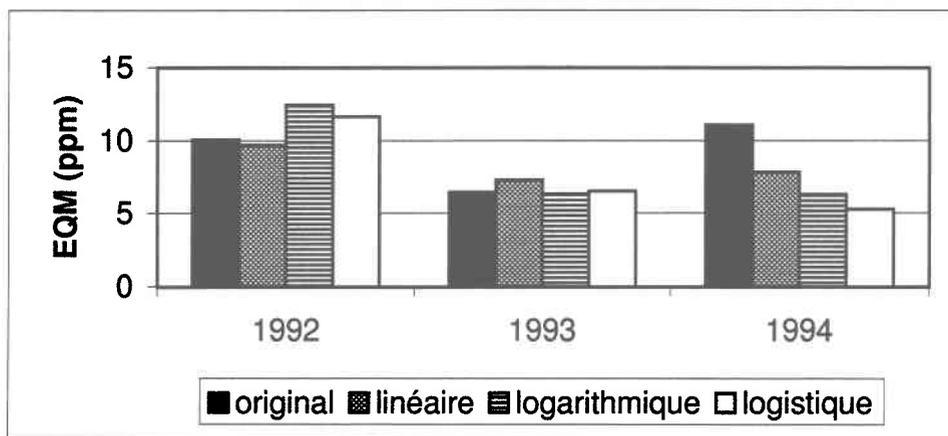


Figure 4.11. Critères de sélection d'un algorithme pour le modèle modifié de solides dissous. Les paramètres utilisés sont: a) coefficient de Nash calculé avec les valeurs journalières, b) coefficient de Nash calculé avec les moyennes mensuelles, c) erreur quadratique moyenne.

4.3.3.2 Résultats de l'algorithme linéaire

Les moyennes mensuelles des concentrations de solides dissous observées et calculées avec le modèle modifié sont rapportées dans le tableau 4.7 et reprises dans les figures 4.12 à 4.14. Une analyse des simulations révèle des concentrations moyennes annuelles similaires pour les valeurs observées et calculées. Le modèle modifié avec l'algorithme linéaire a légèrement sous-évalué les moyennes annuelles des concentrations de solides dissous à la station 1. En 1992, la concentration moyenne observée pour la période échantillonnée est 37.74 ppm tandis que la moyenne annuelle calculée est 36.65 ppm. En 1993, l'écart est un peu plus important (moyenne observée = 38.67 ppm et moyenne calculée = 35.06 ppm). À la station 2, en 1994, la moyenne annuelle calculée est légèrement supérieure à la moyenne observée (38.33 ppm et 37.92 ppm respectivement). Les moyennes annuelles sont donc mieux simulées par l'algorithme linéaire que par le modèle original en 1992 et 1994.

Généralement les moyennes mensuelles calculées et simulées diffèrent par moins de 10 ppm, sauf pour le mois d'octobre 1992 (moyenne observée = 20,83 ppm et moyenne calculée = 42,29 ppm). Les moyennes calculées avec les concentrations simulées sont inférieures aux valeurs observées durant l'été 1992 (mois de mai à juin, figure 4.12). En 1993, les moyennes mensuelles observées et calculées diffèrent par moins de 2 ppm, sauf au mois de novembre (moyenne observée = 22,08 ppm et moyenne calculée = 30,46 ppm). Durant les mois de mai à juillet 1994 à la station 2, le modèle a tendance à surestimer les moyennes mensuelles (figure 4.14). Par contre, les moyennes calculées en août et septembre sont inférieures aux moyennes observées.

Les données journalières de solides dissous observées et calculées sont présentées dans les figures 4.15 à 4.17. Bien que le modèle modifié avec l'algorithme linéaire sous-estime les concentrations de solides dissous en mai et juin 1992 (figure 4.15), on peut constater que l'augmentation des concentrations est plus progressive que dans le cas du modèle original (figure 4.5). En 1993, la légère baisse du coefficient de Nash (NTD = 0,42) par rapport au modèle original (NTD = 0,55) est principalement causée par une sous-évaluation plus importante des valeurs hivernales (janvier à

mars) par le modèle modifié (figure 4.16). La figure 4.17 montre que l'algorithme linéaire donne une meilleure simulation des concentrations de solides dissous que le modèle original durant les mois de juin et juillet, en 1994. L'augmentation des concentrations est plus progressive que dans le cas du modèle original (figure 4.7).

Finalement, les diagrammes de dispersion (figures 4.18 à 4.20), montrent pour 1992, un nuage de points moins dispersé avec le modèle modifié, mais une tendance plus prononcée à la sous-évaluation à la station 1 (figures 4.8 et 4.18). Cette tendance à la sous-évaluation n'est toutefois pas apparente en 1993 (figure 4.19). À la station 2 en 1994, (figure 4.20), la tendance à la surévaluation s'est atténuée par rapport au modèle original (figure 4.10).

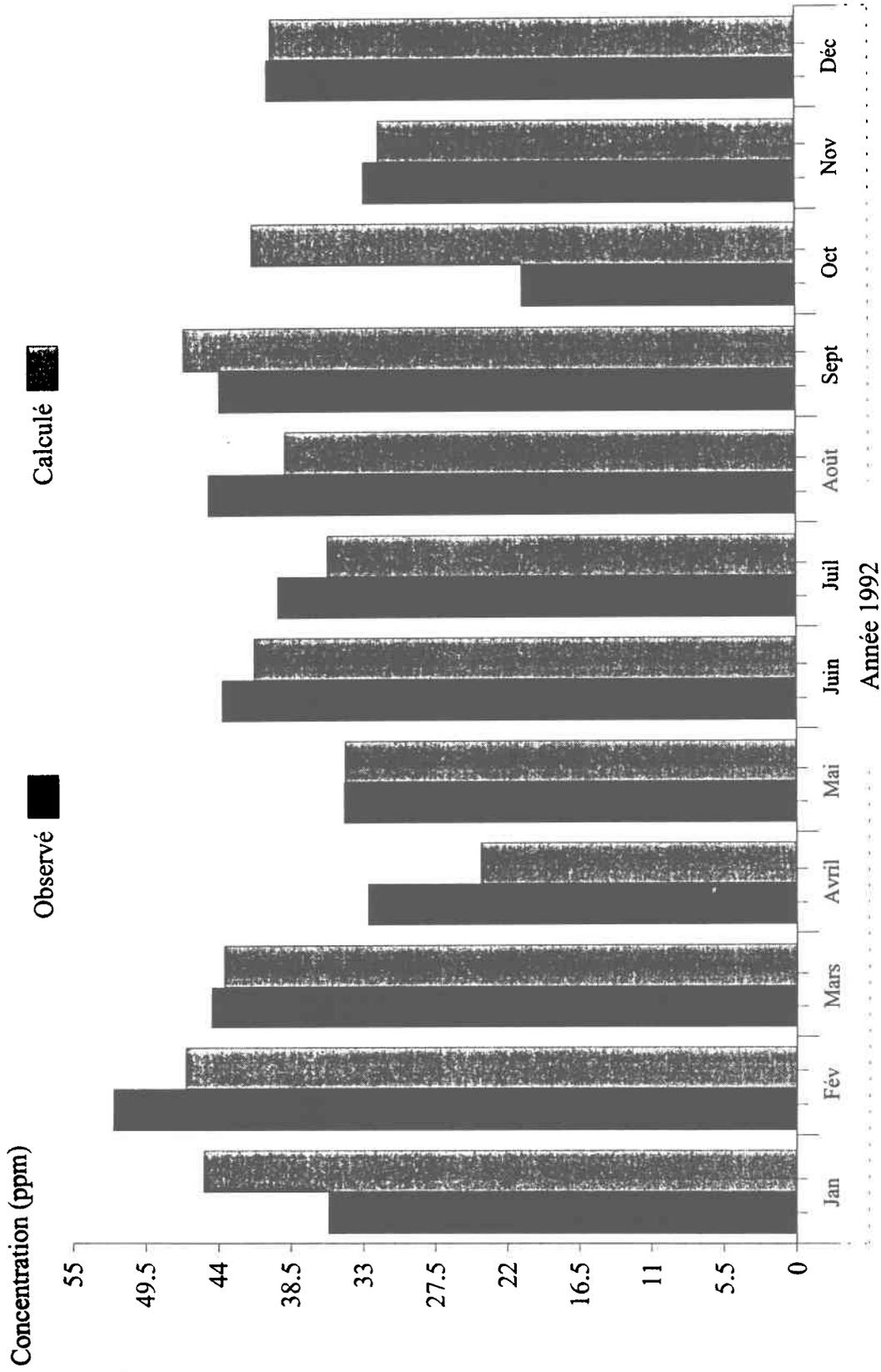
Tableau 4.7 Moyennes mensuelles et annuelles observées et calculées de concentrations de solides dissous avec le modèle modifié à l'aide de l'algorithme linéaire au ruisseau Catamaran.

Station	Année	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
1	obs ^a	n/d ^c	n/d	n/d	n/d	34,54	43,80	39,55	44,82	44,02	20,83	32,96	40,30
	lin ^b	n/d	n/d	n/d	n/d	31,40	36,68	36,41	44,04	45,49	42,29	32,28	35,21
93	obs	38,27	45,18	46,88	n/d	n/d	n/d	36,32	46,15	44,16	29,31	22,08	n/d
	lin	33,36	39,78	36,48	n/d	n/d	n/d	38,06	45,91	43,27	27,68	30,46	n/d
2	obs	n/d	n/d	n/d	n/d	20,73	29,93	41,02	53,64	n/d	n/d	n/d	n/d
	lin	n/d	n/d	n/d	n/d	29,64	34,50	42,86	45,35	n/d	n/d	n/d	n/d

^a obs = moyennes des données observées

^b lin = moyennes des données calculées selon la méthode linéaire

^c n/d = non disponible



CEQUEL/INRS - Eau

Figure 4.12 Concentrations en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992.

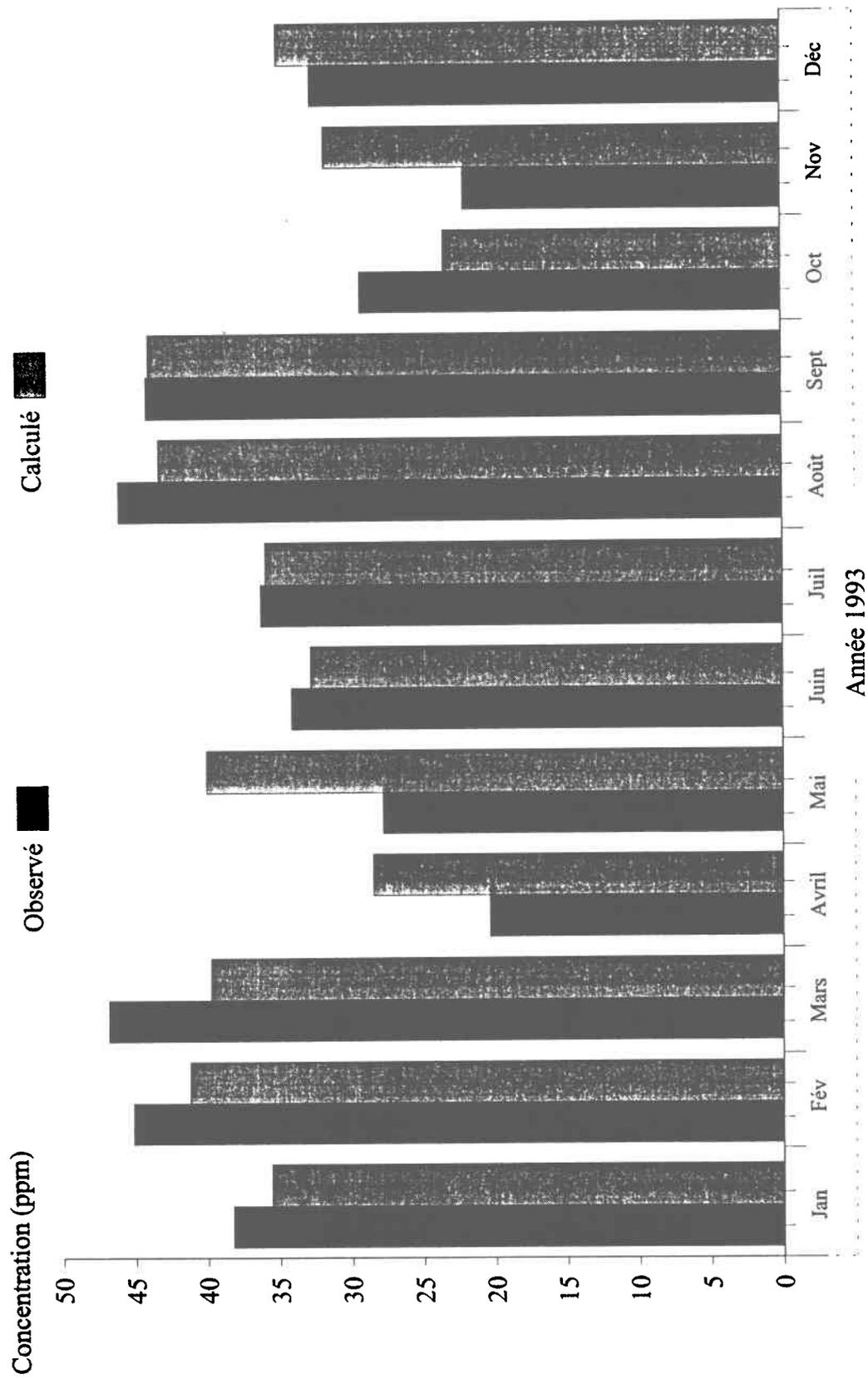
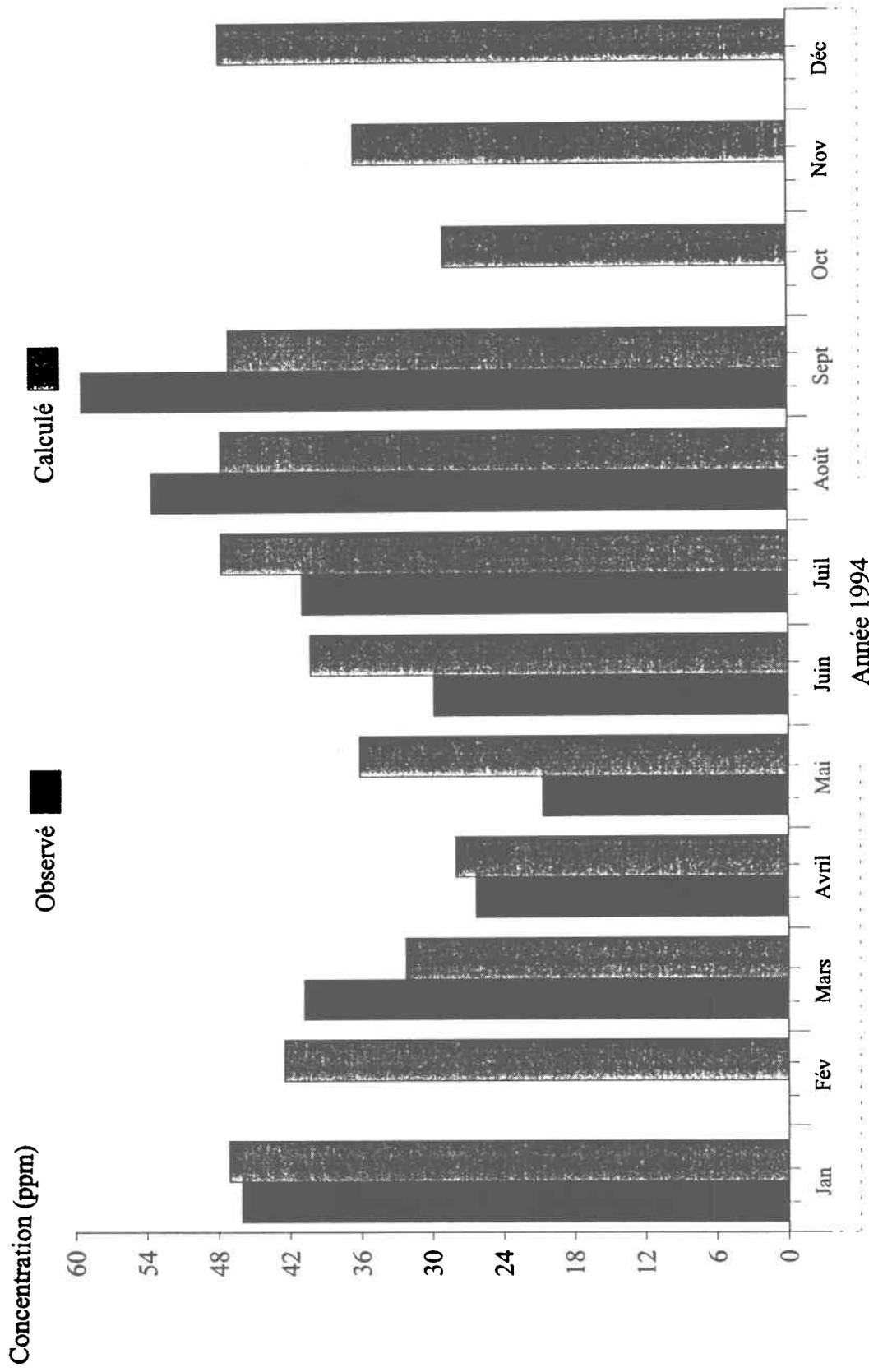
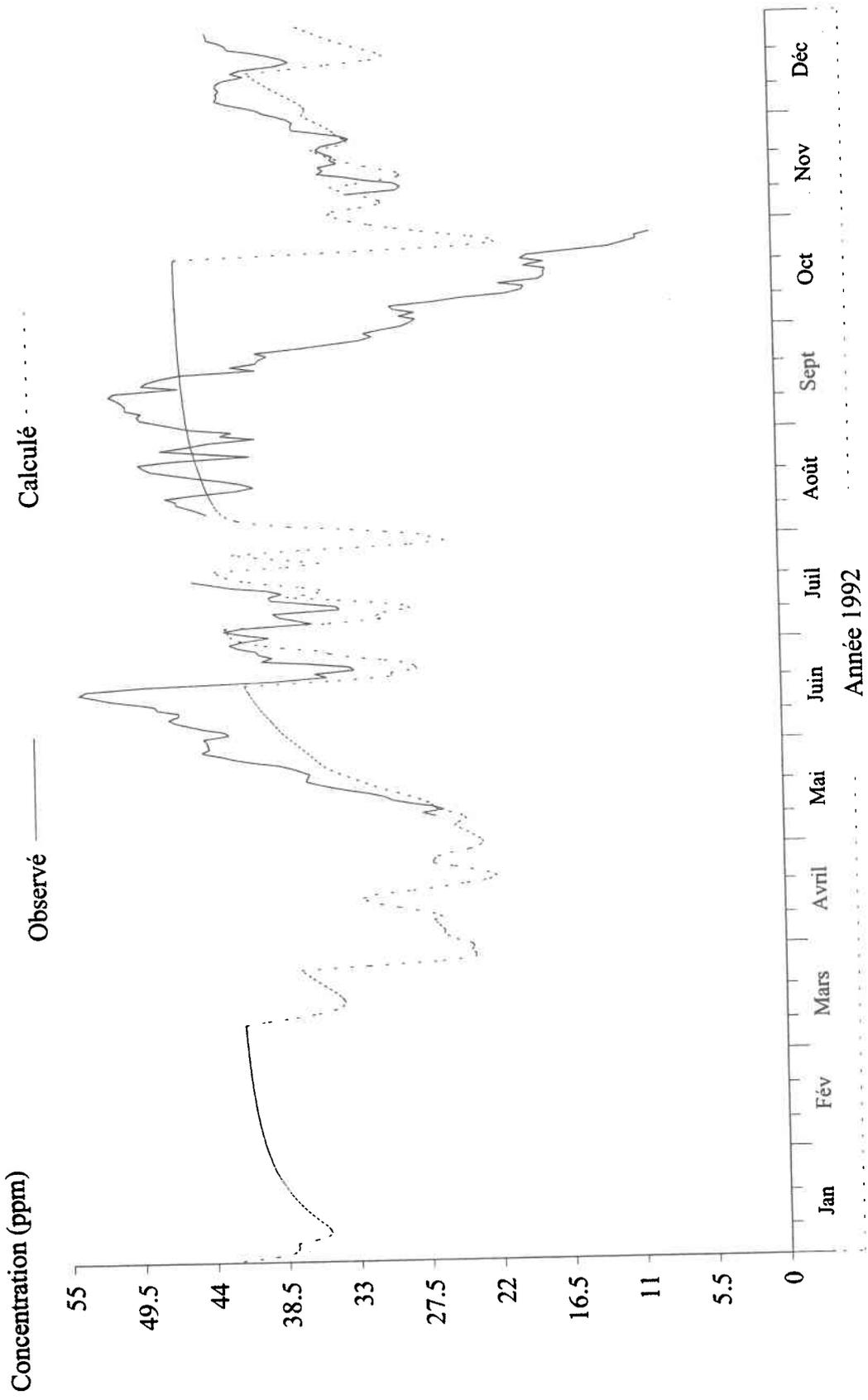


Figure 4.13 Concentrations en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993.



CEQUE ~~SA~~ INRS - Eau

Figure 4.14 Concentrations en solides dissous, moyennes mensuelles calculées (modèle original) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994.



CEQUELAS INRS - Eau

Figure 4.15 Concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992.

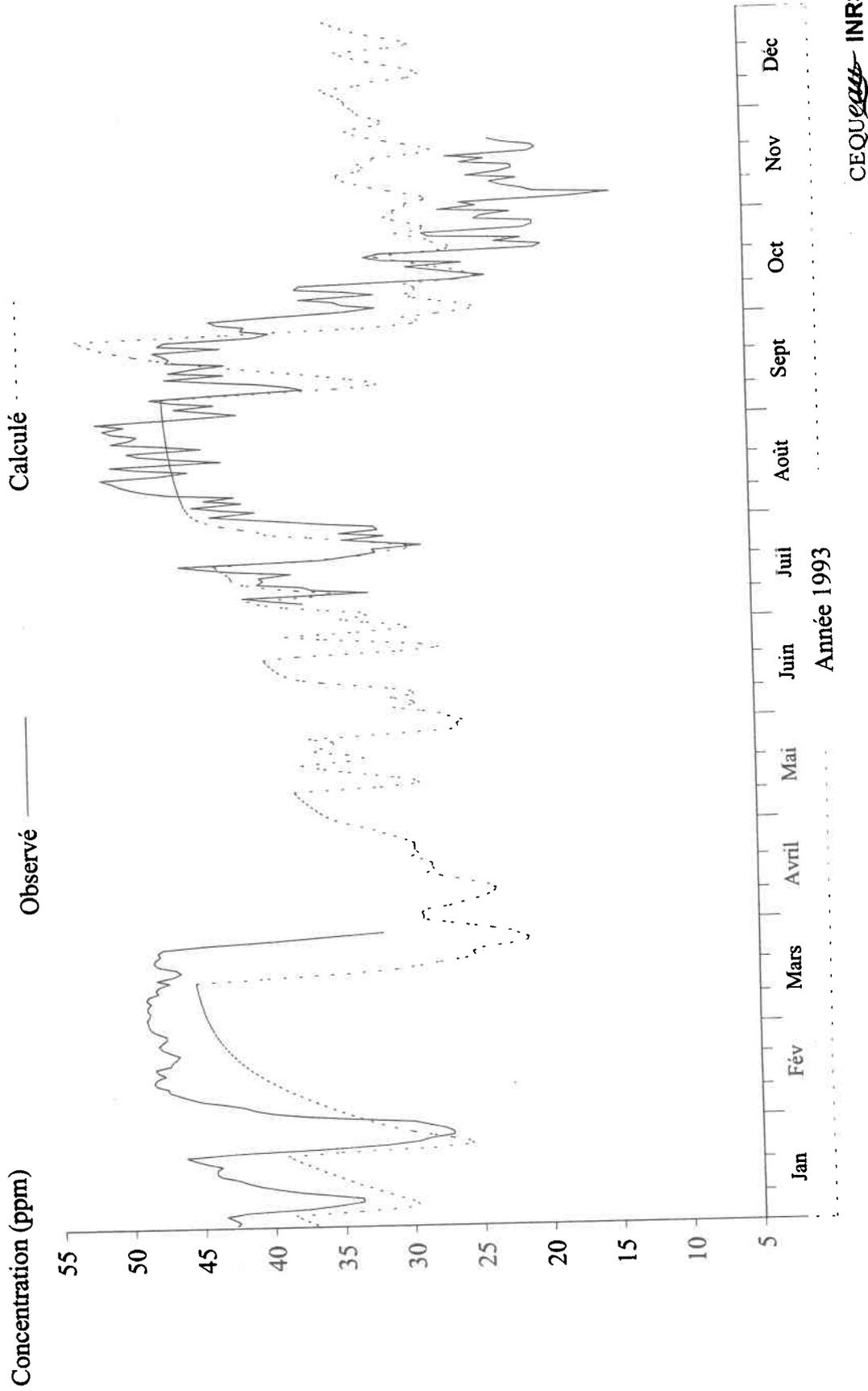
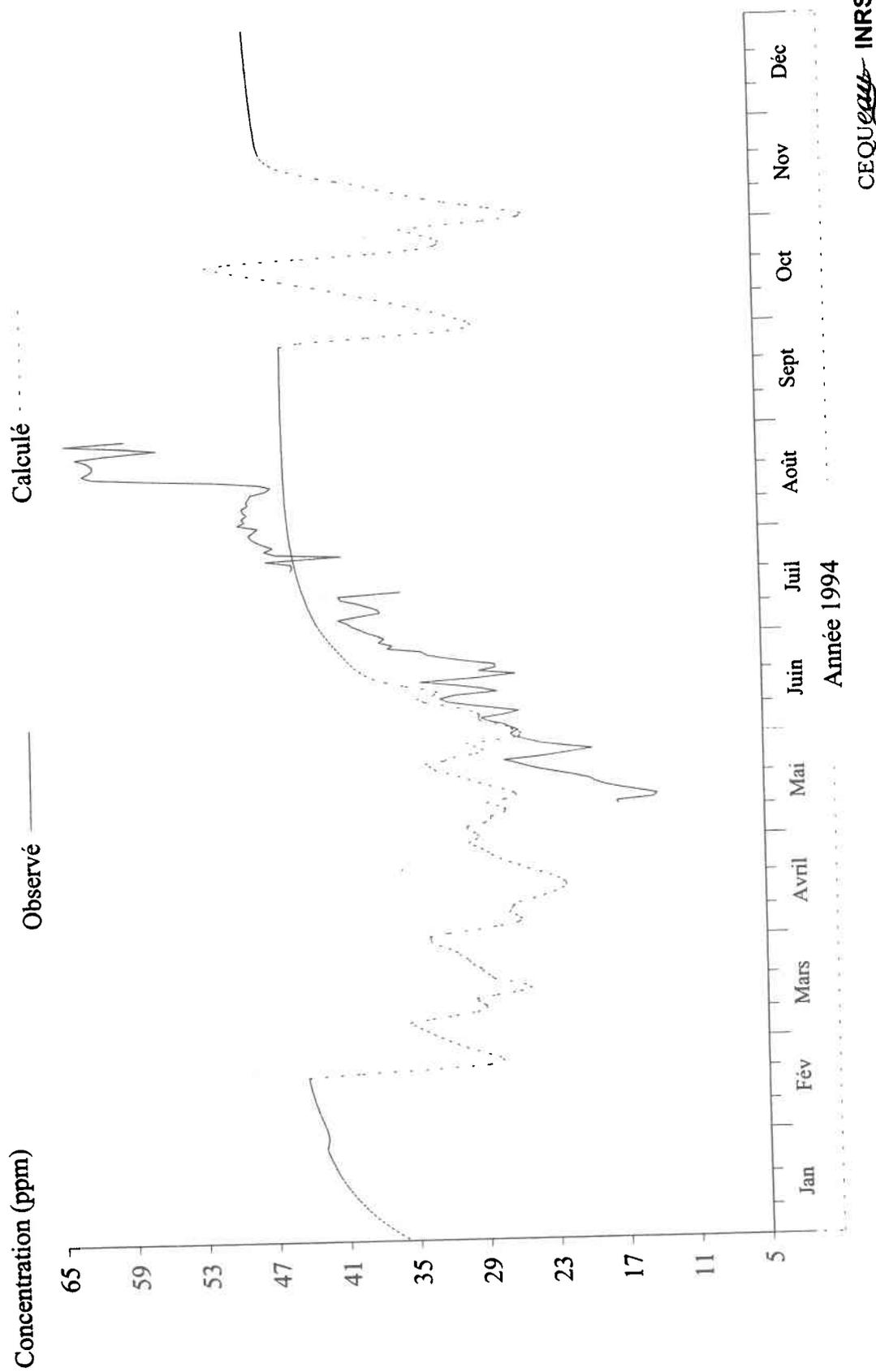


Figure 4.16 Concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993.



CEQUEAU INRS - Eau

Figure 4.17 Concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994.

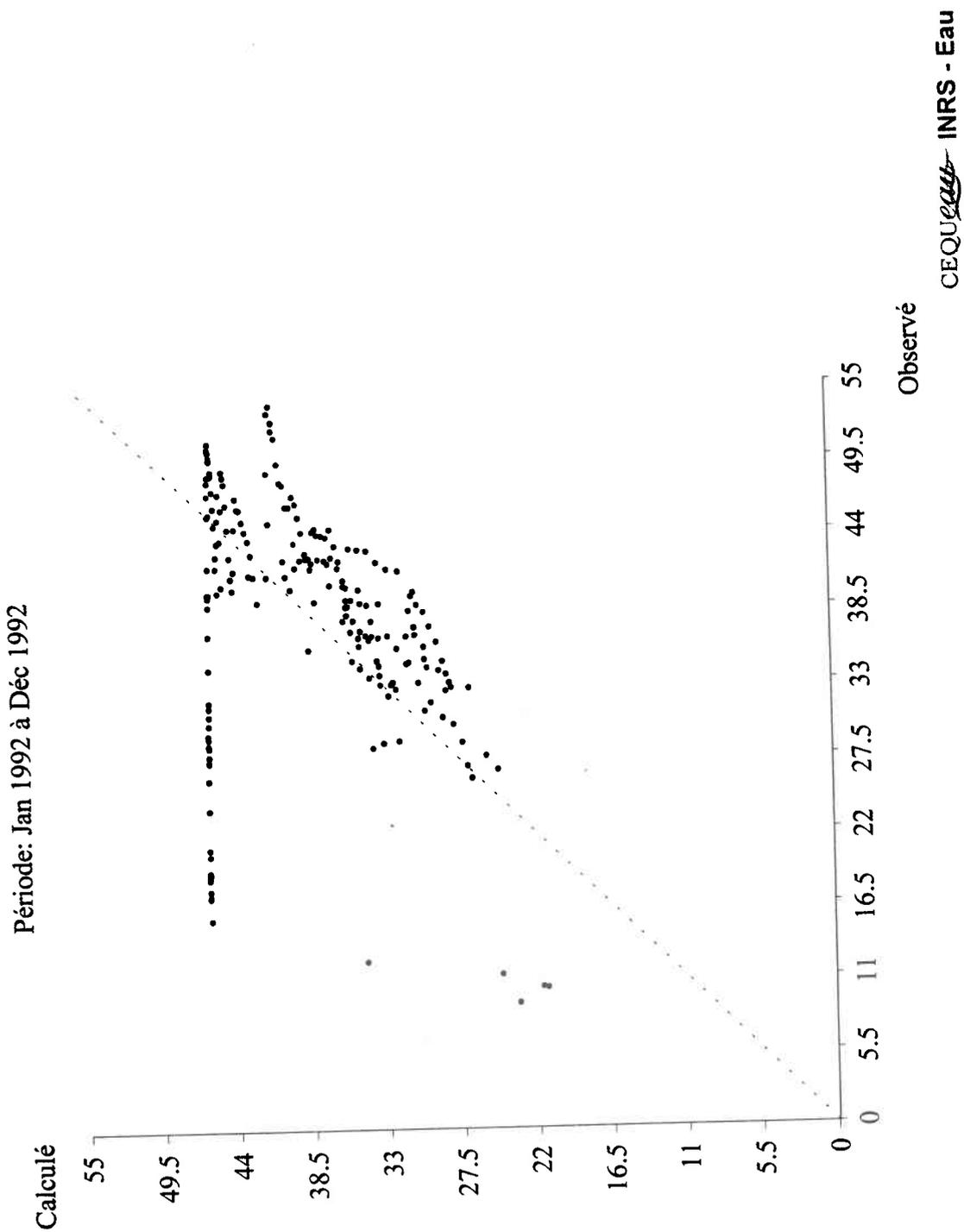


Figure 4.18 Diagramme de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 1 du ruisseau Catamaran en 1992.

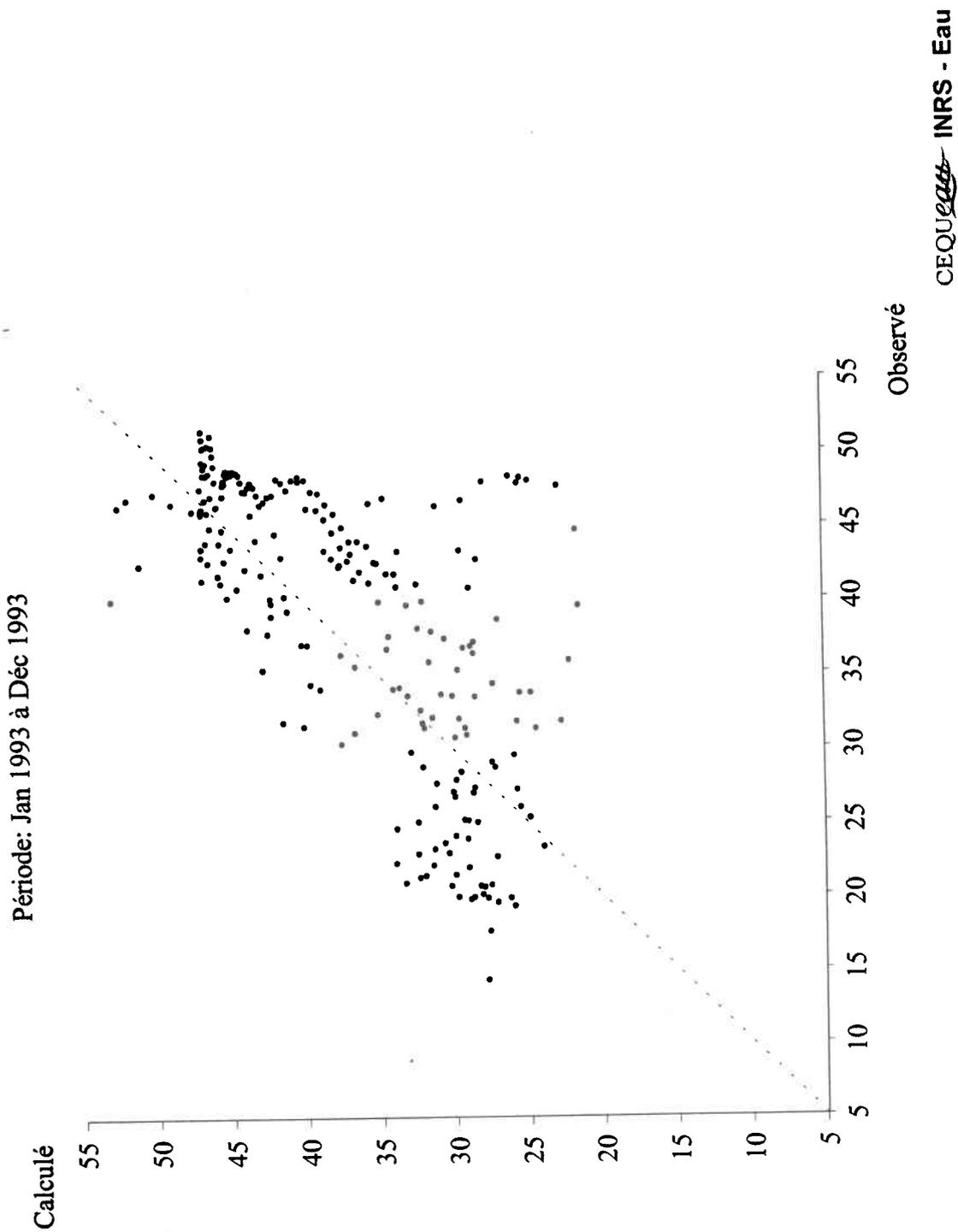


Figure 4.19 Diagramme de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1993.

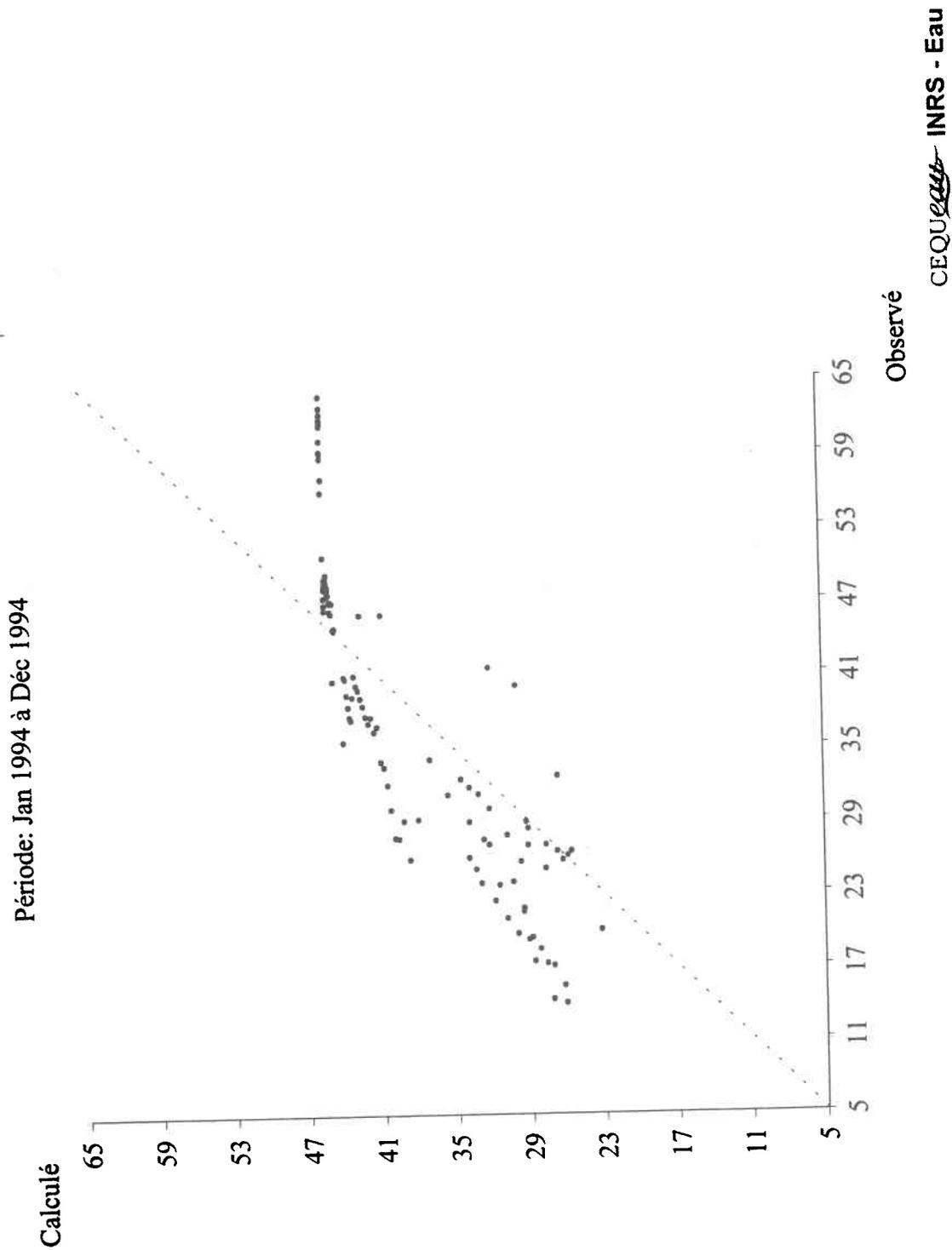


Figure 4.20 Diagramme de dispersion des concentrations en solides dissous calculées (algorithme linéaire) et observées (reconstituées à l'aide de la conductivité) à la station 2 du ruisseau Catamaran en 1994.

4.4 DISCUSSION ET CONCLUSION

4.4.1 Comparaison entre le modèle original et le modèle modifié

L'inclusion de la variabilité de la concentration des solides dissous du réservoir NAPPE en fonction du niveau du réservoir a permis une nette amélioration des simulations à la station 2. Le coefficient de Nash à cette station n'est que de 0,27 pour le modèle original, mais se chiffre à 0,63 avec l'algorithme linéaire, pour le modèle modifié. Pour cette même station, le modèle original a produit un NTM de 0,30, et le modèle modifié avec l'algorithme linéaire a produit un NTM de 0,38.

À la station 1, la performance du modèle modifié est variable. Le modèle modifié avec l'algorithme linéaire a produit des coefficients de Nash moins négatifs que ceux produits par le modèle original en 1992 (tableau 4.6). Cependant, le modèle original produit de meilleures simulations que le modèle avec l'algorithme linéaire en 1993. Il faut noter que l'EQM a aussi diminué en 1992 et 1994 lorsqu'on utilise l'algorithme linéaire plutôt que le modèle original.

Les deux autres algorithmes présentés dans la section 4.3 ne devraient pas être exclus des études subséquentes. Suite à une évaluation des trois algorithmes sur d'autres cours d'eau et sur des séries chronologiques plus longues, il est possible qu'un des trois algorithmes se distingue comme étant supérieur pour simuler la concentration des solides dissous de la nappe phréatique. La courbe logistique offre l'avantage de combiner une portion linéaire et logarithmique et fut utilisée avec succès dans les modélisations des concentrations de sodium (Na^+) au ruisseau Hubbard (Johnson et al., 1969). Une analyse plus détaillée de son applicabilité dans le cas des solides dissous, basée sur des sites plus nombreux et des séries chronologiques plus longues est donc souhaitable.

Une partie de l'imprécision du modèle de solides dissous (surtout en 1992) peut être imputable aux simulations hydrologiques. Le modèle hydrologique n'a pas réussi à simuler les hausses de débit qui se sont produites entre août et septembre 1992 (figure 2.9). Par exemple, entre le 10 et 15 octobre 1992, le débit mesuré augmente de 0,1 à 0,8 m^3/s , tandis que les valeurs simulées demeurent

inférieures à $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$. Une hausse si légère du débit n'a probablement pas déclenché de ruissellement hypodermique dans le modèle original. Par conséquent, le modèle original aurait produit la même concentration de solides dissous provenant de la nappe. Le modèle modifié aurait réagi en baissant la concentration en solides dissous du réservoir NAPPE, ce qui aurait amélioré la simulation pour cette période. Les débits simulés ont plutôt tendance à diminuer durant cette période. Les valeurs de solides dissous simulées demeurent relativement élevées en août et septembre, tandis que les valeurs mesurées affichent une baisse plus importante associée à la dilution (figures 4.5 et 4.15).

Une autre source d'erreur potentielle consiste à l'utilisation de la conductivité pour reconstituer les valeurs de solides dissous. Bien que la figure 4.1 montre que la relation décrite par l'équation 4.5 est basée sur une grande quantité de points et que la corrélation entre les deux variables est forte (0,91), il est possible que certaines valeurs de conductivité introduisent des erreurs dans la simulation. Foster et al. (1981) ont démontré que l'utilisation de la conductivité pour reconstituer les concentrations de solides dissous peut amener certains problèmes. La présence de substances organiques dissoutes peut biaiser la relation entre les deux variables. Les variations de pH peuvent aussi avoir un impact sur la solubilité d'autres ions et de cette façon, modifier la relation entre les solides dissous et la conductivité. Il faut souligner que la quantité de matière organique dissoute et le pH peuvent tous deux être affectés par l'activité forestière. Il faudra donc porter une attention particulière à la relation conductivité-solides dissous durant la seconde phase du projet.

4.4.2 Variabilité spatio-temporelle

Les valeurs calculées montrent moins de variations que les valeurs mesurées dans le cours d'eau. Sur la figure 4.5, les périodes d'écoulement de base (faibles débit estival et hivernal) sont caractérisées par une concentration de solides dissous calculée par le modèle original qui est constante (47,8 ppm). Étant donné que les débits journaliers modélisés ne proviennent que du réservoir NAPPE durant ces périodes de faible débit, la concentration attribuée à cet écoulement demeurent constante dans le modèle original. Morin et al. (1984) ont remarqué le phénomène

inverse (valeurs calculées par le modèle variant plus que les valeurs réelles) dans leur application du modèle CEQUEAU sur le bassin versant de la rivière St-Anne. Ils ont expliqué en partie la plus grande variation des valeurs calculées par le fait que les mesures prises sur le bassin versant étaient des moyennes de 3 jours. Le cas de la rivière St-Anne ne permet pas de comparaisons évidentes, puisqu'il s'agit d'un bassin versant soumis à des charges anthropiques importantes de solides dissous.

Le plafonnement des valeurs simulées en étiage demeure présent avec les trois algorithmes du modèle modifié. La plus grande variabilité dans les valeurs mesurées que dans les valeurs simulées en étiage peut être causée par de nombreux facteurs: la précision des appareils de mesure, des apports locaux (source souterraine par exemple) à proximité du site de mesure, ou encore une influence plus importante que prévue par le modèle de l'évaluation à l'échelle locale ou à l'échelle du bassin versant

Des modèles géochimiques ont été appliqués pour fin de comparaison sur un petit bassin versant forestier situé au centre de l'Allemagne (Janssen et Heuberger, 1995). Dans l'ensemble, la dynamique à court terme (simulations journalières, par exemple) n'est pas bien reproduite par les modèles. La plupart des modèles arrivent à bien simuler les charges et les flux d'ions sur une base temporelle plus longue, comme les concentrations moyennes ou charges annuelles ou mensuelles (Van Grinsven et al., 1995). C'est aussi le cas du modèle quantité-qualité CEQUEAU. Il semble qu'en général, les moyennes mensuelles sont relativement bien modélisées, surtout par le modèle modifié qui diminue sensiblement les erreurs pour 1994 (figure 4.14).

L'ajustement des paramètres du modèle se fait, en principe, pour l'ensemble du bassin. Le calage du modèle pour les deux stations a nécessité une modification de la concentration de solides dissous de la nappe (48 ppm pour la station 1 et 64 ppm pour plusieurs carreaux entiers en amont de la station 2). Morin et al. (1984) avaient aussi recalé le modèle pour différents sous-bassins du bassin versant de la rivière St-Anne. Dans leur étude de 69 petits bassins versants (superficie < 30 km²) situés dans la même région de la Virginie (É.-U.), Puckett et Bricker (1992) ont trouvé que les variations de la chimie de l'eau étaient fortement liées aux variations de la géologie locale. Bouchard (1983) a aussi

remarqué des différences importantes dans la chimie de l'eau à différents endroits sur un petit (24 ha) bassin versant de Bretagne (France). Elle a conclu que la qualité de l'eau reflète les teneurs de la nappe phréatique qui peuvent varier sur le bassin versant. Proportionnellement, le ruissellement de surface ne semble pas avoir une influence aussi prépondérante (Bouchard, 1983).

Cette remarque semble aussi s'appliquer au ruisseau Catamaran et sur la plupart des bassins versants forestiers (Brown, 1980). La différence possible des teneurs en solides dissous de la nappe, et du ruissellement hypodermique à différentes stations du bassin s'explique entre autre par des temps de contact de l'eau avec le sol qui diffèrent d'une station à l'autre (Pilgrim et al., 1979; Caissie et al., 1996), d'où la pertinence des modifications apportées au modèle CEQUEAU. Cette hétérogénéité spatiale pourrait s'accroître avec la coupe forestière. Les parcelles coupées devraient subir une diminution de l'interception des précipitations et une diminution de l'évapotranspiration, ce qui pourrait amener une modification significative de la percolation vers la nappe phréatique à certains endroits.

Walling et Foster (1975) ont donné un avertissement aux usagers d'une trop grande simplification des concepts de dilution. Il devient difficile de tenir compte des différents phénomènes hydrologiques d'un bassin versant. Par exemple, le degré de saturation en humidité du sol peut expliquer un effet de retard entre les fluctuations de débit et les fluctuations de concentration de solides dissous.

Le concept de Surface Élémentaire Représentative ("*Representative Elementary Area*" ou REA; Wood et al., 1988; Silberstein et Sivapalan, 1995) peut aider à conceptualiser la variation spatiale des concentrations de solides dissous. Les REA sont des surfaces dont la superficie représente l'échelle à laquelle on retrouve les grandes hétérogénéités dans la végétation, pédologie et topographie du bassin versant. Ce concept se marie bien à celui des carreaux entiers du modèle CEQUEAU. Le modèle permet un ajustement des concentrations en solides dissous de la nappe. Cet ajustement permet une meilleure représentation conceptuelle des REA. Il faudra récolter des séries temporelles de conductivité plus longues aux deux stations pour permettre une meilleure

validation du modèle modifié. Il faudra aussi tester les trois algorithmes sur d'autres bassins. La performance du modèle modifié à la station 2 a pu être évaluée avec seulement 4 mois de données journalières. De plus, cette période ne couvrait pas le printemps, saison durant laquelle on assiste souvent aux plus importantes dilutions des concentrations de solides dissous.

Les mg/L ont été sélectionnés comme unité de mesure des concentrations en solides dissous parce que les données disponibles sur le ruisseau Catamaran utilisaient ces mêmes unités. De plus, le modèle original utilise aussi les mg/L. Il faut reconnaître que les effets des solides dissous sur l'écosystème sont plus faciles à identifier par l'analyse de concentrations molaires de certains composés ou à des changements de pression osmotique liés à la charge. Une application plus approfondie du modèle devrait pouvoir permettre l'utilisation de ces unités. De plus, les ratios entre les composés inclus dans la concentration en solides dissous peuvent varier selon le débit et la contribution relative des différents horizons du sol. Il se peut que cette variation dans les ratios soit une source d'imprécision du modèle.

On peut quand même conclure, en se basant sur les données partielles de la station 2, que les modifications apportées au modèle de solides dissous sont prometteuses.

CHAPITRE 5

CONCLUSION DE LA THÈSE

5.1 Résumé des résultats

Le projet de recherche sur l'habitat aquatique du ruisseau Catamaran a offert la possibilité de vérifier l'applicabilité d'un modèle déterministe conceptuel comme CEQUEAU. Les données météorologiques, hydrologiques et de qualité de l'eau récoltées durant la première phase de projet (1990-1995) ont permis une application du modèle hydrologique, du modèle de température de l'eau en rivière et du modèle de simulation des solides dissous.

La simulation des débits est le cœur du modèle CEQUEAU. La qualité des débits simulés est de première importance et a des répercussions sur les simulations de paramètres de qualité tels que la température et les solides dissous. Le modèle hydrologique a permis de simuler correctement les débits. Généralement, les valeurs observées ont bien été reproduites par le modèle. Les lames observées et calculées diffèrent par à peine 39 mm pour l'ensemble de la période modélisée et les débits moyens observés et calculés (1990-1995) sont presque identiques ($0,62 \text{ m}^3/\text{s}$ et $0,63 \text{ m}^3/\text{s}$). Le principal critère d'évaluation utilisé pour évaluer l'exactitude des débits simulés, le coefficient de Nash, a varié entre 0,47 et 0,73 (0,61 pour l'ensemble de la période). Il faut quand même retenir que certains événements hydrologiques ont été moins bien simulés par le modèle (par exemple, les pluies de l'automne 1992 et la crue importante de décembre 1993). Ces différences entre certaines valeurs calculées et observées ont des répercussions sur les simulations de température et de solides dissous, toutes deux dépendantes des apports de volumes d'eau simulés pour chacun des réservoirs du modèle.

Les simulations de températures avec le modèle original ont permis de bien reproduire le régime thermique du ruisseau Catamaran. Les erreurs quadratiques moyennes annuelles ont varié entre 1,38 et 3,30 °C. Les erreurs quadratiques les plus élevées ont été surtout observées pour les années 1990

et 1991, pour lesquelles il existe relativement peu de données observées. Le modèle original reproduit bien le cycle annuel, mais il a tendance à exagérer les variations à court terme. Pourtant, dans le calage de modèle, on a tenté de minimiser ces variations en attribuant la valeur maximale au coefficient permettant de modifier la profondeur de la rivière (COPROM).

Les deux modifications majeures apportées au modèle de simulation de température de l'eau sont le changement de la méthode de calcul de la température du ruissellement hypodermique, et l'ajout du couvert forestier comme variable modifiant l'enthalpie des ruissellements de surface et hypodermique.

Une première étape a consisté à vérifier la pertinence de modifications qui affectent principalement le ruissellement hypodermique sans changer les enthalpies liées à l'écoulement de base, ni le budget thermique à la surface du ruisseau. Pour ce faire, le rapport entre les enthalpies du ruissellement hypodermique et l'enthalpie totale sur un carreau entier a été calculé pour chaque année. Ce rapport a varié en moyenne entre 10,79% et 17,21%. On a aussi remarqué que, durant certains événements, l'enthalpie du ruissellement hypodermique représente plus de 50% du budget thermique local et plus de 20% du budget thermique total. Les modifications apportées au modèle de température s'appliquent donc à une composante importante du budget thermique du ruisseau.

Les simulations de température de l'eau avec le modèle modifié sont meilleures que celles du modèle original. Le coefficient de Nash pour l'ensemble de la période est de 0,82 pour le modèle modifié, comparativement à 0,78 pour le modèle original. L'erreur quadratique moyenne est passée de 2,10 °C avec le modèle original, à 1,77 °C pour le modèle modifié. Les importantes fluctuations à court terme qui ont caractérisé les simulations avec le modèle original ont été amoindries avec le modèle modifié, et la valeur du paramètre COPROM utilisée pour caler le modèle modifié est plus réaliste (5,0).

Afin de permettre une analyse détaillée de la sensibilité du modèle modifié face aux changements de couvert forestier, l'analyse des résidus de température, l'analyse graphique et le calcul de l'indice de sensibilité relative ont été utilisés. Plusieurs scénarios de coupe ont été simulés en diminuant le

pourcentage de couvert forestier sur les carreaux partiel. Une diminution de 100% du couvert forestier produit une différence moyenne de température variant entre 0,33 °C et 0,67 °C à la station 2, pour l'ensemble de la période sans glace. Lorsqu'on ne considère que le mois de mai (période de crue), cette même réduction du couvert forestier produit des différences moyennes de température allant jusqu'à 0,93 °C. En simulant une diminution de 50% et 100% du couvert forestier durant des événements pluvieux importants (> 50 mm en 24 heures), les augmentations des températures journalières de l'eau imputables à la coupe vont jusqu'à 0,93 °C et 2,38 °C respectivement. Il semble donc que le modèle soit sensible à la diminution de la futaie, surtout lors d'événements hydrologiques importants.

L'utilisation de l'indice de sensibilité relative a permis de jauger la sensibilité du modèle modifié aux nouvelles variables et aux nouveaux paramètres introduits. Cette analyse a révélé que le modèle modifié est plus sensible aux changements de la température du sol qu'aux paramètres reliés à la futaie.

Les simulations de concentrations de solides dissous sur le ruisseau Catamaran ont permis de reproduire l'allure générale des épisodes de dilution associés à des événements de pluie ou de fonte. Le modèle original attribue une valeur constante au ruissellement et à l'écoulement hypodermique. Une variation spatiale (mais non temporelle) de la valeur de l'écoulement de la nappe est permise dans le modèle original. Des mesures de conductivité de la nappe au ruisseau Catamaran ont démontré qu'il existe une grande variabilité spatio-temporelle dans les concentrations de solides dissous associés à l'eau souterraine. Trois algorithmes permettant de simuler cette variabilité ont été testés. Il s'agit, dans les trois cas, de faire varier la concentration de solides dissous de la nappe en fonction du niveau d'eau dans le réservoir du même nom. La méthode de simulation linéaire, de même que des courbes logarithmiques et logistiques ont été testées. À la station 1, la performance du modèle modifié est variable. Seule l'algorithme linéaire améliore les simulations à cette station. Toutefois, les coefficients de Nash sont demeurés négatifs à cette station. Les trois nouvelles approches ont amélioré les simulations à la station 2 (mi-bassin). À cet endroit, le coefficient de Nash journalier a passé de 0,27 avec le modèle original à 0,63 avec l'algorithme linéaire, et à 0,77 et 0,78

pour les courbes logarithmique et logistique. Il faudra tester les algorithmes proposés sur de plus longues séries chronologiques et sur d'autres bassins versants avant de pouvoir porter un jugement exhaustif sur la pertinence des modifications apportées.

5.2 Implications pour le ruisseau Catamaran et autres bassins versants forestiers

Le projet du ruisseau Catamaran a entamé sa deuxième phase en 1996, avec la construction de routes donnant accès aux aires de coupe. La coupe a débuté par la suite et continue jusqu'à ce jour. Moins de 10% du bassin versant a été coupé jusqu'à présent. La superficie coupée ne dépassera pas 15% du bassin lorsque la deuxième phase sera terminée.

Certaines analyses préliminaires ont déjà été faites avec les deux premières années de données récoltées dans la seconde phase du projet. Entre autre, une comparaison des débits moyens annuels entre la rivière Little Southwest Miramichi (bassin témoin) et le ruisseau Catamaran a été tentée (D. Caissie, Pêches et Océans Canada, données non publiées). La régression linéaire entre les débits des deux cours d'eau a été calculée pour la première phase du projet. Ensuite, les débits annuels moyens pour les années 1996 et 1997 ont été ajoutés. Le débit annuel moyen pour 1996 a une valeur supérieure à celui obtenu par la régression ($p < 0,1$), mais celui de 1997 ne l'est pas. Jusqu'à présent on peut difficilement conclure que le régime hydrologique a été affecté de façon importante par la coupe.

L'approche utilisée dans le modèle de température de l'eau modifié, qui met l'emphasis sur une nouvelle méthode de calcul pour la modification des enthalpies locales plutôt que sur la modification des processus hydrologiques semble justifiée à la lueur des ces analyses préliminaires de débit.

L'analyse de sensibilité a démontré que, sur une base saisonnière, le modèle modifié a peu réagi à une petite diminution de la futaie. Cependant, l'analyse des températures simulées durant certains événements pluvieux a démontré que le modèle peut être sensible à la diminution du couvert forestier,

même si cette diminution est relativement faible.

Il semble donc que le modèle modifié de température offre des possibilités quant à l'analyse de l'impact des pratiques forestières sur le régime thermique d'un petit cours d'eau comme le ruisseau Catamaran, dans la mesure où l'emphase est mise sur l'analyse d'événements hydro-météorologiques importants. Le modèle modifié pourra être calibré pour tenir compte des blocs de coupe réels, dès que les activités de coupe seront terminées. On pourra ensuite modéliser différents scénarios hydro-météorologiques pour obtenir une analyse quantitative de l'impact de la coupe lors d'événements extrêmes.

Un tel outil peut s'avérer fort utile pour la recherche biologique au ruisseau Catamaran. Par exemple, on sait déjà que le régime thermique a une importance primordiale sur l'émergence et la croissance des alevins. Une étude comparative effectuée entre le ruisseau Catamaran et la rivière Little Southwest Miramichi a démontré qu'en 1995, le ruisseau Catamaran offrait de meilleures températures que la rivière Little Southwest Miramichi pour la croissance optimale des alevins tandis qu'en 1996, ce fut le contraire (Johnston 1997). Les dates de dérive maximale des alevins sont liées aux dates d'émergence maximales. Or, les données d'émergence prises au ruisseau Catamaran semblent indiquer que les variations locales du régime thermique sont une des causes importantes de la variation dans les dates d'émergence d'une année à l'autre ou d'un site à l'autre (P. Hardie, Pêches et Océans Canada, données non publiées). Le modèle de température de l'eau en rivière tel que modifié permet donc d'envisager différents scénarios pour la seconde phase du projet, qui pourront être analysés en conjonction avec les données biologiques sur l'émergence et la dérive des jeunes poissons.

Les résultats de simulations de solides dissous indiquent que ce paramètre est plus difficile à modéliser. Au ruisseau Catamaran, la relation entre le débit et la conductivité est la plus significative parmi les paramètres chimiques analysés ($r^2 = 0,85$) par Caissie et al. (1996). La conductivité et, par conséquent les solides dissous, devraient donc bien se prêter à l'application d'un modèle à bilan massique. Pourtant, Foster et al. (1981) ont remarqué que la relation entre les solides dissous et la

conductivité peut varier selon la quantité de matière organique dissoute présente. De plus, des baisses de pH peuvent aussi affecter la solubilité d'autres ions et par conséquent, changer la relation SD-conductivité. La performance variable du modèle pourrait s'expliquer en partie par les incertitudes dans la relation entre la conductivité et les solides dissous. Cette incertitude rend donc difficile l'utilisation du modèle pour prédire l'impact potentiel de la coupe sur la chimie de l'eau au ruisseau Catamaran.

En conclusion, l'application du modèle CEQUEAU a permis de vérifier que ce modèle peut simuler adéquatement les débits, la température et les solides dissous sur un petit bassin versant forestier. Les modifications apportées au modèle de température ont permis de tenir compte de la température de l'écoulement hypodermique et du couvert forestier dans le bilan thermique. De plus, le modèle de solide dissous modifié peut maintenant prendre en considération la variation temporelle des concentrations de solides dissous provenant de la nappe phréatique.

RÉFÉRENCES

- Anderson, A. J., D. Adamson, D. Pyatt et M. Hornung (1993). pH, aluminium and calcium concentrations of streams draining acidic soils on calcareous till at Kershope, Cumbria. *Journal of Hydrology*. 149: 27-37.
- André, J.-C., P. Bougeault et J.-P. Goutorbe (1989). Regional estimates of heat and evaporation fluxes over non-homogenous terrain. Examples from the HAPEX-MOBILHY Programme. *Boundary-layer Meteorology*. 50 : 77-108.
- Arp, P.A. et X. Yin (1992). Predicting water fluxes through forests from monthly precipitation and mean monthly air temperature records. *Can. J. For. Res.* 22: 864-877.
- Basaguren, T. et K. Orive (1990). Spatio-temporal changes in caddisfly communities in the River Lee, Basin (Basque contry). *Annales de limnologie*. 25(1) : 61-68.
- Bastarache, D. (1995). Analyse du ruissellement du bassin versant Catamaran à l'aide du réseau de neurones. Rapport de l'École de génie, Université de Moncton. 25 p.
- Battarbee, R. (1994). Diatoms, lake acidification and the surface water acidification program SWAP: a review. *Hydrobiologia*. 274 : 1-7.
- Beven (1979). A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol Sci. Bull.* 24(1): 43-69
- Blanken, P.D., et W.R. Rouse (1994). The role of Willow-Birch Forest in the Surface Energy Balance at Arctic Treeline. *Arctic and Alpine Research*. 26 (4) : 403-411.
- Blinn, D. (1984). Growth response to variation in temperature and specific conductance by *Chaetoceros muelleri*. *British Phycological Journal*. 19 : 19-31.
- Bodo, B.A. et T.E. Unni (1990). Modèles linéaires stochastiques théoriques pour la réponse des petits bassins. *Revue des Sciences de l'Eau* 3: 151-182.
- Borman, F.H. et G.E. Likens (1979). *Pattern and process in a forested ecosystem*. Springer-Verlag, New York, NY 253 p.
- Bottomley, D.J., D. Graig et L.M. Johnston (1984). Neutralization of acid runoff by groundwater discharge to streams in Canadian precambrian shield watersheds. *Journal of Hydrology*. 75 :1-26.
- Bouchard, M. (1983). Bilan géochimique et origine d'éléments dissous dans un bassin versant

granitique breton (France). *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*. 24: 363-379.

Bowen, I.S. (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.* 27 : 316-355.

Bowles, D., D. Fread et W. Grenney (1977). Coupled dynamic Streamflow-Temperature Models. *ASCE Journal of the Hydraulics Engineering Division*. 103 (HY5) :515-530.

Brocard, D. et D. Halderman (1976). One-Dimensional Temperature Predictions in Unsteady Flows. *ASCE Journal of the Hydraulic Engineering Division*. 102 (HY3): 227-248.

Brown, G. (1969). Predicting temperatures of small streams. *Water Resour. Res.* 5 (1): 68-75.

Brown, G. et J. Krygier (1970). Effects of clear-cutting on Stream Temperature. *Water Resour. Res.*, 6 (4): 1133-1139.

Brownlee, M. J., B.J. Shepherd, et D.R. Bustard. (1988). Some effects of forest harvesting on water quality in the Slim Creek watershed in the central interior of British Columbia. *Can. Tech. Rep. Fish. Aquat. Sci.* 1613: 41 p.

Burton, T.M. et G.E. Likens (1973). The effect of strip-cutting on stream temperatures in the Hubbard Brook. *Bioscience*. 23 (7): 433-435.

Bhumralkar, C.M. (1975) Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteorol.* 14 : 1246-1258.

Caissie, D., T. Pollock, et R.A. Cunjak (1996). Variation in stream water chemistry and hydrograph separation in a small drainage basin. *Journal of Hydrology*. 178:137-157.

Caissie, D., N. El-Jabi et A. St-Hilaire (1998). Predicting water temperature with different air-water relationship. *Can. J. civ. Eng.* 25 :250-260.

Caroll, T., R. Noble, et R. Bushman (1983). Analytical Prediction of the Hourly Temperature Variation in Rivers. *Journal of Environmental Systems*. 12 (3) : 279-288.

Cederholm, C.J. et L.M. Reid. (1987). Impacts of forest management on coho salmon (*Oncorhynchus Kisutch*) populations of the Clearwater River, Wahsington. A project summary: 373-398. Dans E.O. Salo et T.W. Cundy (éd.). Streamside management: Forestry and fishery interactions. Univ. Wash. Inst. For. Prod. Contrib. 57: 471p.

Chaudry, H., D. Cass et J. Edinger (1983). Modeling of unsteady -flow water temperatures. *ASCE Journal of the Hydraulic Engineering Division*. 109 (5): 657-669.

- Christophersen, N. et H. Seip. (1982). A model for streamwater chemistry at Birkenes, Norway. *Water Resour. Res.* 18 (4) : 977-996.
- Christophersen, N., C. Neal, R. Hooper, R. Vogt, et S. Andersen (1990). Modelling streamwater Chemistry as a mixture of soilwater end-members-A step towards second-generation acidification models. *Journal of Hydrology.* 116 : 307-320.
- Cluis, D. (1972). Relationship between stream water temperature and ambient temperature. *Nordic Hydrology.* 3: 65-71.
- Cluis, D., R. Langis et P. Couture (1988). Contribution durant des épisodes hydrologiques extrêmes des apports atmosphériques et souterrains en ions majeurs à la qualité des eaux de surface. *Atmosphere-Ocean* 26(3): 437-448.
- Comer, L.E., W. J. Grenney, et I. Dirmhirn. (1966). Stream temperature modeling. Technical Paper Utah State University, Logan, Utha : 527-539.
- Cook, R., J. Elwood, R. Turner, M. Bogle, P. Mulholland et A. Palumbo. (1994) Acid-base chemistry of high-elevation streams in the Great Smoky mountains. *Water, Air and Soil pollution.* 72 : 331-356. .
- Cole, G. A. (1994). *Textbook of limnology.* Fourth Edition. Waveland Press Inc. 412 p.
- Cosandey, C. M. (1986). De l'origine de l'écoulement rapide de crue, dans un petit bassin-versant forestier breton. *Z. Geomorph. N.F.* 60:177-186.
- Cosby, B., G. Hornberger et N. Galloway. (1985a). Modeling the effects of acid Deposition: Assessment of a lumped parameter model of soil water and streamwater chemistry. *Water Resour. Res.* 21(1): 51-63.
- Cunjak, R. A., D. Caissie et N. El-Jabi (1990). Projet de recherche sur l'habitat du ruisseau Catamaran :description et champs d'étude général. *Rapp. Tech. Can. Sci. Halieut. Aquat.* 1751. 15 p.
- Cunjak, R. A., D. Caissie, N. El-Jabi, P. Hardie, J. Conlon, T.L. Pollock, D. Giberson et S. Komadina-Douthwright (1993). The Catamaran Brook (New Brunswick) Habitat Research Project: Biological, physical and chemical conditions (1990-1992). *Can. Tech. Rep. Fish. Aquat. Sci.* 1914. 81 p.
- Cunjak, R.A. (1995). Adressing forestry impacts in the Catamaran Brook Basin : An overview of the pre-logging phase. Dans E.M.P. Chadwick (éd.). Water Science and the public, the Miramichi Ecosystem. *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.* 123 : 191-210.
- Cunjak, R. A., J. Therrien (1996). Modelling Atlantic salmon population dynamics in a small stream.

Dans Leclerc, M. et al. (éd.). *Proceedings of the second Symposium on Habitat hydraulics, Ecohydraulics 2000*, Québec, 11-14 juin INRS-eau: b381-b486.

Davidson, W., M. Hill, C. Woof, M. Rouen, D. Aspinall. (1994). Continuous measurement of Stream pH. Evaluation of procedures and comparison of resulting hydrogen ion budgets with those from flow-weighted integrating samplers. Technical paper.

Deardorff, J.W. (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*. 83 : 1889-1903.

Dickison, R.B.B. et D.A. Daugharty. (1981). Nashwaak Experimental watershed Project Annual Report 1979-1980. Dans G.R. Powell (éd.), *UNESCO program, Man and the Biosphere*. 29 pages.

Dickison, R.B.B. (1988). Nashwaak Experimental Watershed Project. *Proceedings of Can. Hydrol. Symp.* 9-11 mai, Banff, Alberta: 59-66.

Docampo, L., et G. De Bikuna. (1991). Analysis of the physico-chemical variables of the stream waters of Vizcaya .Basque Country: 1. Mathematical model of conductivity. *Archive Fuer Hydrobiologie*.122 (3) : 351-372.

Dockray, J.J., S.D. Reid, C.M. Wood (1996). Effects of elevated temperature and reduced pH on metabolism and growth of juvenile rainbow trout (*Oncorhynchus mykiss*) on unlimited ration. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 53 : 2752-2763.

Donald et al. (1980). Correlation between Brook trout growth and Environmental variables for mountain lakes. *Trans. Am. Fish. Soc.* 109(6) : 603-610.

Dymond, J. (1984). Water temperature change caused by abstraction. *ASCE Journal of the Hydraulic Engineering Division*. 110 (7) : 987-991.

Edinger, J., D. Duttweiler et J. Geyer. (1968). The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resour. Res.* 14 (5): 1137-1143.

Edwards, R., J. Demsen et P. Russell (1979). An assessment of the importance of temperature as a factor controlling the growth rate of Brown trout in streams. *Journal of animal ecology*. 48: 501-507.

El-Jabi, N., D. Caissie et G. EL-Kourdahi. (1995). Modélisation stochastique de la température de l'eau. *Revue des Sciences de L'Eau*. 8 : 77-95.

Feller, M. et J. Kimmins. (1979). Chemical Characteristics of small streams near Haney in southwestern British Columbia. *Water Resources*. 15 (2) : 247-258.

Foster, I., I. Grieve, A. Christmas. (1981). The use of specific conductance in studies of natural

waters soil solutions. *Hydrological sciences Bulletin*. 26 (3) : 257-269.

Fredericksen, R.L. (1971) Comparative chemical quality-naturaland disturbed streams following logging ans slashburning. Dans J.D. Hall (éd.). *Forest Land uses and stream Environment Symposium*, Oregon State University: 125-137.

Fuller, I., C.T. Driscoll et D.M. Simone. (1988). Longitudinal variations in trace metal concentrations in a northern forested ecosystem. *J. Environ. Qual.* 17(1) : 101-107.

Gilbert, A., R. Gras et D. Roult. (1986). Numerical Computation of Natural River Temperatures. *Proceedings of the International Conference on Water Quality Modelling in the Inland Natural Environment*, Bournemouth, Angleterre, 10-13 juin, articleM1 : pages 457-471.

Gillet,B. et L. Long. (1974). Statistical analysis of Water Temperature Residuals. *Water Resour Res.* 10 (6): 1127-1132.

Gray, J. et J. Edington (1969). Effect of woodland clearance on stream temperature. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*. 26 : 399-403.

Grayson, R., I. Moore et T. McMahon. (1992). Physically based hydrologic Modeling 2, Is the concept realistic? *Water Resour. Res.* 26 (10): 2659-2666.

Guerold, F., D. Vein, G. Jacquemin, J.-C. Moreteau. (1993). Impacts sur l'acidification des ruisseaux vosgien sur la biodiversité de la macrofaune benthique. *Sciences de la vie* : 1388-1392.

Hall, J.D., G.W. Brown et R.L. Lantz. (1987). The Alsea watershed study : a retrospective. Dans E.O. Salo et T.W. Cundy (éditeurs). *Streamside management: Forestry and fishery interactions*. Univ. Wash. Inst. For. Prod. Contrib. 57: 471p.

Harding, R.J. et J. W. Pomeroy (1996). The energy balance of the winter Boreal landscape. *Journal of climate*. 9: 2778-2787.

Harrington, J. (1984). Solar radiation in a clear-cut strip- A computer algorithm. *Agricultural and Forest Meteorology*. 33 : 23-39.

Hartman, G.F. et J.C. Scrivener. (1990). Impacts of forestry practices on a coastal stream ecosystem, Carnation Creek, British Columbia. *Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences*. 223 : 148 p.

Hirata, T. et K. Murakoa (1988). Separation of runoff components in a small mountainous watershed using stream solute data. *Verh. Int. Ver. Limnol.* 23: 1354-1361.

Holtby, B. (1988). The effects of logging on stream temperatures at Carnation Creek. Dans le compte-rendu de l'atelier "Applying 15 years of Carnation Creek results". T.W. Chamberlin éditeur.

Nanaimo, C.-B. : 118-122.

Holtby, B. et C. Scrivener. (1989). Observed and simulated effects of climatic variability, clear-cut logging and fishing on the numbers of Chum salmon and Coho salmon returning to Carnation Creek, British Columbia. *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci* 105 : 68-81.

Hooper, R.P. et C.A. Shoemaker (1986). A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. *Water. Resour. Res.* 22(10): 1444-1454.

Hooper, R., A. Stone, N. Christophersen, E. Grobois et H. Seip. (1988). Assessing the Birkenes Model of stream acidification using a multi signal Calibration Methodology. *Water resour. res.* 24 (8) : 1308-1316.

Hynes (1970). The ecology of running waters. University of Toronto Press, Toronto. 335 p.

Jakeman, A., P. Whitehead, A. Robson, A. Jenkins et J. Taylor. (1990). A method for predicting the extremes of stream acidity and other water quality variables. *Journal of Hydrology.* 116 : 375-390.

Janssen, P.H.M. et P.S.C. Heuberger (1995). Calibration of process-oriented models. *Ecological modelling* 83: 55-66.

Jansson, P. et S. Halldin (1979). Model for an annual water and energy flow in a layered soil. Dans S. Halldin (éd.) *Comparison of forest water and exchange models*. International Society for Ecological Modelling. Copenhagen : 145-163.

Johnson, J. et P. East (1982). Cyclical Relationships between river discharge and chemical concentration during flood events. *J. of Hydrology.* 57 : 93-106

Johnson, N. M., G. E. Likens, F.H. Bormann, D.W. Fisher et R.S. Pierce. (1969). A working model for the variation in stream water chemistry at the Hubbard Brook experimental forest, New Hampshire. *Water Resource Research.* 5 (6) : 1353-1365.

Jolicoeur, S., M. Bouchard, M. Lamarche et J. Forget (1996). Couverture et acquisition de la charge chimique des eaux dans un sous-bassin versant du ruisseau Catamaran. *Revue de l'Université de Moncton.* 29(1-2): 185-217.

Jones, A. R. M. et D. I. Bray. (1995). The Catamaran Brook Ground Water Study : summary of field activities and results of field data analysis for April 1994 to March 1995. Report presented to Natural Resources Canada. 75 p.

Jourdonnais, H., R. Walsh, F. Pickett, et D. Goodman. (1992). Structure and calibration strategy for a water temperature model of the lower Madison river, Montana. *Rivers,* 3 (3) : 153-169.

- Kinross, J., P. Christofi, P. Read et R. Harriman. (1993). Filamentous algal communities related to pH in streams in the Trossachs, Scotland. *Freshwater Biology*. 30 : 301-317.
- Kim, J. et M. Ek. (1995). A simulation of the surface energy budget and soil water content over the hydrologic atmospheric pilot experiments-Modélisation du Bilan Hydrique forest site. *Journal of the Geophysical research*, 100: 20845-20854.
- Kite, G. (1989). An extension to the salt dilution method of measuring streamflow. *International Journal of Water Resources Development*.5 (1): 19-24.
- Kittredge, J. (1948). *Forest Influences*. McGraw-Hill, New-York, 300 p.
- Komadina-Douthwright, S., T. Pollock, D. Caissie, R.A. Cunjak et P. Hardie. (1999). Water quality of Catamaran Brook and the Little Southwest Miramichi River, N.B. (1990-1996). *Can. Dat. Rep. Fish Aquat. Sci.* (en préparation.), 26 p.
- Kothandaraman, V. (1971). Analysis of water temperature in large river. *ASCE Journal of the Sanitary Engineering Division*. 97(SA1) : 19-31.
- Kothandaraman, V. (1972). Air-water temperature relationship in Illinois River. *Water Resources Bulletin*. 8: 38-45.
- Krause (1983). Effects of clearcutting on stream water and nutrient balance. Dans Nashwaak Experimental Watershed Proejct; Annual report 1981-1982. NEWP Technical committee, NB For. Res. Advisory Committee.
- Lafleur, P. (1992). Energy balance and evapotranspiration from a subarctic forest. *Agricultural and Forest Meteorology*. 58:163-175.
- Lafleur, P. et J. Mantha (1994). Global radiation within subarctic open forest canopies. *Can. J. For. Res.* 24 : 1062-1066.
- Langan, S. et G. Whitehead. (1987). The application of time-series modelling to short-term streamwater acidification in upland Scotland. Actes du colloque de Vancouver dur l'Hydrologie forestière et l'aménagement des bassins hydrologiques, AISH, août, publication numéro 167 : 75-87.
- Lawrence, G. B. et C.T. Driscoll (1990). Longitudinal patterns of concentration-discharge relationships in stream water draining the Hubbard Brook experimental forest, New Hamshire. *Journal of Hydrology*. 116 : 147-165.
- Lepisto, A., P. Whitehead, C. Neal et B. Cosby. (1988). Modelling the effects of Acid Deposition: Estimation of long-term water quality responses in forested catchments in Findland. *Nordic Hydrology*. 19 : 99-120.

- Lhomme, J.P., et B. Monteny. (1993). Estimates of convective fluxes over sparse canopy from infrared temperature. Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales .Proceedings of the Yokohama Symposim, AHS Publ. no 212 : 437-443.
- Likens, G.E., F.H. Bormann, N.M. Johnson, D.W. Fisher, et R.S. Pierce. (1970). The effects of forest cutting and herbicide treatment on nutrient budgets in the Hubbard Brook watershed-ecosystem. *Ecol. Mongr.* 40: 23-47.
- Likens, G.E., F.H. Bormann, R.S. Pierce et W.A. Reiners (1978). Recovery of a deforested ecosystem. *Science* 199: 492-496.
- Likens, G.E., F.H. Bormann, R.S. Pierce et J.S. Eaton (1985). The Hubbard Brook Valley. Dans (G.E. Likens éd.), An ecosystem approach to aquatic ecology: mirror lake and its environment. Springer Verlag, New York.: 9-39.
- Loague, K., et R. Freeze. (1985). A Comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Water Resource Research.* 21 (2): 229-248.
- Marceau, P., D. Cluis et G. Morin (1986) Comparaison des performances relatives à un modèle déterministe et à un modèle stochastique de température de l'eau en rivière. *Canadian Journal of Civil Engineering.* 13 (3) : 352-364.
- Marcotte, N. et V. Duong. (1973). Le calcul de la température de l'eau des rivières. *Journal of Hydrology.* 18 : 273-287.
- Martin, W. C., D.S. Noel, et C. A. Federer. (1984). Effects of clearcutting in New England on stream Chemistry. *J. Environ. Qual.* 13 (2) : 204-210.
- Martin, W.C., R.S. Pierce, G.E. Likens, et F. H. Bormann. (1986). Clearcutting affects stream chemistry in the White Mountains of New Hampshire. *USDA Research paper # NE-579.* 11 p.
- McWilliams, P.G. et K.L. Sheppard (1989). Kinetic characteristics of the sodium uptake mechanism during the development of embryos and fry of Atlantic salmon, *Salmo salar*, in an improved water quality. *J. Fish Biol.* 35 : 855-868.
- Meisner, D., S. Rosenfield et A. Regier. (1988). The role of groundwater in the impact of climate warning on stream salmonids. *Fisheries column.* 13(3) : 2-7.
- Morkoc, F., R. Shumway, J. Biggar et D. Nielsen. (1989). River quality modeling: Time domain approach. *ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering.* 115 (4) : 663-673.
- Morin, G., D. Cluis, D. Couillard, G. Jones et J.M. Gauthier. (1983). Modélisation de la température de l'eau à l'aide du modèle quantité-qualité CEQUEAU. *Rapport scientifique (153), INRS-EAU,* 103 p.

- Morin, G., D. Couillard, D. Cluis, H.G. Jones et J.M. Gauthier (1984). Modélisation de solides dissous à l'aide du modèle quantité-qualité Cequeau.. *Rapport scientifique 160, INRS-Eau*, 127 p.
- Morin, G., D. Cluis, G. Jones et J.M. Gauthier. (1986). Modélisation des solides dissous en rivière à l'aide des composantes de l'écoulement. *Canadian Journal of civil engineering*. 13 : 196-202.
- Morin, G., D. Couillard, D. Cluis, G. Jones et J.M. Gauthier. (1987). Prévion des températures de l'eau en rivière à l'aide d'un modèle conceptuel. *Journal des sciences hydrologiques* : 32 (1) : 31-41.
- Morin, G. et D. Couillard. (1990). Predicting river temperatures with a hydrological model. Dans *Encyclopedia of Fluid Mechanics*, 10, Gulf Publishing Company, Hudson, Texas. :171-209.
- Morin, G. et W. Sochanski (1990). Régime thermique de la rivière Moisie avant et après le détournement de la rivière aux Pékans. *Rapport scientifique 296, INRS-Eau*, 69 p. 4 annexes.
- Morin, G. et M. Slivitzki. (1992). Impact de changements climatiques sur le régime hydrologique: le cas de la rivière Moisie. *Revue des sciences de l'eau*. 5: 179-195.
- Morin, G. et P. Paquet (1995). Le modèle de simulation de quantité et de qualité CEQUEAU, Guide de l'utilisateur, Version 2.0 pour DOS. INRS-Eau, *rapport de recherche no 434*.
- Morin, G. P. Paquet et W. Sochanska.(1995). Le modèle de simulation de quantité et de qualité CEQUEAU, manuel de référence. INRS-Eau, *rapport de recherche no 433*.
- Mohseni, O., H.G. Stefan et T. R. Erickson. (1998). Nonlinear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resour. Res.* 34(10): 2685-2692.
- Munn, N. et J. L. Meyer. (1990). Habitat-specific solute retention in two small streams : an intersite comparison. *Ecology* 71 (6) : 2069-2082.
- Nakumara, R. (1971). Runoff Analysis by electrical conductance of water. *Journal of Hydrology*. 14 : 197-212.
- Neal, C. (1990) Comments on the hydrochemical regulation of the halogen elements in rainfall stemflow, throughflow and streamwater at an acidic forested area in mid-Wales. *Science of the total Env.* 91 : 13-45.
- Nikilaidis, P., R. Harihar, J. Schnoor, K. Georgakos. (1988). A generalized soft water acidification model. *Water Resour. Res.* 24(12) : 1983-1996.
- Noble, R. et A. Jackman. (1979). Predicting the Natural Temperature Profile throughout a River Basin. *Journal of Environmental Systems*. 9(4): 361-381.

- Novotny, V. et P. Krenkle. (1977). Simplified Mathematical Model of Temperature Changes in Rivers. *Journal WPCF*. 45(2): 240-248.
- O'Connors, D. (1976) The concentration of dissolved solids and river flow. *Water Resour. Res.* : 12 (2) : 279-294.
- Pilgrim, D., D. Huff, et T. Steele. (1979). Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water Resour. Res.*. 15: 329-339.
- Pinder, G.F. et J.F. Jones (1969). Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resour. Res.* 5 : 438-445.
- Puckett, L. et O. Bricker. (1992). Factors controlling the major ion chemistry of streams in the Blue Ridge and Valley and Ridge physiographic provinces of Virginia and Maryland. *Hydrological Processes*. 6: 79-98.
- Raphael, J. (1962). Prediction of Temperature in Rivers and Reservoirs. *ASCE Journal of the Power Division*. 88(PO2) : 157-181.
- Rastogi, A. et R. Wolfgang. (1978). Predictions of Heat and Mass Transfer in Open Channels. *ASCE Journal of the Hydraulics Engineering Division*. 104 (HY3) : 397-420.
- Reifsnnyder, W.E., G.M. Furnival et J. L. Horowitz. (1972). Spatial and temporal distribution of solar radiation beneath forest canopies. *Agricultural Meteorology* 9 : 21-27.
- Rishel, G.B., J. A. Lynch et E.S. Corbett (1982). Seasonal Stream Temperature Changes following forest Harvesting. *J. Environ. Qual.* 11(1): 112-116.
- Robson, A. et C. Neal. (1990). Hydrograph separation using chemical techniques: an application to catchments in mid-wales. *Journal of Hydrology* 16: 345-363.
- Robson, A., A. Jenkins, et C. Neal. (1992). Towards predicting future episodic changes in stream chemistry. *Journal of Hydrology*. 125 : 161-174.
- Scott, W.B. et M.G. Scott. (1988). Atlantic Fishes of Canada. *Can. Bull Fish. Aquat. Sci* 219:731 p.
- Silberstein, R.P. et M. Sivapalan. (1995). Modelling vegetation heterogeneity effect on terrestrial water and energy balances. *Environment International*. 21(5) : 477-484.
- Simonin H., W. Krester, D. Bath, M. Olson et J. Gallagher. (1993). In situ Bioassays of Brook trout *Salvelinus fontinalis* and Blacknose Dace, *Rhinichthys atratulus* in Adirondack streams affected by episodic acidification. *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences*. 50 : 902-912.

- Singh, T., H. J. Morel-Seytoux, et J. D. Salas (1979). Streamflow quality and quantity relationships on a forest catchment in Alberta, Canada. Dans *Surface and subsurface hydrology, compte-rendu de la conférence Fort Collins* : 741-751.
- Song, C. et C. Chien. (1977). Stochastic properties of daily temperatures in rivers. *ASCE Journal of Environmental Engineering Division* : 103 (2): 217-231.
- Sorensen, D.L., M. M. McCarthy, E. J. Middlebrooks et D. B. Porcella. (1970). Suspended and dissolved solids effects on freshwater biota : A Review. *EPA report # 600/3-77-042*. 47 p.
- Stefan, H., G. et E. Preud'homme. (1993). Stream temperature estimation from air temperature. *Water Resources Bulletin*. 29 (1): 27-45.
- St-Hilaire, A., D. Caissie, M.-E. Quentin et D. Cluis. (1995). Application d'un système d'information géographique sur un petit bassin versant forestier. *Rapp. Tech. Can. Sci. Halieut. Aquat.* 2086. 41 p.
- St-Hilaire, A., D. Caissie, N. El-Jabi et G. Morin. (1998). Évaluation de l'applicabilité d'une méthode statistique aux variations saisonnières des relations concentration-débit sur un petit cours d'eau. *Revue des Sciences de l'Eau*. 11 : 175-190.
- Stottlemyer, R. et C.A. Troendle (1992). Nutrient concentration patterns in streams draining alpine and subalpine catchments, Fraser experimental forest, Colorado. *Journal of Hydrology*. 140 : 179-208.
- Sucksdorff, K. et M. Otle (1990). Application of satellite remote sensing to estimate area evapotranspiration over a watershed. *Journal of Hydrology*. 121: 321-333.
- Sverdrup, H.,U. (1940). On the annual and diurnal variation of the evaporation from the oceans. *Journal of Marine Research*. 3 (2) : 93-104.
- Swank, W. T. et D. Crossley éditeurs (1987). Forest hydrology and ecology at Coweeta. Springer-Verlag, New-York, NY. 468 p.
- Swift, T. et M. Messer (1971). Forest cutting raises water temperatures of a small stream in southern Appalachians. *J. Soil Water Conserv.* 26 : 11-15.
- Thomas, A.G. (1986). Specific conductance as an indicator of total dissolved solids in cold, dilute waters. *Hydrological sciences Journal*. 31(1) :81-92.
- Thonman, R. (1967). Time series analyses of water-quality data. *ASCE Journal of the Sanitary Engineering Division*. SA1: 1-23.
- U.S. Geological Survey. (1954). Water loss investigations: Lake Heffner Studies. *Professional*

paper 269, U.S. Government Printing office, Washington.

Vales, D., et F. Bunnell. (1988). Relationships between transmission of solar radiation and coniferous forest stand characteristics. *Agricultural and Forest Meteorology*. 43: 201-223.

Van Grinvsen, H.J.M., C.T. Drsicoll et A. Tiktak (1995). Workshop on Comparison of Forest-Soil-Atmosphere Models: Preface. *Ecological Modelling* 83: 1-6.

Van Groenewoud, H. (1977). Interim recommendation for the use of buffer strips for the protection of small streams in the Maritimes. *Rapport d'information M-X-74*, Service canadien des forêts, 17p.

Vannote, R.L., G.W. Minshall, K.W. Cummins, J.R. Sedell et C.E. Cushing. (1980). The River Continuum Concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. 37 : 130-137.

Vertessi, R.A., T.J. Hatton, R.G. Benyon et W.R. Dawes (1996). Long-term growth and water balance predictions for a mountain ash (*Eucalyptus regnans*) forest catchment subject to clear-felling and regeneration. *Tree Physiology*. 16 : 221-232.

Vugts, H. F. (1974). Calculations of temperature variations of small mountain streams. *Journal of Hydrology*. 23: 267-278.

Walling, D.E. et I.D.L. Foster (1975). Variation in the natural chemical concentration of river water during flood flows, and the lag effect : some further comments. *Journal of Hydrology*. 26:237-244.

Wang, P.F. et J.L. Martin. (1991). Temperature and conductivity modeling for the Buffalo River. *J. Great lakes Res.* 17(4) : 495-503.

Ward, J. (1963). Annual Variation of Stream Water Temperature. *ASCE Journal of the Sanitary Engineering Division*, SA6 : 3710-3732.

Webb J.,H. et H. A. McLay (1996). Variation in the time of spawning of Atlantic salmon (*Salmo salar*) and its relationship to temperature in the Aberdeenshire Dee, Scotland. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 53 : 2739-2744.

Wels, C., R. Cornett, B. Lazerte et P. Dillon. 1988. Changes in stream chemistry during snowmelt runoff in two headwater catchments. Dans J. Lewis (éd.): *Compte-rendu de la conférence Eastern Snow*,: 60-73.

Wetzel (1982). *Limnology*. Second Edition. Saunders College Publishing, 767 p.

Whitehead, P., C. Neal, S. Seden-Perriton, N. Christophersen et S. Lagan. (1986). A time series approach to modelling stream acidity. *Journal of Hydrology*. 85 : 281-303.

Whitehead, P., C. Neal, et R. Neale. (1986). Modelling the effects of hydrological changes on

stream water acidity. *Journal of Hydrology*. 84 : 353-364.

Wood, E.F., M. Sivapalan, K. Beven, et L. Band. (1988). Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modelling. *Journal of Hydrology*. 102: 29-47.

Yamazaki, T., et J. Kondo. (1992). The snowmelt and heat balance in snow-covered forested areas. *Journal of applied meteorology*. 31: 1322-1327.

Ye, W., C. Bates, N.R. Viney, M. Sivapalan et A.J. Jakeman. (1997). Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resour. Res.*. 33 (1): 153-166.

ANNEXE 1.

Données physiographiques utilisées par le modèle CEQUEAU sur le ruisseau Catamaran

Coordonnées I J	Division des carreaux entiers en carreaux partiels et sortie des parcelles. ^a	Lacs et rivières (%)	Forêt (%)	Marais (%)	Altitude (m) ^b
10	12	121112A 321011A 68	0	100	320
10	13	121113B 231014A 77	0	100	355
11	11	121211A 311210A 69	0	100	267
11	12	111111A100	1	99	300
11	13	131213B 161212A 691114B 15	0	100	344
11	14	121214A 171214B 83	0	100	343
12	11	121311A 551210A 45	0	99	251
12	12	111211A100	0	100	276
12	13	121212A 251313A 75	0	100	331
12	14	121314A 761215A 24	0	100	337
13	11	121312A 571310A 43	0	100	261
13	12	121412A 961412A 4	0	100	261
13	13	121413A 931312A 7	5	95	320
13	14	121313A 891315A 11	26	74	314
14	10	131411C 301411A 714 9A 63	0	100	264
14	11	131412A 481310A 91412B 43	3	97	277
14	12	121512A 931512A 7	0	100	261
14	13	111412A100	0	100	290
14	14	141314A 211514B 51415A 281413A 46	1	99	300
15	10	121411C 916 9A 91	1	99	280
15	11	131411C 451510B 201512A 35	1	99	271
15	12	111612A100	0	100	264
15	13	111612A100	0	100	267

Coordonnées		Division des carreaux entiers en carreaux partiels et sortie des parcelles.	Lacs et rivières (%)	Forêt (%)	Marais (%)	Altitude (m)
I	J					
15	14	131513A 321614B 571515B 11	0	100	0	306
15	15	121615A 31615B 97	0	100	0	309
16	11	121612A 281711A 72	0	100	0	285
16	12	121712A 971712B 3	0	100	0	268
16	13	111612A100	0	100	0	248
16	14	121714A 301714B 70	0	100	0	288
16	15	121715A 301716B 70	0	100	0	227
17	12	121713A 481711A 52	0	100	0	277
17	13	111813A100	0	100	0	226
17	14	121713A 191814B 81	4	96	0	264
17	15	121815A 801716B 20	0	100	0	280
17	16	121816A 21816B 98	0	100	0	244
18	12	121813A 131811A 87	0	100	0	255
18	13	111913A100	0	100	0	259
18	14	121813A 471815A 53	0	100	0	242
18	15	111915A100	0	100	0	236
18	16	121915A 291916B 71	0	100	0	261
19	12	121913A 71911A 93	0	100	0	254
19	13	122014A 992013C 1	0	100	0	262
19	14	121913A 811915A 19	0	100	0	227
19	15	112015A100	0	100	0	229
19	16	121915A 491917A 51	0	100	0	192
20	13	132014A 572113A 142113B 29	0	100	0	255
20	14	112114A100	0	100	0	187
20	15	122115A 882115B 12	0	100	0	229
20	16	122116A 911916B 9	0	100	0	189
21	13	122114B 162213A 84	0	100	0	235

21	14	132115B 712214A 262214B 3	0	100	0	229
21	15	122215B 732215B 27	0	98	2	189

Coordonnées	Division des carreaux entiers en carreaux partiels	Lacs et rivières (%)	Forêt (%)	Marais (%)	Altitude (m)	
I	J					
21	16	122115A 862117A 14	0	99	1	168
22	14	122314A 722314B 28	0	100	0	204
22	15	122115A 482314A 52	0	100	0	184
22	16	122116A 952116B 5	0	100	0	174
22	17	122216A 72117A 93	0	100	0	183
23	14	122315B 522313A 48	0	100	0	189
23	15	122215A 102415A 90	0	100	0	143
23	16	122216A 472416A 53	0	100	0	186
23	17	132217A 182316B 152318A 67	0	100	0	222
24	14	122415A 282413A 72	0	100	0	169
24	15	112416A100	0	100	0	177
24	16	112516A100	0	100	0	175
24	17	122517A 642418A 36	0	100	0	248
25	14	122515A 32513A 97	0	100	0	174
25	15	122516A 862615B 14	0	100	0	213
25	16	112616A100	0	100	0	155
25	17	122617A 732518A 27	0	100	0	226
26	15	122616A 202614A 80	0	100	0	212
26	16	122617A 962716B 4	0	100	0	203
26	17	122717A 592618A 41	0	100	0	137
27	16	122717A 282816A 72	0	100	0	212
27	17	122717B 442817A 56	0	100	0	149

^a Les premiers 4 chiffres sont les coordonnées (IIJJ) de la parcelle dans laquelle se déverse le carreau partiel, suivi d'un code d'identification et du pourcentage du carreau qui s'y déverse. Cette séquence est reprise jusqu'à ce que 100% du carreau soit drainé.

^b L'altitude a été lue sur une carte topographique à chaque coin sud-ouest des carreaux entiers.

ANNEXE 2.

Fermeture de futaie estimée pour chaque carreau entier du bassin versant du ruisseau Catamaran.

Carreau entier	Coordonnées		Fermeture de futaie (%)
	I	J	
1	27	17	50
2	26	17	50
3	27	16	40
4	25	17	40
5	26	16	70
6	24	17	60
7	25	16	60
8	26	15	60
9	24	16	40
10	25	15	50
11	23	16	40
12	24	15	50
13	25	14	60
14	23	17	60
15	23	15	40
16	24	14	60
17	23	14	60
18	22	14	60
19	22	15	60
20	21	14	50
21	21	15	50
22	21	13	60
23	20	15	50
24	21	16	50
25	20	13	60
26	19	15	60
27	20	16	60
28	22	16	50
29	20	14	50
30	18	15	60
31	18	16	40
32	19	14	60
33	19	16	50
34	22	17	60

Carreau entier	Coordonnées		Fermeture de futaie (%)
	I	J	
35	19	13	60
36	17	15	30
37	18	14	60
38	17	16	30
39	18	13	60
40	19	12	60
41	15	16	30
42	17	14	60
43	17	13	60
44	18	12	60
45	15	15	40
46	16	14	50
47	17	12	60
48	15	14	40
49	16	12	60
50	14	14	40
51	15	12	60
52	15	13	60
53	16	11	60
54	16	13	60
55	14	12	60
56	15	11	60
57	13	12	60
58	14	11	60
59	14	13	50
60	13	11	60
61	13	13	60
62	14	10	50
63	15	10	50
64	12	11	60
65	12	13	60
66	13	14	40
67	11	11	60
68	12	12	60
69	11	13	60
70	12	14	60
71	11	12	40
72	11	14	50
73	10	12	60
74	10	13	40