

Université du Québec
INRS ETE



**MODÉLISATION DU RÉGIME HYDROLOGIQUE ET DE
L'IMPACT DES COUPES FORESTIÈRES SUR
L'ÉCOULEMENT DU RUISSEAU DES EAUX-VOLÉES À L'AIDE
D'HYDROTEL**

Par

Martin-Pierre Lavigne

Mémoire présenté
pour l'obtention
du grade de Maître ès sciences (M.Sc)
en Science de l'eau

Jury d'évaluation

Examineur externe :	Denis Lévesque
Examineur interne :	Jean-Pierre Fortin
Directeur de recherche :	Alain N. Rousseau

01/05/2007



RÉSUMÉ

HYDROTEL est un modèle hydrologique conceptuel distribué qui peut simuler les processus hydrologiques sur un pas de temps journalier, horaire, ou multihoraire. Développé dans le but d'être utilisable avec des paramètres liés aux caractéristiques physiques des bassins versants, ce modèle a été utilisé, pour ce projet, sur le Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées (BEREV). Le BEREV est un petit bassin versant montagneux d'une superficie de 9.2 km², entièrement recouvert de forêt boréale. Il est situé dans la forêt Montmorency à environ 80 km au nord de la ville de Québec.

Les objectifs étaient de documenter l'utilisation d'HYDROTEL sur un petit bassin versant forestier comme le BEREV, et de vérifier s'il est en mesure de simuler l'impact des coupes forestières sur le régime hydrologique de ces bassins. Les caractéristiques physiques du BEREV ont d'abord été numérisées à l'aide du logiciel PHYSITEL. HYDROTEL a ensuite été calé et testé sur une période de six ans, avec un pas de temps journalier. HYDROTEL a bien simulé les apports annuels, printaniers, et estivaux, tant sur la période de calage que sur la période de test. À noter que les paramètres ayant un impact substantiel sur les apports sont : le gradient vertical des précipitations, le coefficient multiplicatif de l'ETP et la profondeur des racines. L'erreur sur l'estimation des apports pour ces périodes est de moins de 7%, alors que les coefficients de Nash-Sutcliffe moyens étaient de 0.79 pour les apports annuels, 0.73 pour la période de fonte, et 0.62 pour la période estivale. Le regroupement des UHRH en différentes classes de profondeurs de sol a amélioré les simulations, comparativement à un calage avec une profondeur de sol uniforme sur tout le bassin.

L'amplitude, la montée, et la récession des pics de crue de fonte n'ont pas bien été reproduites pour les moins bonnes années simulées. Les grands débits de pointe estivaux n'ont pas non plus été reproduits adéquatement. Les travaux de modélisation effectués sur des petits bassins montagneux forestiers indiquent que l'écoulement préférentiel est déterminant dans la génération des grandes pointes de crue. La sous-estimation systématique des grandes pointes de crues estivales dans les simulations suggère que ce processus n'est pas modélisé adéquatement. D'autres travaux sur un pas de temps horaire sont nécessaires pour mieux documenter les possibilités d'HYDROTEL de reproduire la réponse non linéaire de ce type de bassin.

Afin de bien représenter les différents parterres de coupes du BEREV, une distribution spatiale du coefficient de friction de Manning a été substituée à la représentation actuelle d'un coefficient moyen pour l'ensemble d'une UHRH. Cependant, cet effort n'a pas eu un impact significatif sur les simulations.

Des scénarios de coupes forestières ont permis d'établir qu'HYDROTEL est en mesure d'estimer l'impact d'une coupe récente sur la prévision des apports. Il n'a toutefois pas été possible de simuler adéquatement l'impact d'une régénération forestière en évolution en ne modifiant que la profondeur des racines et l'indice foliaire.

De façon générale, les simulations avec HYDROTEL sur un petit bassin versant forestier tel que celui du BEREV pourraient probablement être améliorées conjointement par l'utilisation de données hydrométéorologiques horaires et par une discrétisation plus fine, avec des UHRH plus homogènes au niveau des pentes, des orientations, et de la profondeur du sol. La simulation de la fonte pourrait sans doute être améliorée par l'ajustement du modèle de fonte en fonction de l'exposition des versants. L'ajout d'un modèle d'interception permettrait de donner plus de flexibilité pour simuler l'impact des états intermédiaires de la végétation entre la coupe récente et la forêt mature. De nouvelles simulations, sur un pas de temps horaire, permettront de déterminer si l'ajout d'un sous-modèle permettant de simuler les écoulements préférentiels séparément de l'écoulement matriciel serait susceptible d'améliorer la simulation des crues sur un bassin comme le BEREV.



Martin-Pierre Lavigne
Étudiant



Alain N. Rousseau
Directeur de recherche

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	I
TABLE DES MATIÈRES	III
LISTE DES TABLEAUX	VII
LISTE DES FIGURES	IX
1. INTRODUCTION	1
1.1 Importance de l'eau et de la forêt au Canada	1
1.2 Le développement durable et l'aménagement intégré	1
1.3 HYDROTEL, un modèle hydrologique permettant de simuler l'impact des coupes forestières sur l'écoulement en rivière	3
2. LES MODÈLES HYDROLOGIQUES	5
2.1 Les différents types de modèles hydrologiques	5
2.2 Choix d'un modèle hydrologique	7
2.3 Les modèles hydrologiques utilisés pour simuler l'impact des perturbations du couvert forestier	11
2.4 Le modèle hydrologique HYDROTEL	14
2.4.1 Création des bases de données à l'aide de PHYSITEL	14
2.4.2 Simulation des processus hydrologiques	17
3. LE BASSIN EXPÉRIMENTAL DU RUISSEAU DES EAUX-VOLÉES	19
3.1 Description du Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées	19
3.2 Infrastructures pour la prise de données hydrométriques et météorologiques	22
3.3 Historique des coupes forestières sur le Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées	23
4. MODÉLISATION DU BEREV POUR HYDROTEL	25
4.1 La matrice numérique d'altitude	25
4.2 La matrice numérique des occupations du sol	27
4.3 La matrice des types de sol	27
4.4 Division du BEREV en Unités Hydrologiques Relativement Homogènes (UHRH)	28
4.5 Création des fichiers « physio » pour HYDROTEL	31
5. CRÉATION DES BASES DE DONNÉES	35
5.1 Données météorologiques	35
5.1.1 Données journalières	35
5.1.2 Données horaires	36
5.2 Données hydrométriques	36
5.2.1 Données journalières	37
5.2.2 Données horaires	37
6. CALAGE D'HYDROTEL SUR LE BEREV	39
6.1 Indicateurs de performance	42
6.2 Sélection des algorithmes des sous-modèles	44
6.3 Ajustement des paramètres	45
6.4 Calage avec les données hydrométéorologiques journalières	47
6.5 Présentation et analyse des résultats	48

6.6	Discussion	52
7.	CARACTÉRISATION DES PARAMÈTRES	57
7.1	Étape 1 : Fréquence de modification des paramètres	57
7.2	Étape 2 : Identification des paramètres ayant le plus d'impact sur les apports annuels et saisonniers	60
7.3	Étape 3 : Sensibilité relative des paramètres	65
7.4	Étape 4 : Influence des paramètres sur les débits	69
7.4.1	Gradient vertical des précipitations	69
7.4.2	Gradient vertical des températures	70
7.4.3	Température de passage de la pluie en neige	72
7.4.4	Taux de fonte neige-sol	73
7.4.5	Densité maximale du couvert de neige	75
7.4.6	Constante de tassement	76
7.4.7	Taux de fonte dans l'air	77
7.4.8	Seuil de température de la fonte	79
7.4.9	Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP	80
7.4.10	Épaisseur de la première couche de sol	82
7.4.11	Épaisseur de la deuxième couche de sol	83
7.4.12	Épaisseur de la troisième couche de sol	85
7.4.13	Le coefficient de récession	87
7.4.14	Coefficient additif d'optimisation de la classe de sol	88
7.4.15	Variation maximale de l'humidité relative du sol par pas de temps	90
7.4.16	Coefficient de friction de Manning	91
7.4.17	Indice foliaire	93
7.4.18	Profondeur des racines	95
7.5	Conclusion sur la caractérisation des paramètres	97
8.	MODIFICATION D'HYDROTEL POUR TENIR COMPTE DE LA DISTRIBUTION SPATIALE DU COEFFICIENT DE MANNING	103
8.1	Caractérisation de l'impact des paramètres du sous-modèle d'écoulement sur la partie terrestre du bassin	104
8.2	Comparaison des HGM produits avec l'utilisation de coefficients de friction de Manning moyen et distribué en fonction des classes d'occupation du sol	106
9.	IMPACT DE LA RÉCOLTE FORESTIÈRE SUR L'ÉCOULEMENT	109
9.1	Synthèse des connaissances sur les apports annuels et saisonniers	109
9.2	Synthèse des connaissances sur les débits de pointe et de crues	111
9.3	Synthèse des études portant sur l'impact des coupes forestières sur le régime hydrologique du BEREV	113
10.	ÉVALUATION DE L'IMPACT DE DIFFÉRENTS SCÉNARIOS DE RÉCOLTE SUR LE RÉGIME HYDROLOGIQUE DU BEREV À L'AIDE D'HYDROTEL	119
10.1	Scénario de coupe totale sur 100% du BEREV	122
10.2	Scénario d'évolution de la végétation suite à une coupe totale sur 100% du BEREV	125
10.3	Scénarios de répartition des coupes dans l'espace	128
10.4	Discussion	131

11. CONCLUSION	135
11.1 Peut-on utiliser HYDROTEL sur un petit bassin versant forestier comme le BEREV ?	135
11.2 Quelles sont les limites spatiales et temporelles d'application d'HYDROTEL sur un bassin comme le BEREV?	137
11.3 Peut-on améliorer les simulations d'HYDROTEL sur des petits bassins versants forestiers en considérant une distribution spatiale plus raffinée du coefficient de friction de Manning?	140
11.4 Dans quelle mesure HYDROTEL peut-il tenir compte des perturbations en milieu forestier et simuler leur impact sur l'écoulement dans les bassins versants.	141
11.5 Caractérisation des paramètres d'HYDROTEL.....	142
BIBLIOGRAPHIE	145
ANNEXES	157
ANNEXE A	159
Équations utilisées par les sous-modèles d'HYDROTEL.....	159
A.1 Interpolation des données météorologiques.....	161
A.2 Accumulation et fonte de la neige	163
A.3 Évapotranspiration potentielle	170
A.3.1 Équation de Penman.....	171
A.3.2 Équation de Thornthwaite.....	174
A.3.3 Équation d'Hydro-Québec	175
A.4 Bilan d'eau vertical	177
A.5 Écoulement sur la partie terrestre du bassin versant	183
A.6 Écoulement en rivière	187
ANNEXE B.....	189
Hydrogrammes du calage avec les données journalières.....	189
ANNEXE C.....	197
Graphiques de sensibilité relative des paramètres	197
ANNEXE D.....	205
Courbes de débits classés par paramètre.....	205
ANNEXE E	217
Comparaison des hydrogrammes géomorphologiques (HGM) produits avec différents coefficients de friction de Manning	217
ANNEXE F	225
Taux régressifs de l'effet de la coupe et des perturbations naturelles sur le débit de pointe selon l'âge de l'intervention/perturbation et les caractéristiques de la régénération	225
ANNEXE G.....	229
Revue des modèles d'interception	229
G.1 Introduction sur les modèles d'interception.....	231
G.2 Le modèle de Rutter.....	232
G.3 Le modèle de Gash.....	237
G.4 Le modèle de Liu	242
G.5 Le modèle par réservoir de Hashino et Yoshida	245
G.6 Le modèle d'interception du modèle hydrologique SOIL	247
G.7 Le modèle d'interception du modèle hydrologique DHSVM.....	249

G.8 Bibliographie.....	250
ANNEXE H.....	253
Illustration des processus d'écoulement préférentiels et du concept d'aires contributrices variables sur un versant forestier.....	253
ANNEXE I.....	259
Code C++ du programme du sous-modèle BV3C pour le calcul de l'évapotranspiration réelle.....	259
ANNEXE J.....	265
Tableau des coefficients de friction de Manning présenté par Dingman (1993).....	265

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 :	Temps de résidence moyens de l'eau en regard des différents processus hydrologiques observés sur un bassin versant.....	9
Tableau 2.2 :	Comparaison de différents modèles hydrologiques utilisés pour simuler l'écoulement suite à une modification du couvert forestier.....	13
Tableau 2.3 :	Processus simulés par HYDROTEL et choix des algorithmes disponibles	18
Tableau 3.1 :	Caractéristiques des bassins d'expérimentations du BEREV.....	23
Tableau 4.1 :	Écart entre les superficies des sous-bassins modélisées avec PHYSITEL et les valeurs du tableau 3.1	29
Tableau 4.2 :	Évolution de l'indice foliaire, de la hauteur de la végétation, et de la profondeur des racines en fonction du nombre d'années après la coupe	34
Tableau 6.1 :	Indicateurs de performance des simulations	43
Tableau 6.2 :	Liste des paramètres et leur valeur de calage sur un pas de temps journalier sur le BEREV	46
Tableau 6.3 :	Erreur sur les apports et coefficient de Nash-Sutcliffe calculés au seuil 0051003 (exutoire du BEREV), calage avec 1 classe de sol et 26 UHRH.	49
Tableau 6.4 :	Erreur sur les apports et coefficient de Nash-Sutcliffe calculés au seuil 0051003 (exutoire du BEREV), calage avec 3 classes de sol et 26 UHRH.....	49
Tableau 6.5 :	Erreur sur les apports et coefficient de Nash-Sutcliffe calculés au seuil 0051003 (exutoire du BEREV), calage avec 4 classes de sol et 171 UHRH.....	50
Tableau 7.1 :	Fréquence de modification lors du calage, valeurs de calage, et valeurs minimale et maximale établies pour chaque paramètre	58
Tableau 7.2 :	Coefficients α et S_r calculés pour les apports annuels, printaniers, estivaux, automnaux et hivernaux	67
Tableau 7.3 :	Interactions entre les paramètres	101
Tableau 8.1 :	Valeurs des paramètres correspondant à la génération des HGM de l'annexe E1 à E9	105
Tableau 10.1 :	Comparaison des valeurs des paramètres utilisées pour simuler la coupe et la forêt résineuse mature	121
Tableau 10.2 :	Écarts entre les apports simulés par les différents scénarios de coupe totale par rapport au scénario de référence	122
Tableau 10.3 :	Valeurs de l'indice foliaire, du seuil de température de la fonte, du taux de fonte dans l'air, et de la profondeur des racines utilisées pour le scénario de croissance de la végétation (tirées du tableau 4.2*)	126

Tableau 10.4 :	Écarts entre les apports simulés par les différents scénarios de coupe partielle par rapport au scénario de référence	128
Tableau A.1 :	Distribution horaire des valeurs journalière d'ETP.....	176
Tableau A.2 :	Propriétés hydrauliques selon la texture du sol	178
Tableau F.1	Taux régressifs de l'effet de la coupe et des perturbations naturelles sur le débit de pointe selon l'âge de l'intervention/perturbation et les caractéristiques de la régénération	227
Tableau G.1 :	Paramètres du couvert végétal de quelques peuplements.....	234
Tableau G.2:	Paramètre liés à l'interception des tiges de différents peuplements.....	235
Tableau G.3 :	Équations du modèle de Gash, du modèle de Gash révisé (Gash et al. 1995), et du modèle de Gash adapté par van Dijk et Bruijnzeel (2001a)	238
Tableau G.4 :	Revue des paramètres utilisés pour le modèle de Gash	241
Tableau G.5 :	Comparaison des paramètres nécessaires aux modèles de Rutter, de Gash et de Liu	245
Tableau J.1 :	Valeurs du coefficient n de Manning pour différents types de canaux.....	267

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 :	Classification des modèles hydrologiques selon Anctil <i>et al.</i> (2005).....	7
Figure 2.2 :	Changement de la forme de l'hydrogramme mesuré à différentes stations sur la Rivière Sleepers (Vermont) en réponse à un événement pluvieux.....	10
Figure 2.3 :	Illustration de la détermination des directions d'écoulement, des limites du bassin versant, du réseau matriciel d'écoulement et des UHRH dans PHYSITEL à partir du MNA	15
Figure 2.4 :	Modification du MNA et des directions d'écoulement à partir du RHV..	17
Figure 3.1 :	Localisation du Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées	19
Figure 3.2 :	Carte de la profondeur du sol sur le BEREV	21
Figure 3.3 :	Carte du Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées	22
Figure 4.1 :	Matrice d'élévation numérique et réseau vectoriel de l'écoulement du BEREV dans PHYSITEL	25
Figure 4.2 :	(a) Réseau hydrographique relevé sur le terrain à l'aide d'un GPS, (b) Patron d'écoulement déterminé par PHYSITEL à l'aide du MNA, (c) Superposition de A et B	26
Figure 4.3 :	Matrice des classes d'occupation du sol du BEREV dans PHYSITEL....	28
Figure 4.4 :	Division du BEREV en 26 UHRH dans PHYSITEL	30
Figure 4.5 :	Division du BEREV en 171 UHRH dans PHYSITEL	30
Figure 4.6 :	Fichier d'indice foliaire pour l'année 1994	31
Figure 4.7 :	Fichier d'hauteur de la végétation pour l'année 1994.....	33
Figure 6.3 :	Précipitations moyennes annuelles enregistrées à la Station Principale de la Forêt Montmorency de 1966 à 1996	48
Figure 7.1 :	Écart de l'apport annuel moyen simulé avec les valeurs minimale et maximale des paramètres par rapport à l'apport de référence pour la période du 1 ^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1978	61
Figure 7.2 :	Écart des apports saisonniers moyens simulés avec les valeurs minimale et maximale des paramètres par rapport à l'apport de référence pour la période du 1 ^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1978 : (a) automne, (b) hiver, (c) printemps et (d) été.....	62
Figure 7.3 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du gradient vertical des précipitations.....	70
Figure 7.4 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du gradient vertical des températures.....	71
Figure 7.5 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de la température de passage de la pluie en neige	73
Figure 7.6 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du taux de fonte neige-sol.....	75
Figure 7.7 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimum, maximum et de référence de la densité maximale du couvert de neige.....	76
Figure 7.8 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de la constante de tassement.....	77

Figure 7.9 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du taux de fonte dans l'air	79
Figure 7.10 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du seuil de température pour la fonte.....	80
Figure 7.11 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP	81
Figure 7.12 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimum, maximum et de référence de l'épaisseur de la première couche de sol.....	83
Figure 7.13 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de l'épaisseur de la deuxième couche de sol	85
Figure 7.14 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de la profondeur de la troisième couche de sol.....	86
Figure 7.15 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient de récession.....	88
Figure 7.16 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient additif d'optimisation de la classe de sol...	90
Figure 7.17 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient de variation maximum de l'humidité relative par pas de temps	91
Figure 7.18 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient de friction de Manning	92
Figure 7.19 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de l'indice foliaire.....	94
Figure 7.20 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de l'indice foliaire combiné à la modification du taux de fonte et de la température seuil de la fonte.....	95
Figure 7.21 :	Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de la profondeur des racines	97
Figure 8.1 :	Comparaison des HGM produits par l'utilisation de coefficients de Manning moyen et distribué en fonction des classes d'occupation du sol :	107
Figure 8.2 :	Comparaison des HGM produits par l'utilisation de coefficients de Manning moyen et distribué en fonction des classes d'occupation du sol :	108
Figure 9.1 :	Séparation de l'écoulement rapide et de l'écoulement de base, et caractéristiques temporelles d'un hydrogramme du BEREV	115
Figure 9.2 :	Changements des débits de pleins bords générés par la pluie sur le BEREV et de 50 études publiées suite aux coupes forestières	117
Figure 10.1 :	Comparaison des hydrogrammes de fonte produits à l'exutoire du sous-bassin 7a avec différentes valeurs du taux de fonte et de la température seuil de la fonte pour l'année 1996	121
Figure 10.2 :	Débits classés journaliers pour une période de simulation de 29 ans (<i>i.e.</i> , période du 1 ^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1996), pour le scénario de référence (forêt) et les scénarios de coupe totale avec différents indices foliaires	123

Figure 10.3 :	Comparaison des hydrogrammes produits à l'exutoire du BEREV avec différentes valeurs de l'indice foliaire pour l'année hydrologique 1971-1972	123
Figure 10.4 :	Débits classés journaliers, pour une période de 29 ans, pour le scénario de croissance de la végétation. Seuls la profondeur des racines et l'indice foliaire varient.....	126
Figure 10.5 :	Débits classés journaliers, pour une période de 29 ans, pour le scénario de croissance de la végétation. La profondeur des racines, l'indice foliaire, le seuil de température de la fonte et le taux de fonte dans l'air varient.	127
Figure 10.5 :	Débits classés journaliers pour une période de 29 années météorologiques pour les scénarios de coupes partielles réparties sur le bassin.....	129
Figure 10.6 :	Comparaison des hydrogrammes simulés pour les différents scénarios de coupes partielles réparties sur le bassin pour l'année météorologique 1971-1972	131
Figure A.1 :	Illustration du sous-modèle BV3C.....	177
Figure A.2 :	Illustration de l'écoulement sur les UHRH lors de la génération des HGM	184
Figure A.3:	Production d'un hydrogramme de sortie d'une UHRH à partir des valeurs de l'HGM de cette UHRH et du rapport entre les lames réelles et la lame de référence	186
Figure B.6 :	Hydrogrammes obtenus pour l'année de test du 1 ^{er} octobre 1973 au 30 septembre 1974 au seuil jaugeur 0051003 (à l'exutoire du BEREV).....	196
Figure C.1 :	Sensibilité relative des paramètres sur les apports annuels.....	199
Figure C.2 :	Sensibilité relative des paramètres sur les apports automnaux	200
Figure C.3 :	Sensibilité relative des paramètres sur les apports hivernaux.....	201
Figure C.4 :	Sensibilité relative des paramètres sur les apports printaniers.....	202
Figure C.5 :	Sensibilité relative des paramètres sur les apports estivaux	203
Figure D.1.	Courbes de débits classés pour le gradient vertical des précipitations ...	207
Figure D.2.	Courbes de débits classés pour le gradient vertical des températures.....	207
Figure D.3.	Courbes de débits classés pour la température de passage de la pluie en neige.....	208
Figure D.4.	Courbes de débits classés pour le taux de fonte neige-sol	208
Figure D.5.	Courbes de débits classés pour la densité maximale du couvert nival....	209
Figure D.6.	Courbes de débits classés pour la constante de tassement.....	209
Figure D.7.	Courbes de débits classés pour le taux de fonte dans l'air.....	210
Figure D.8.	Courbes de débits classés pour le seuil de température de la fonte	210
Figure D.9.	Courbes de débits classés pour le coefficient multiplicatif de l'ETP	211
Figure D.10.	Courbes de débits classés pour l'épaisseur de la première couche de sol.....	211
Figure D.11.	Courbes de débits classés pour l'épaisseur de la deuxième couche de sol.....	212
Figure D.12.	Courbes de débits classés pour l'épaisseur de la troisième couche de sol.....	212
Figure D.13.	Courbes de débits classés pour le coefficient de récession.....	213

Figure D.14.	Courbes de débits classés pour le coefficient additif d'optimisation de la classe de sol	213
Figure D.15.	Courbes de débits classés pour la variation maximum de l'humidité relative par pas de temps	214
Figure D.16.	Courbes de débits classés pour l'indice foliaire	214
Figure D.17.	Courbes de débits classés pour la profondeur des racines	215
Figure E.1.	Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la forêt sur les HGM à l'exutoire du BEREV (28% de coupe).....	219
Figure E.2.	Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la forêt sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 6 (28% de coupe).....	219
Figure E.3.	Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la forêt sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 7a (82% de coupe).....	219
Figure E.4.	Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la coupe sur les HGM à l'exutoire du BEREV (28% de coupe).....	220
Figure E.5.	Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la coupe sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 6 (28% de coupe).....	220
Figure E.6.	Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la coupe sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 7a (82% de coupe).....	220
Figure E.7.	Effets de la variation de l'épaisseur de la lame de référence sur les HGM à l'exutoire du BEREV (28% de coupe).....	221
Figure E.8.	Effets de la variation de l'épaisseur de la lame de référence sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 6 (28% de coupe)	221
Figure E.9.	Effets de la variation de l'épaisseur de la lame de référence sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 7a (82% de coupe).....	221
Figure E.10.	HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du BEREV (Coefficient de Manning pour la forêt : 0.3, coefficient de Manning pour la coupe : 0.1, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.006 m).....	222
Figure E.11.	HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du sous-bassin 6 (Coefficient de Manning pour la forêt : 0.3, coefficient de Manning pour la coupe : 0.1, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.006 m).....	222
Figure E.12.	HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du sous-bassin 7a (Coefficient de Manning pour la forêt : 0.3, coefficient de Manning pour la coupe : 0.1, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.006 m).....	222
Figure E.13.	HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du BEREV (Coefficient de Manning pour la forêt : 3.0, coefficient de Manning pour la coupe : 0.01, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.001 m).....	223
Figure E.14.	HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à	

	l'exutoire du sous-bassin 6 (Coefficient de Manning pour la forêt : 3.0, coefficient de Manning pour la coupe : 0.01, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.001 m).....	223
Figure E.15.	HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du sous-bassin 7a (Coefficient de Manning pour la forêt : 3.0, coefficient de Manning pour la coupe : 0.01, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.001 m).....	223
Figure G.2 :	Illustration du modèle par réservoir de Hashido et Yoshina.....	246
Figure H.1 :	Illustration des processus d'écoulement sur un versant forestier.....	255
Figure H.2 :	Illustration du réseau de canaux souterrains sur le versant d'un bassin de tête montagneux avec un sol podzolique comme le BEREV	256
Figure H.3 :	Illustration du concept des aires contributrice variables.....	257
Figure I.1 :	Variation du coefficient de l'assèchement (kat), intervenant dans le calcul de la transpiration, en fonction de ftheta (cf. code du calcul de l'ETR)	264

1.INTRODUCTION

1.1 Importance de l'eau et de la forêt au Canada

Au Canada, et au Québec plus particulièrement, deux grandes ressources naturelles se partagent près de la moitié du territoire : l'eau et la forêt. Les cours d'eau canadiens déversent près de 9 % des ressources en eau renouvelables de la planète. Ces ressources occupent une proportion du territoire plus élevée que dans tout autre pays (Ressources Naturelles Canada, 2006). L'abondance d'eau propre est essentielle pour les usages domestiques, les productions agroalimentaire, énergétique et industrielle, le transport et les loisirs, et la préservation des écosystèmes naturels. On estime que la contribution mesurable de l'eau à l'économie canadienne est de l'ordre de 7,5 à 23 milliards de dollars par année (Gouvernement du Canada, 2004). Par ailleurs, la forêt canadienne occupe plus de 400 millions d'hectares, ce qui représentent presque la moitié de la superficie continentale du pays. Approximativement 51% des 234,5 millions d'hectares de forêts d'intérêt commercial y sont actuellement aménagées pour la production de bois. En 2000, le secteur forestier assurait un emploi direct à plus de 370 000 canadiens (Gouvernement du Canada, 2004). Depuis la colonisation, la forêt constitue un élément fondamental de la société, la culture et l'économie du Canada. Comme les rivières et les forêts canadiennes occupent, dans une grande proportion, le même territoire, il devient nécessaire, pour optimiser l'utilisation de ces ressources et de tous les bénéfices qui en découlent, de faire une gestion intégrée du territoire pour en assurer le développement durable.

1.2 Le développement durable et l'aménagement intégré

En 1987, la Commission des Nations Unies sur l'environnement et le développement durable (rapport Brundtland) présentait le concept de

développement durable, définit alors comme « un développement qui répond aux besoins du présent sans compromettre la capacité des générations futures de répondre aux leurs ». Au sommet de la Terre, tenu en 1992 au Brésil, 178 pays adoptèrent : (i) la Déclaration de Rio sur l'Environnement et le Développement, qui prône la mise en oeuvre du développement durable tant à l'échelle nationale que régionale et locale, (ii) l'Énoncé des Principes d'Aménagement, de Conservation et de Développement Durables des Forêts, qui vise la protection et le développement durable du patrimoine forestier mondial, et (iii) un plan d'action global, nommé Action 21 (Agenda 21), devant servir de base à l'atteinte des objectifs du développement durable. Dans cet Énoncé on retrouve les fondements de la gestion intégrée des forêts :

Les ressources et terres forestières devraient être aménagées de façon à combler les besoins sociaux, économiques, écologiques, culturels et spirituels des générations actuelles et futures. Ces besoins concernent les produits et services fournis par la forêt tels que la **matière ligneuse** et ses produits dérivés, l'**eau**, la nourriture [...], les activités récréatives, les habitats fauniques [...].

Les décisions prises sur l'aménagement, la conservation et le développement durable des ressources forestières devraient être fondées, dans la mesure du possible, sur une évaluation complète de la valeur économique et non économique des ressources et bienfaits de la forêt, et des coûts et bénéfices environnementaux. Le développement et l'amélioration de méthodes pouvant fournir de telles évaluations devraient être favorisés.

(Nations Unies, Énoncé des Principes d'Aménagement, de Conservation et de Développement Durables des Forêts, 1992)

Ce souci pour un aménagement intégré durable est repris au chapitre 10 d'Action 21 sur la conception intégrée de la planification et la gestion des terres :

L'expansion des besoins de l'homme et de ses activités économiques exerce des pressions toujours croissantes sur les terres, et engendre une concurrence et des conflits qui aboutissent à une utilisation infra-optimale du sol et des terres. Pour pouvoir satisfaire ces besoins à l'avenir de manière durable, il faut dès maintenant éliminer ces conflits et progresser vers une exploitation plus efficace et plus rationnelle de la terre et de ses ressources naturelles. L'intégration de l'aménagement du territoire et de la planification et de la gestion de l'utilisation des sols est un moyen éminemment pratique d'atteindre ce but. L'examen intégré de toutes les utilisations du sol permet d'atténuer les conflits, d'établir les équilibres les plus rentables et de lier le développement économique et social à la protection et à l'assainissement de l'environnement, ce qui contribue à atteindre les objectifs d'un développement durable. L'esprit de cette approche intégrée trouve son expression

dans la coordination des activités de planification et de gestion sectorielles intéressant les divers aspects de l'utilisation des sols et de la terre.

[...] Les gouvernements, intervenant à un niveau suffisamment élevé, et ce, en collaboration avec la communauté scientifique nationale et internationale et avec l'appui des organisations internationales compétentes, doivent réaliser des recherches et des essais, par l'exécution de projets pilotes, sur l'applicabilité d'approches améliorées de la planification et de la gestion intégrée des terres, y compris les facteurs techniques, sociaux et institutionnels.

(Nations Unis, Action 21, 1992)

Le développement durable et l'aménagement intégré sont donc actuellement des concepts clés dans l'exploitation du territoire et de ses ressources. Ce souci de respecter les engagements pris à Rio de Janeiro, et renouvelés lors du Sommet mondial sur le développement durable de Johannesburg en 2002, a d'ailleurs abouti à la création de différents « ministères du développement durable » au sein des pays signataires. Le Québec n'a pas fait exception avec la création du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs dont la mission est d'assurer la protection de l'environnement et des écosystèmes naturels pour contribuer au bien-être des générations actuelles et futures.

1.3 HYDROTEL, un modèle hydrologique permettant de simuler l'impact des coupes forestières sur l'écoulement en rivière

C'est dans l'optique du développement d'un outil de gestion intégrée que s'inscrit ce projet de maîtrise. L'objectif visé est de définir les possibilités d'utilisation du modèle hydrologique HYROTEL (Fortin *et al.*, 2001a,b, Turcotte *et al.*, 2003) pour simuler les impacts des perturbations du couvert forestier, liées aux opérations de récolte, sur l'écoulement en rivière. Une étude précédente (Lavigne *et al.*, 2004; Lavigne 1999) a démontrée qu'HYDROTEL pouvait simuler de façon satisfaisante les apports d'eau en rivière, l'augmentation des crues estivales, et l'avancement des crues printanières obtenus suite à une déforestation à grande échelle sur un bassin versant de 728 km². Le présent

projet de recherche vise à tester HYDROTEL sur un petit bassin versant forestier, soit celui du Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux Volées (BEREV) à la forêt Montmorency, à 80 km au nord de Québec, dont la superficie est de 9,2 km². La possibilité de simuler des scénarios de déboisement partiels plus conformes aux pratiques sylvicoles actuelles sera ensuite examinée.

Plus spécifiquement, le projet portait sur les questions suivantes :

1. Est-ce que l'on peut utiliser HYDROTEL pour simuler l'écoulement sur un petit bassin versant forestier comme le BEREV?
2. Quelles sont ses limites spatiales et temporelles d'application sur un bassin comme le BEREV?
3. Peut-on améliorer les simulations d'HYDROTEL sur des petits bassins versants forestiers en considérant une distribution spatiale plus raffinée du coefficient de friction de Manning pour simuler l'écoulement au sol ?
4. Dans quelle mesure HYDROTEL peut-il tenir compte des perturbations en milieu forestier et simuler leurs impacts sur l'écoulement dans les bassins versants ?

Enfin, et ce de manière plus générale, ce projet avait pour sous-objectif de caractériser les paramètres de calage d'HYDROTEL en fonction de leur impact sur les apports annuels et saisonniers, les hydrogrammes annuels et les courbes de débits classés.

2. LES MODÈLES HYDROLOGIQUES

2.1 *Les différents types de modèles hydrologiques*

Les modèles hydrologiques servent à calculer l'écoulement qui se produit en un point donné d'un cours d'eau à partir de données météorologiques. Les premières méthodes pour établir une relation entre la pluie et le débit sur un bassin versant remontent au 19^{ième} siècle (Blaikie et Eeles, 1985, dans Fortin *et al.* 2001a). C'est toutefois avec l'apparition des ordinateurs qu'ont pu être conçus les premiers modèles hydrologiques capables de simuler une succession de processus hydrologiques (Crawford et Lindsey, 1966, dans Fortin *et al.* 2001a). À ce jour, il existe une multitude de modèles hydrologiques et ils peuvent être catégorisés selon trois critères (Villeneuve *et al.*, 1998a; Anctil *et al.*, 2005), soit la façon dont ils reproduisent les processus d'écoulement, leur distribution spatiale, et l'échelle et la plage de temps sur laquelle ils simulent l'écoulement (figure 2.1).

Le premier critère permet de distinguer les modèles dérivés des processus physiques de ceux dérivés de données. La première catégorie comprend les modèles physiques et conceptuels, dont la formulation mathématique tente de reproduire chaque processus hydrologique selon la physique newtonienne. Lorsque le calcul des processus est simplifié, on parle de modèle conceptuel, alors que lorsqu'il ne l'est que très peu, ou pas du tout, on parle de modèle physique. Les modèles physiques ont le désavantage d'être lourds et de nécessiter beaucoup de données d'entrée pour être utilisés. Il existe différents degrés de simplification qui permettent de regrouper certains paramètres, ou de calculer certaines données difficiles à obtenir à partir d'autres données plus accessibles. Suivant le degré de simplification d'un modèle à base physique, on dira que ce modèle est « physique », ou « conceptuel ». Cette classification est toutefois relative puisque aucun modèle n'est entièrement « physique ». Les modèles dérivés de données reposent sur l'établissement d'une relation entre les

données d'entrées du modèle (précipitations, températures, etc.) et les débits en un point donné, sans égard à l'ensemble des processus physiques qui se déroulent sur le bassin versant considéré. On peut encore distinguer les modèles déterministes, qui ne font pas appel au calcul de probabilité, comme les modèles empiriques ou les hydrogrammes unitaires, des modèles stochastiques, comme les régressions et auto-régressions linéaires et les modèles non-linéaires, qui eux font appel au calcul de probabilité.

Le second critère permet de distinguer les modèles globaux, qui n'utilisent aucune discrétisation spatiale, des modèles distribués, qui peuvent simuler les processus hydrologiques sur des sous-entités du bassin versant. Les modèles distribués sont plus aptes à tenir compte de l'hétérogénéité d'un bassin versant lors de la modélisation de l'écoulement. Lorsque dans un modèle distribué les sous-entités sont définies par des sous-bassins du bassin principal, on peut le désigner comme un modèle par sous-bassins. L'aptitude du modèle à tenir compte de l'hétérogénéité des caractéristiques physiques et climatiques du bassin versant dépend alors du nombre de sous-bassins modélisés.

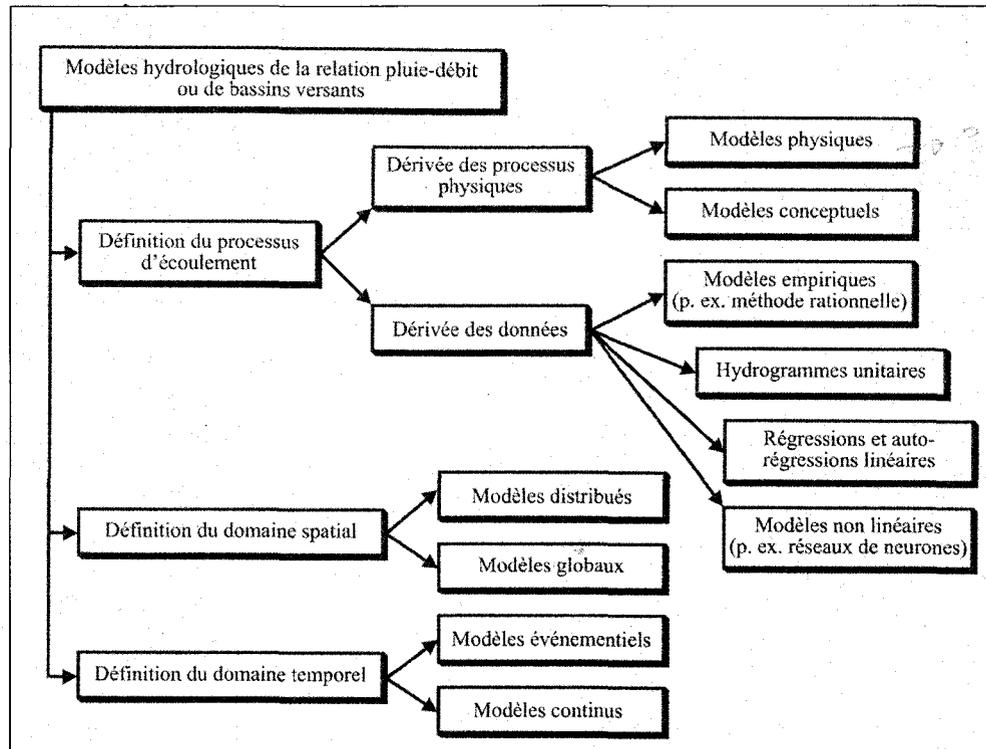


Figure 2.1 : Classification des modèles hydrologiques selon Anctil *et al.* (2005)

Le troisième critère permet de distinguer d'une part, les modèles événementiels, c'est-à-dire simulant uniquement la crue associée à une précipitation donnée, des modèles continus qui simulent tant l'écoulement des crues associées aux précipitations que l'écoulement se produisant entre les crues. D'autre part, il permet de distinguer les modèles selon le pas de temps sur lequel ils simulent. Celui-ci peut être de l'ordre de la seconde, de l'heure, de la journée, du mois ou de l'année, dépendamment des objectifs pour lesquels il a été conçu.

2.2 Choix d'un modèle hydrologique

Il existe de nombreux modèles hydrologiques, et ceux-ci sont en constant développement. Le choix d'un modèle hydrologique dépend principalement:

1. Des objectifs de l'utilisateur;
2. Des données hydrométéorologiques et physiographiques disponibles;
3. Des ressources humaines, technologiques et financières, et du temps disponible pour produire les résultats.
4. De la superficie et des caractéristiques physiques du bassin versant à modéliser.

Ainsi un modèle physique distribué simulant sur un pas de temps court sera plus apte à simuler l'écoulement sur un bassin versant hétérogène qu'un modèle conceptuel ou dérivé de données, mais la quantité de données, le temps de préparation de ces données, et le temps de calcul nécessaires pour simuler sur de grandes plages temporelles sera aussi considérablement plus élevé. Le modèle hydrologique adéquat est donc celui qui saura le mieux satisfaire les objectifs poursuivis en fonction des ressources disponibles.

Kirkby (1988) compare les processus hydrologiques se produisant sur un bassin versant à une séquence de réservoir à travers lesquels l'eau se déplace successivement. Par exemple l'eau se trouvant à un certain point sur le bassin versant peut, avant d'atteindre l'exutoire, être retenue à la surface du sol, pour ensuite s'infiltrer, percoler verticalement en milieu matriciel non saturé, puis latéralement le long d'une pente en milieu saturé, pour finalement atteindre le lit d'un cours d'eau et s'écouler en canal. Le comportement d'un bassin versant est dominé par les processus, ou réservoirs, présentant les temps de résidence les plus longs. Toujours selon Kirkby (1988), il suffit généralement de modéliser les deux processus présentant les temps de résidence les plus long sur un bassin versant donné pour obtenir des hydrogrammes représentatifs du comportement du bassin. Aussi il présente un ordre de grandeur des temps de résidence pour chaque processus rencontré sur un versant :

Tableau 2.1 : Temps de résidence moyens de l'eau en regard des différents processus hydrologiques observés sur un bassin versant

(Tiré de Kirkby, 1988)

Rétention à la surface du sol	0.1 à 1 h
Infiltration	1 à 20 h
Percolation en milieu non saturé	1 à 50 h
Écoulement le long des pentes (Downslope flow)	1 à 12 h
Écoulement en canal	0.5 h (1 km ²)
	7 h (100 km ²)
	100 h (10 000 km ²)

Selon ce tableau, il apparaît pertinent de tenir compte à la fois de l'infiltration, de la percolation en milieu non saturé, et des écoulements le long des pentes sur les petits bassins versants. À mesure que la taille du bassin augmente, l'écoulement en canal devient le processus dominant. Ainsi, pour un très grand bassin versant, un modèle peut être simplifié pour ne tenir compte que de la percolation en milieu non saturé et de l'écoulement en canal. La figure 2.2 illustre comment l'effet des processus déterminant l'hydrogramme d'un petit bassin versant sont graduellement supplantés par ceux liés à l'écoulement en canal au fur et à mesure que la superficie du bassin augmente.

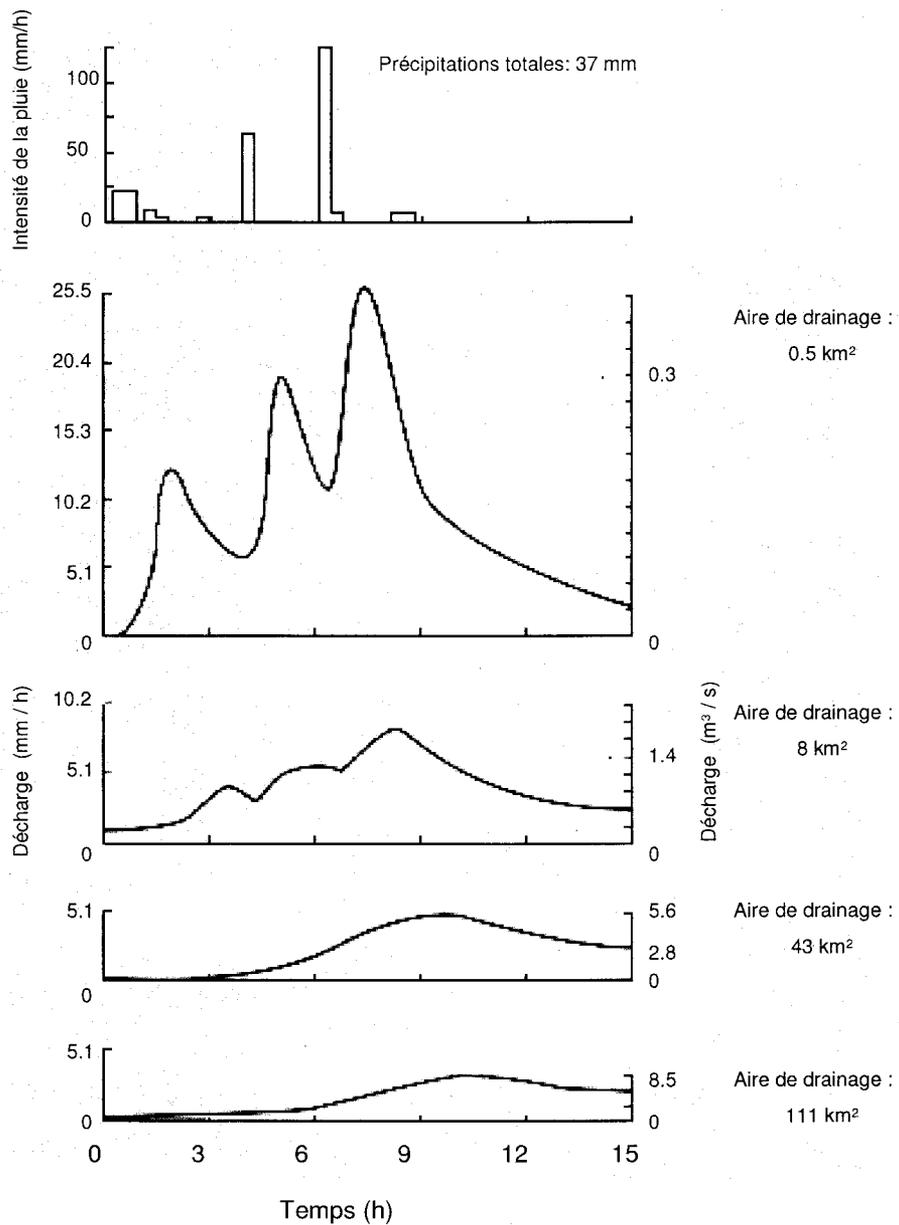


Figure 2.2 : Changement de la forme de l'hydrogramme mesuré à différentes stations sur la Rivière Sleepers (Vermont) en réponse à un événement pluvieux. (tirée de Dingman, 1993)

Sur cette figure on remarque que la réponse initiale sur un bassin de 0.5 km² est fortement liée au hétéogramme. Lorsque la taille du bassin augmente, l'hydrogramme est affecté par les ondes de crue des tributaires et par l'effet d'emménagement du cours d'eau. Ceci se traduit par un pic de crue atténué, dont le centre de masse est retardé, et dont la lame d'écoulement diminue (Dingman, 1993). La réponse d'un bassin versant devient plus linéaire à mesure que la taille du bassin augmente (Kirkby, 1978), alors que les processus liés à l'écoulement en canal deviennent prépondérants. Le succès de modèles basés sur les hydrogrammes unitaires, particulièrement sur des bassins versants de plus de 100 km², prouve que les variations locales et les réponses non linéaires de versants singuliers peuvent être ignorées ou moyennées à l'intérieur de grands bassins versants (Kirkby, 1988). Le modèle hydrologique sélectionné pour un bassin versant donné devra donc être en mesure de reproduire les processus dominants à l'échelle de ce bassin. De plus en plus, toutefois, on désire simuler l'écoulement non seulement à l'exutoire du bassin, mais également à différents points à l'intérieur du bassin. Il devient alors nécessaire, pour un modèle, de simuler l'ensemble des processus importants en tenant également compte de l'échelle des sous-bassins.

Vu la grande quantité de modèles hydrologiques, leur développement rapide, leurs modifications par l'ajout de divers modules, et leur couplage à d'autres types de modèle (érosion, biogéochimiques, climatiques, etc.), il est aujourd'hui impensable de dresser une liste exhaustive de tous les modèles hydrologiques existants. Singh (1995), et Singh et Frevert (2002a,b) présentent toutefois une revue de littérature des modèles hydrologiques développés jusqu'en 2000.

2.3 Les modèles hydrologiques utilisés pour simuler l'impact des perturbations du couvert forestier

Certains modèles ont été développés, ou utilisés, spécifiquement dans le but de simuler l'écoulement suite aux perturbations du couvert forestier. Le tableau 2.2

présente un tableau comparatif de ces modèles (adapté de Lavigne *et al.*, 2004). Celui-ci montre que plusieurs modèles ont été utilisés pour simuler l'impact des perturbations du milieu forestier sur l'écoulement. Parmi tous ces modèles, HYDROTEL, tout comme le modèle THESEUS, se situe à mi-chemin entre les modèles hautement spécialisés comme DHSVM, IHDM version 4, SHETRAN et MOUNTAINFLOW, conçus initialement pour la recherche, et les autres modèles, plus simplifiés et nécessitant moins de données, conçus pour la gestion. On peut voir également au tableau qu'HYDROTEL est un modèle physico-conceptuel, c'est-à-dire à base physique, mais simplifié de façon à nécessiter un minimum de données d'entrées, qu'il est spatialisé (ou distribué), qu'il simule sur une plage de temps continue avec un pas de temps horaire, multihoraire, ou journalier, et qu'il simule la plupart des processus, à l'exception de l'interception. À noter qu'HYDROTEL a été développé dans l'optique de servir d'outil de gestion. Sa structure interne, le choix des algorithmes de calcul, et son interface ont donc été conçus de façon à ce qu'il soit possible pour des usagers non spécialisés de se servir d'HYDROTEL.

Tableau 2.2 : Comparaison de différents modèles hydrologiques utilisés pour simuler l'écoulement suite à une modification du couvert forestier

Modèles (référence)	Simulation des processus		Discretisation Spatiale		Plage de simulation		Pas de temps des simulations				Processus simulés		Processus partiellement/indirectement simulés		Fonction				
	Conceptuel	Physico-conceptuel	Physique	Global	Spatialisé	Événementielle	Continue	Année	Mois	Jour	Heure ou inférieur	Évapotranspiration	Interception	Accumulation et fonte de la neige	Ruisselement de surface	Écoulement en milieu poreux	Écoulement en rivière	Recherche	Gestion
BEERS (Pomeroy et al., 1997)		X			X		X			X		X	X					X	
BROOK (Federer, 1982)	X			X			X			X		X	X	X		X		X	
Continuous Precipitation Run-Off Model (Meuser, 1990)	X				X		X			X		X	X	X		X			X
DHSVM (Storck et al., 1998;Thyer et al. 2004; Doten et al. 2006)		X			X		X			X	X	X	X			X		X	
HYDROTEL (Fortin et al., 2001a,b; Lavigne et al 2004)		X			X		X			X	X	X		X	X	X	X		X
IH modifié (Eeles et Blackie, 1993)	X				X		X			X		X	X		\	X			X
IHDM version 4 (Calver, 1988)			X			X				X		X	X		X	X	X	X	
Leaf and Alexander (1975) model	X				X		X			X		X	X	X					X
Modèle C du Marmot Basin (Dickinson, 1982)	X				X		X			X		X	X	X	\	X		X	
PROSPER (Swift et al., 1975)	X			X			X			X		X	X			X			X
PULSE (Brandt et al., 1988)	X			X			X			X		X		X	\	X		X	
SHETRAN (Lukey et al., 2000)			X		X		X			X		X	X	X	X	X	X	X	
SVEN (Ryan, 1979)	X				X		X		X			X	X	X		X			X
Timber-Water Simulation Model (Betters, 1975)	X				X		X	X				X		X		X			X
MOUNTAINFLOW (Lévesque, 2006)			X		X		X			X		X	*		X	X		X	X
ForHyM2 (Meng et al., 1995)	X			X			X	X	X			X	X	X	X	X		X	
THESEUS (Wegehenkel, 2002)	X				X		X			X		X	X	X	X	X	X	X	X
DRAINWAT (Amatya, et al. 1997)		X			X		X			X	X	X	X			X	X	X	

*MOUNTAINFLOW calcule l'interception due à l'évaporation de l'eau retenue sur la surface du couvert, mais néglige l'écoulement le long des troncs et l'évaporation du sol nu.

2.4 Le modèle hydrologique HYDROTEL

HYDROTEL a été conçu vers la fin des années 80 par des équipes de l'Institut National de la Recherche Scientifique-Eau (INRS-Eau, aujourd'hui devenue l'Institut National de la Recherche Scientifique Eau-Terre-Environnement, INRS-ETE) au Québec, et du Laboratoire d'Hydrologie et modélisation de l'Université de Montpellier II en France. HYDROTEL fait parti de la première génération de modèles hydrologiques conçus de façon à pouvoir utiliser les données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographiques (SIG). Ses concepteurs avaient pour objectif de produire un modèle facilement exportable sur différents bassins versants, nécessitant un minimum de données et de paramètres à caler. Le modèle devait aussi pouvoir simuler les effets des modifications physiques du bassin versant et fonctionner sur un micro-ordinateur avec une interface conviviale. Sa structure de programmation est de type modulaire et permet de modifier ou de remplacer les différents algorithmes utilisés. Ce chapitre constitue en grande partie une adaptation des articles de Fortin *et al.* (2001a,b), Turcotte *et al.* (2001 et 2006), du Manuel de l'utilisateur d'HYDROTEL (Fortin et Royer, 2004), et du rapport final du projet GIBSI (Villeneuve *et al.*,1998).

2.4.1 Création des bases de données à l'aide de PHYSITEL¹

Pour pouvoir utiliser HYDROTEL sur un bassin versant, il faut d'abord déterminer la structure du drainage et la distribution spatiale des types de sol et des classes d'occupation du sol sur le bassin. Cette première étape est accomplie à l'aide de PHYSITEL, un logiciel spécifiquement conçu pour préparer les bases de données nécessaires au fonctionnement d'HYDROTEL. Les données d'entrées nécessaires à PHYSITEL se résument à trois matrices numériques, définissant les caractéristiques physiques du bassin versant, et à un réseau hydrographique vectoriel (RHV), ce dernier étant toutefois facultatif. Les matrices numériques

¹ Les informations présentées dans cette section proviennent des articles de Fortin *et al.* (2001a) et Turcotte *et al.* (2001)

nécessaires sont : une matrice d'altitude (ou modèle numérique d'altitudes, MNA), une matrice des types de sols, et une matrice des classes d'occupation du sol. C'est à partir du MNA que PHYSITEL détermine le patron d'écoulement sur le bassin, les limites du bassin versant, le réseau hydrographique matriciel, et les unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH), qui sont en fait de très petits sous-bassins du bassin principal, à l'échelle desquelles seront simulés les différents processus hydrologiques (figure 2.3).

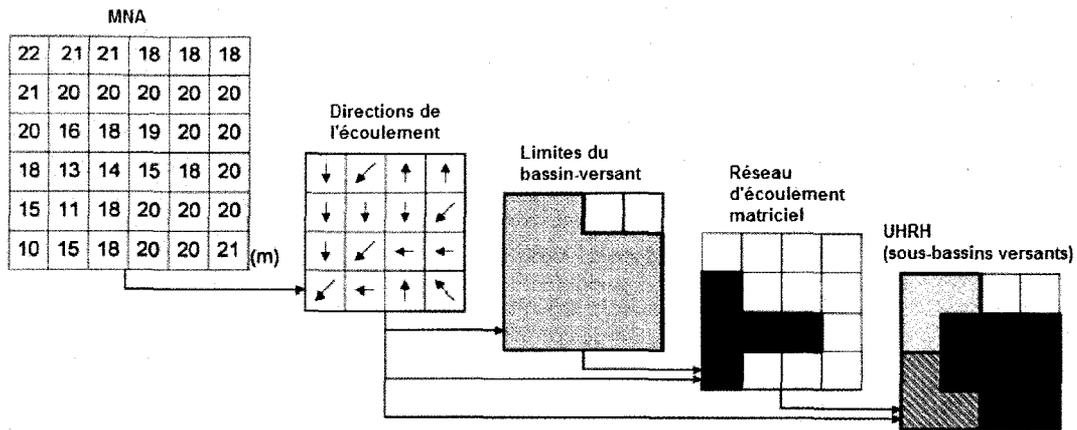


Figure 2.3 : Illustration de la détermination des directions d'écoulement, des limites du bassin versant, du réseau matriciel d'écoulement et des UHRH dans PHYSITEL à partir du MNA
(Tirée de Fortin *et al.* 2001a)

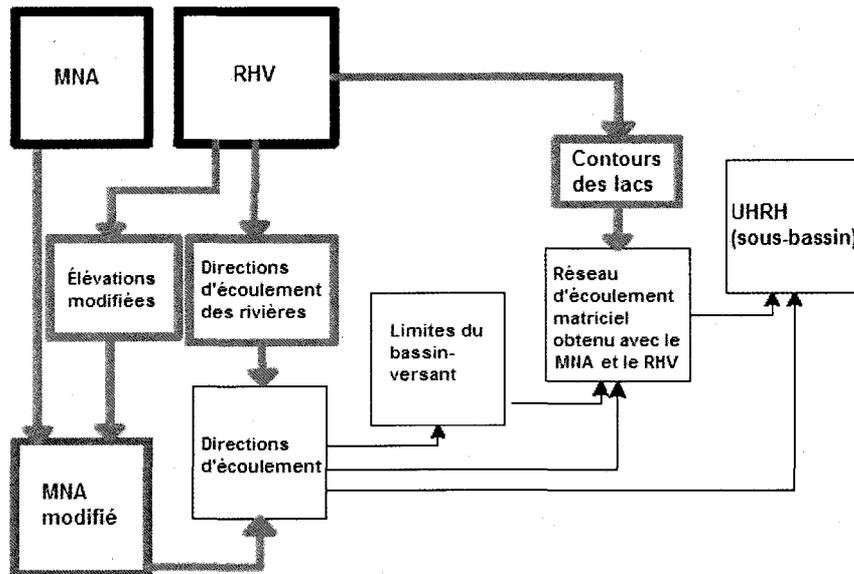
Les directions d'écoulement sont déterminées pour chaque cellule du MNA en fonction de son altitude relative par rapport à celle de ses huit cellules voisines. Le bassin versant est ensuite défini en sélectionnant la cellule constituant son exutoire. Toutes les cellules se drainant dans la cellule-exutoire sont considérées comme faisant parties du bassin versant, alors que les autres en sont exclues. Le réseau matriciel d'écoulement est défini par toutes les cellules du bassin versant dans lesquelles se drainent un nombre de cellules x , déterminé par le modélisateur. Ainsi plus ce seuil est élevé, moins le réseau est ramifié et vice-versa. Les UHRH, ou sous-bassins versants, sont ensuite définies pour

chaque tronçon du réseau d'écoulement matriciel, un tronçon étant défini comme le segment d'un cours d'eau compris entre la tête du cours d'eau et sa première ramification, ou entre deux nœuds. Les nœuds sont quant à eux définis, à la base, comme étant les points où se ramifient deux ou plusieurs segments du réseau hydrographique. Il est également possible dans une nouvelle version de PHYSITEL d'ajouter des nœuds au milieu d'un segment, et ainsi créer de nouveaux tronçons. Ceci s'avère utile lorsqu'on désire avoir les résultats de simulation en un point précis de la rivière (à un seuil jaugeur par exemple) puisque ceux-ci ne peuvent être obtenus qu'à l'exutoire d'un tronçon.

Lorsqu'il y a des lacs ou des plaines à l'intérieur du bassin versant, il est impossible de déterminer une direction d'écoulement à partir du MNA. Ceci est dû au fait que dans ces zones, il n'existe aucune différence d'élévation entre une cellule du MNA et ses cellules voisines. On doit alors recourir à une modification du MNA et des directions d'écoulement à partir d'un réseau hydrographique vectoriel (RHV). La procédure, décrite en détail par Turcotte *et al.* (2001), est illustrée à la figure 2.4.

Le réseau hydrographique vectoriel est superposé à la matrice d'élévation et les élévations des cellules-rivières sont modifiées, de même que celles des cellules adjacentes, de façon à ce que le réseau hydrographique obtenu avec le MNA corresponde au RHV.

La matrice numérique des occupations du sol est habituellement obtenue par la télédétection à haute résolution. Des classes d'occupation du sol ayant des effets significativement différents sur les processus hydrologiques sont formées et sont caractérisées par des attributs quantitatifs (hauteur de la végétation, profondeur des racines, albédo, indice foliaire) pouvant varier en fonction du temps au cours d'une année.



Les lignes grasses noires représentent les données d'entrées, les lignes noires minces représentent les données de sortie, et les lignes grises représentent les procédures supplémentaires ajoutées par la prise en compte du RHV.

Figure 2.4 : Modification du MNA et des directions d'écoulement à partir du RHV
(tirée de Turcotte *et al.* 2001)

La matrice numérique des types de sol est conçue à partir des cartes de sols. PHYSITEL associe à chaque UHRH les propriétés hydrauliques du type de sol le plus représenté sur sa superficie. Celles-ci sont, par défaut, celles proposées par Rawls et Brakensiek (1989), mais elles peuvent être modifiées au besoin.

2.4.2 Simulation des processus hydrologiques²

HYDROTEL simule six processus hydrologiques à l'aide de six sous-modèles fonctionnant en chaîne. Il est possible d'utiliser différents algorithmes pour simuler chaque processus. Le tableau 2.3 présente les six processus simulés et les algorithmes disponibles pour les modéliser. L'annexe A décrit les équations utilisées pour simuler ces processus

² Les informations présentées dans cette section proviennent de Fortin *et al.* (2001a)

Tableau 2.3 : Processus simulés par HYDROTEL et choix des algorithmes disponibles

Sous-modèle	Algorithmes disponibles
1. Interpolation des données météorologiques	1.1. Polygones de Thiessen 1.2. Moyenne pondérée des trois stations les plus près
2. Accumulation et fonte de la neige	2.1. Approche mixte (degrés-jours / bilan énergétique)
3. Évapotranspiration potentielle	3.1. Thornthwaite 3.2. Linacre 3.3. Penman-Monteith 3.4. Priestley-Taylor 3.5. Hydro-Québec
4. Bilan d'eau vertical	4.1. BV3C (Bilan Vertical en 3 Couches de sol)
5. Écoulement sur la partie terrestre du bassin	5.1. Équation d'onde cinématique
6. Écoulement en rivière	6.1. Équation d'onde cinématique 6.2. Équation d'onde diffusante

3. LE BASSIN EXPÉRIMENTAL DU RUISSEAU DES EAUX-VOLÉES

3.1 Description du Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées

Le Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées (BEREV) occupe une superficie de 9.2 km² et est situé à 47°16'20"N, 71°09'40"W, soit environ 80 km au nord de la ville de Québec (Plamondon et Ouellet, 1980). Il fait partie de la Forêt Montmorency (forêt expérimentale de l'Université Laval) dans les hautes collines bordant la chaîne de montagnes des Laurentides (figure 3.1).

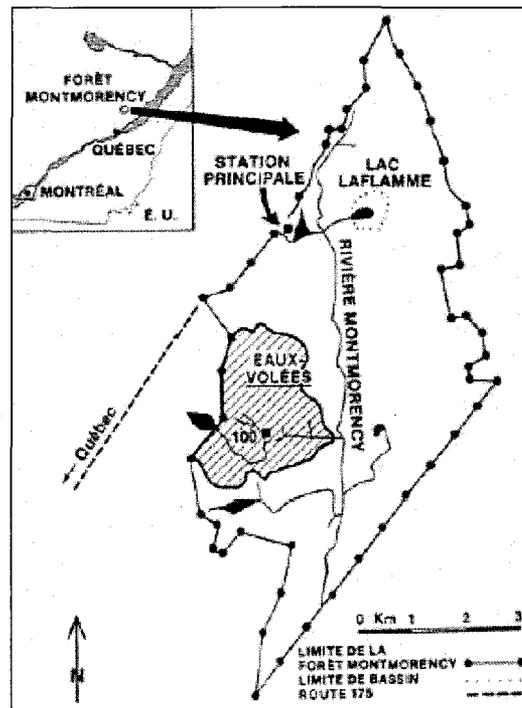
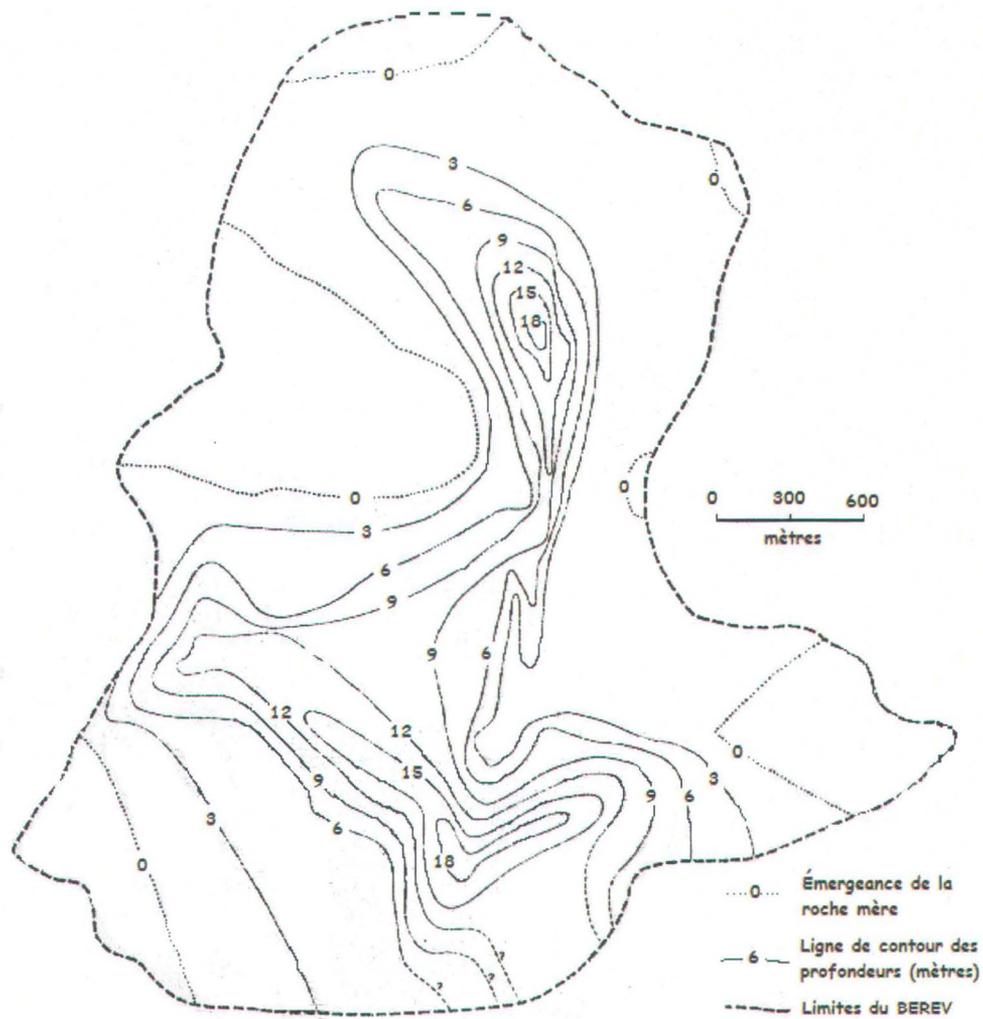


Figure 3.1 : Localisation du Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées
(Tirée de Camirand, 2005)

Pour la période d'étude, qui s'étend de 1967 à 1996, la précipitation annuelle moyenne enregistrée à la station principale (figure 3.1) est de 1421 mm, avec un maximum de 1689 mm en 1976 et un minimum de 1158 mm en 1968. La température annuelle moyenne est de 0.7°C. L'année 1983 a été la plus chaude avec une température annuelle moyenne de 1.4°C et l'année 1972 a été la plus froide avec une température annuelle de -1.1°C. La forêt Montmorency fait partie du domaine bioclimatique de la sapinière à bouleau blanc (Robitaille et Saucier, 1998). La végétation se compose principalement de sapins baumiers (*Abies balsamea* (L.) Mill), accompagnés de quelques épinettes noires (*Picea mariana* Mill) et blanches (*Picea glauca* (Moench) Voss) et de bouleaux à papier (*Betula Papyrifera* Marsh). De hautes collines dominent le paysage (les altitudes maximum et minimum dans le bassin d'études sont respectivement de 990 m à la tête et de 560 m à l'exutoire). Les dépôts de surface qu'on y retrouve sont des tills d'origine glaciaire et fluvio-glaciaire d'une profondeur variant entre 0 et 18 m. La figure 3.2 illustre la profondeur du régolite sur le BEREV. Le sol a une texture sableuse à graveleuse parfois mélangée à des blocs pouvant atteindre près de 2 m de diamètre (Rochette, 1971). Les dépôts recouvrent une roche mère cristalline du précambrien composée de gneiss charnockitic. La litière organique, d'une épaisseur moyenne de 8 cm, se compose d'humus de type mor. Les racines plongent jusqu'à environ 30 cm dans un sol essentiellement de type podzol ferro-humique orthique (Plamondon, 1988). Cette couche de 30 cm est très perméable comparativement au till sous-jacent (Barry, 1984) et on y observe fréquemment la formation de canalisations souterraines. L'exutoire du BEREV se déverse dans la rivière Montmorency. Le débit moyen enregistré à son exutoire au cours de la période d'étude est de 0.313 m³·s⁻¹. Le temps de réponse à l'exutoire du BEREV, suite à une précipitation, se situe habituellement autour de 5 ou 6 heures.



BASSIN EXPÉRIMENTAL DU RUISSEAU DES EAUX-VOLÉES
CARTE DE LA PROFONDEUR DES DÉPÔTS MEUBLES

Figure 3.2 : Carte de la profondeur du sol sur le BEREV
(adaptée de Rochette, 1971)

3.2 Infrastructures pour la prise de données hydrométriques et météorologiques

Une série de seuils jaugeurs ont été installés dans le bassin entre 1965 et 1971 afin d'enregistrer les débits en continu aux 15 minutes. Au total quatre sous-bassins principaux sont jaugés : soient les sous-bassins 7a, 7, 6 et 5 (Plamondon, 1988). La figure 3.3 illustre la division du BEREV en sous-bassins et le tableau 3.1 décrit les caractéristiques de chacun de ces sous-bassins.

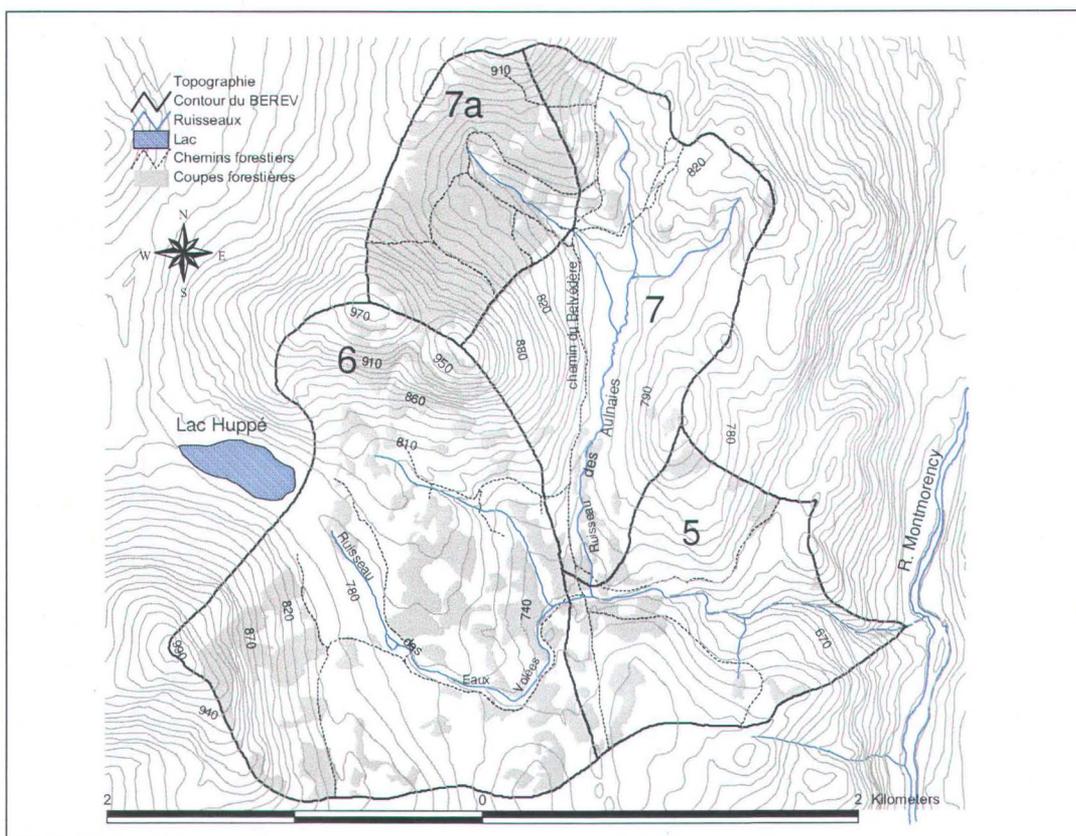


Figure 3.3 : Carte du Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées

Tableau 3.1 : Caractéristiques des bassins d'expérimentations du BEREV
(Plamondon, 1996, dans Camirand 2005)

Bassin	7A	7	7B (7+7A)	6	5	5A (5+7)	5B (5+6+7)	5C (5+7+7A)	5D (5+6+7+7A)
Seuil jaugeur	51004		51007	51002					51003
Superficie (km ²)	1.22	2.33	3.55	3.94	1.68	4.01	7.95	5.33	9.17
Pente (%)	18.7	16.7	17.4	14.1	14.0	15.5	14.9	16.2	15.4
Élévation (m)									
Moyenne	871	807	830	825	737	777	800	765	810
Minimum	783	747	747	742	616	616	616	616	616
Maximum	963	954	963	988	826	954	988	963	988
Densité de drainage (km/km ²)	2.19	2.81	2.60	1.79	2.78	2.80	2.30	2.66	2.29
Pente du cours d'eau (%)	11.6	2.4	3.5	2.7	7.3	3.4	3.4	3.8	3.8
Longueur (m)	1260	2931	3306	2481	1920	4824	4824	5280	5280

Une station météorologique permanente (station principale, cf. figure 3.1) située à l'extérieur du bassin, à environ 3 km de son extrémité nord, fournit la majeure partie des données météorologiques sur une base horaire et journalière. Certaines données provenant de deux pluviomètres, situés dans les sous-bassins 6 et 7a, ont également servi à compléter la base de données horaires.

3.3 Historique des coupes forestières sur le Bassin Expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées

Des opérations de récoltes forestières ont eu lieu sur le BEREV au cours de la période d'étude (1967 à 1996). Celles-ci ont principalement été effectuées durant deux périodes, soient de 1974 à 1976, et de 1993 à 1994. Au cours de ces périodes, le réseau routier s'est développé dans les différents secteurs récoltés à partir du chemin du Belvédère qui traverse le BEREV du nord au sud.

Au cours de la première période, de 1974 à 1976, 31% de la superficie du sous-bassin 6 a été coupé sous forme de trouées réparties sur tout le sous-bassin. De plus, 2% de la superficie de ce sous-bassin a été dégagé pour construire un réseau routier d'une densité de 1.26 km·km⁻² et 1.5% de la superficie a été compacté en ornières par le passage répété de la machinerie servant à

recupérer la matière ligneuse. Des comparaisons par bassins jumelés ont démontré que ces travaux n'ont eu aucun effet significatif sur les apports annuels, saisonniers et mensuels mesurés à l'exutoire du sous-bassin 6 (Plamondon et Ouellet, 1980) ni sur les débits de pointe et le synchronisme de la fonte à court (Plamondon et Ouellet, 1980) et long terme (Plamondon *et al.* 1998).

La seconde période de coupe s'est déroulée entre septembre 1993 et septembre 1994, alors que 85% de la superficie du bassin 7a a été récolté. 7.5% de la superficie totale de ce sous-bassin a été compacté, soit 5% à cause des ornières et des jetées, et 2.5% pour la construction d'un réseau routier d'une densité de 2.13 km·km⁻². L'étude de Guillemette *et al.* (2004), s'étalant jusqu'à cinq ans après les opérations forestières, a démontré que ces perturbations avaient affecté significativement l'écoulement à l'exutoire du sous-bassin 7a. Les débits de pointe de plein bord, suite à cette coupe, ont augmenté en moyenne de 54%, avec une augmentation maximale de 63%.

4. MODÉLISATION DU BEREV POUR HYDROTEL

4.1 La matrice numérique d'altitude

Le bassin a été modélisé avec la version 2.0 de PHYSITEL à l'aide d'un modèle numérique d'altitude d'une résolution de 5 m x 5 m, construit à partir des courbes topographiques numérisées des cartes à l'échelle de 1:20000 du Ministère des Ressources Naturelles de la Faune et des Parcs du Québec (MRNFP). La figure 4.1 illustre le MNA utilisé. Le réseau hydrographique numérisé des cartes du MRNFP a été validé et complété par un relevé, à l'aide d'un GPS, des ruisseaux intermittents visibles sur le terrain au printemps. À noter que de nombreux écoulements souterrains pouvaient être entendus sans être vus à ce moment.

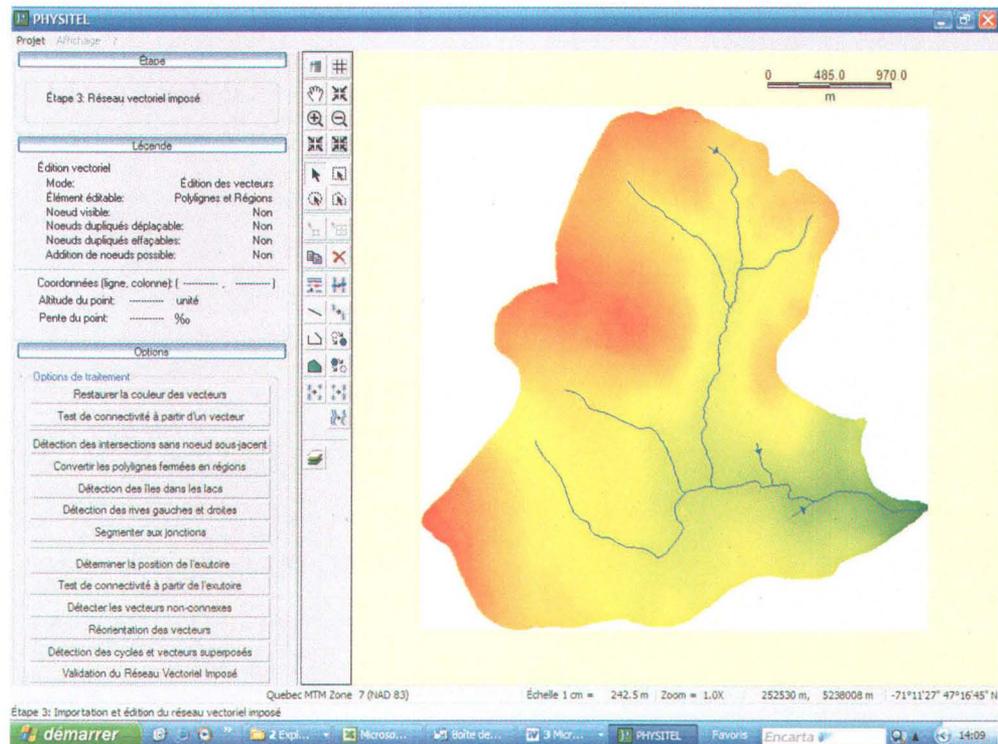


Figure 4.1 : Matrice d'élévation numérique et réseau vectoriel de l'écoulement du BEREV dans PHYSITEL

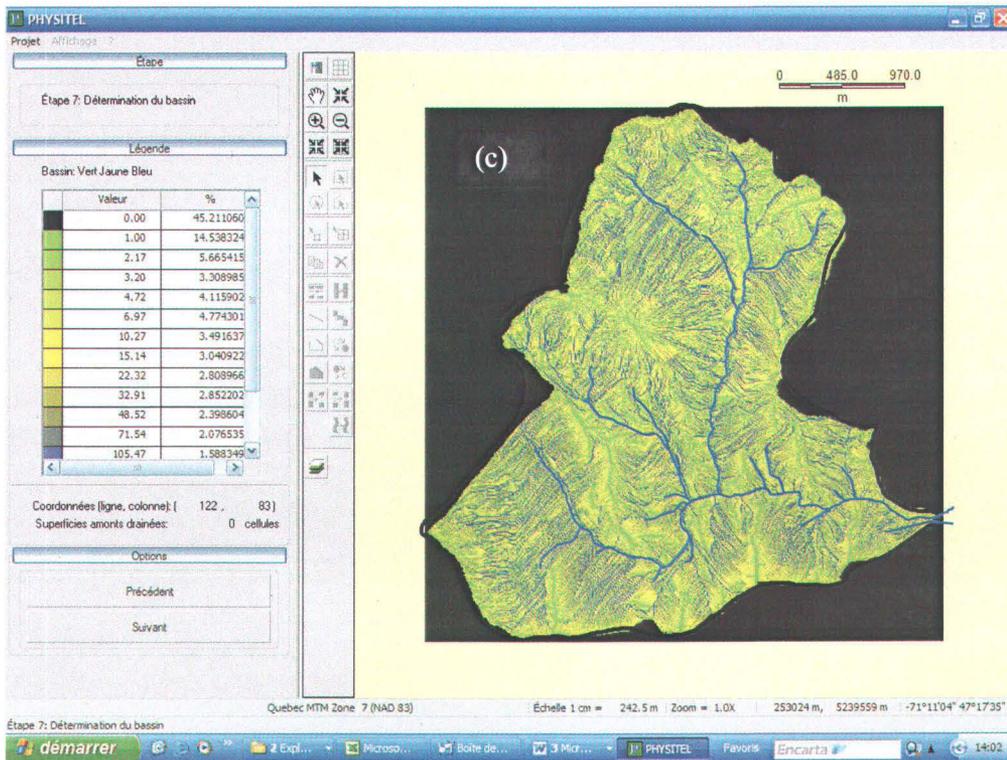
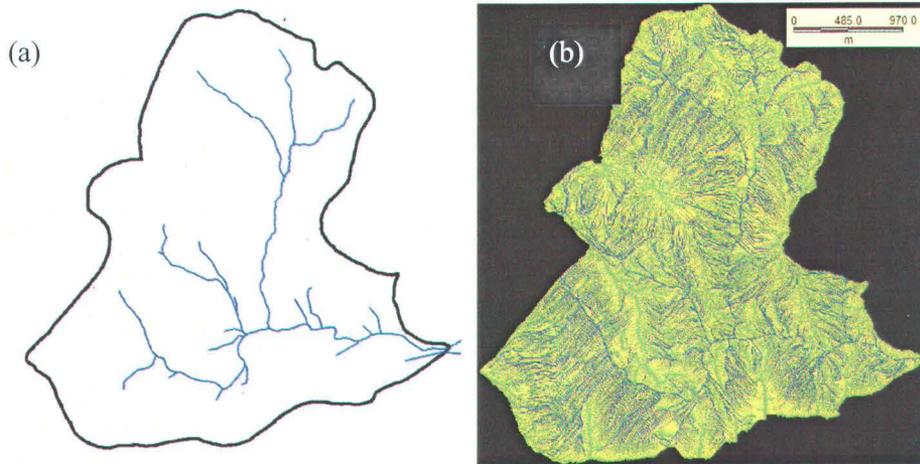


Figure 4.2 : (a) Réseau hydrographique relevé sur le terrain à l'aide d'un GPS, (b) Patron d'écoulement déterminé par PHYSITEL à l'aide du MNA, (c) Superposition de A et B

La figure 4.2a illustre le réseau hydrographique relevé sur le terrain à l'aide d'un GPS, la figure 4.2b, le patron d'écoulement produit par PHYSITEL à l'aide du MNA, et la figure 4.2c, la superposition des deux réseaux.

4.2 La matrice numérique des occupations du sol

La matrice numérique des occupations du sol a été produite à l'aide du logiciel ArcView et à partir des cartes écoforestières produites par le service d'information écoforestière (SIEF) du MRNFP. Ces cartes contenaient l'information sur l'historique des travaux forestiers effectués et permettaient de reconstituer le couvert végétal à différentes époques au cours de la période d'étude. Tel qu'illustré à la figure 4.3, quatorze différentes classes d'occupations du sol ont été définies : la forêt résineuse mature, les aulnaies, les dénudés humides (zones de végétation herbacées), et une classe d'occupation différente pour les superficies coupées chaque année entre 1967 et 1996, soit : coupe74, coupe75, coupe76, coupe78, coupe79, coupe81, coupe82, coupe83, coupe84, coupe93, et coupe94. La séparation des aires de coupes en différentes classes d'occupation du sol permet de faire évoluer la végétation indépendamment selon l'année de la coupe (cf. section 4.5).

4.3 La matrice des types de sol

La matrice des types de sol a été conçue à l'aide du logiciel ArcView en supposant une texture de sable loameux sur l'ensemble du bassin versant. Cette hypothèse de travail a été partiellement validée par un examen visuel sur le terrain.

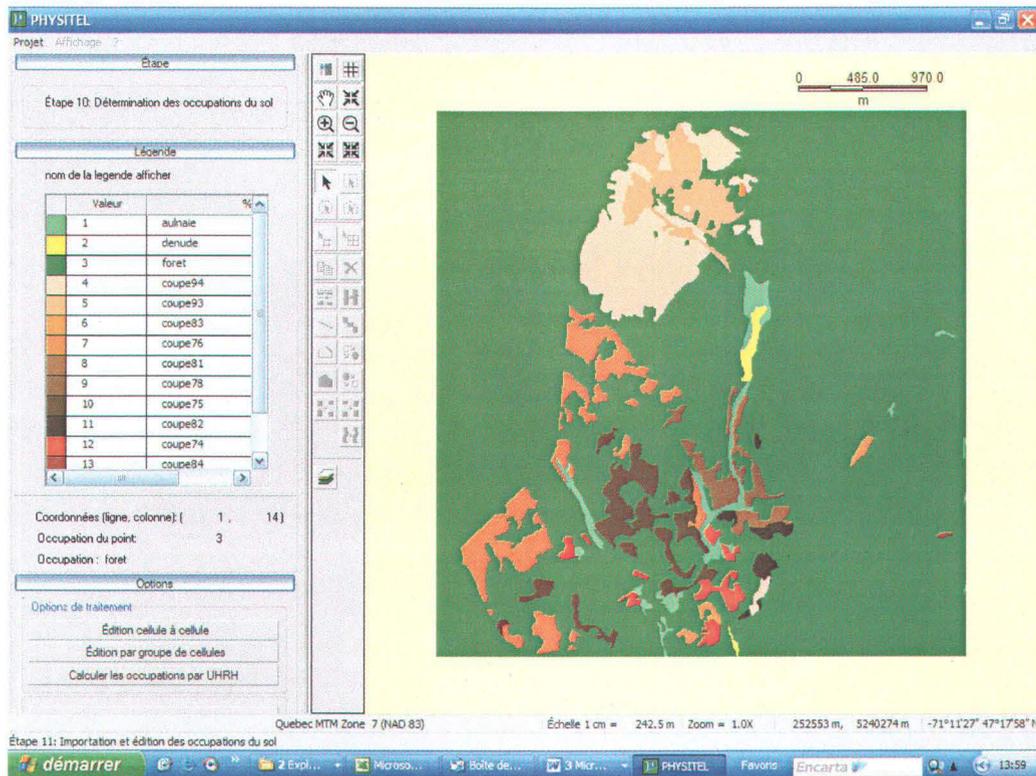


Figure 4.3 : Matrice des classes d'occupation du sol du BEREV dans PHYSITEL

4.4 Division du BEREV en Unités Hydrologiques Relativement Homogènes (UHRH)

La division du BEREV en UHRH s'est faite de façon à ce que chaque seuil jaugeur soit situé à l'exutoire d'une UHRH. Ainsi il est possible de connaître les débits simulés à ces endroits. Le bassin a été divisé en vingt-six (26) UHRH, dont les superficies s'échelonnent de 0.14 à 117 ha, avec une moyenne de 35 ha, tel que l'illustre la figure 4.4. Étant donné la configuration du patron d'écoulement (figure 4.2) et la nécessité d'associer chaque UHRH à un tronçon du réseau hydrographique, il était difficile de discrétiser davantage le bassin versant en unités homogènes sans que ces unités soient disproportionnées et de forme trop étirée. Un exercice a toutefois été réalisé afin de déterminer s'il était possible d'améliorer les simulations en discrétisant d'avantage le bassin. La

figure 4.5 montre une discrétisation en 171 UHRH, tel que produit à l'aide de PHYSITEL à partir d'un réseau vectoriel plus ramifié. Les UHRH du BEREV, peu importe leur nombre, ne présentent pas l'homogénéité qu'il aurait été souhaitable d'obtenir quant à la profondeur des sols (cf. figure 3.2), à l'inclinaison et à l'orientation des pentes (cf. figure 3.3). Pour pouvoir discrétiser davantage le bassin versant selon la procédure employée par la version 2.0 de PHYSITEL, il aurait fallu un réseau hydrographique ramifié de manière plus arborescente. Comme il y a de nombreux écoulements parallèles sur les versants du BEREV, pour que PHYSITEL produise des UHRH plus homogènes, il faudrait nécessairement que ces UHRH puissent être divisées de façon indépendante du réseau hydrographique. Le tableau 4.1 compare les superficies des sous-bassins modélisés avec PHYSITEL, et la superficie normalement attribuée à ces sous-bassins (cf. tableau 3.1). Ces dernières valeurs ont été calculées à l'aide des cartes topographiques et d'une validation sur le terrain. La superficie du sous-bassin 7a est sous-estimée de 4.2%, celle du sous-bassin 6 de 2.2%, celle du sous-bassin 5 de 4.4%, et la superficie du sous-bassin 7 est surestimée de 3%. La superficie totale du BEREV est sous-estimée de 1.5 %. On peut supposer que la taille réelle des sous-bassins versants se situe quelque part entre les deux jeux de valeurs présentés.

Tableau 4.1 : Écart entre les superficies des sous-bassins modélisées avec PHYSITEL et les valeurs du tableau 3.1

Sous-bassin	Superficie modélisée Avec PHYSITEL (km ²)	Superficie calculée avec les cartes topographiques (km ²)	Écart (%)
7a	1.17	1.22	-4.2
7	2.40	2.33	3.0
6	3.85	3.94	-2.2
5	1.61	1.68	-4.4
BEREV	9.03	9.17	-1.5

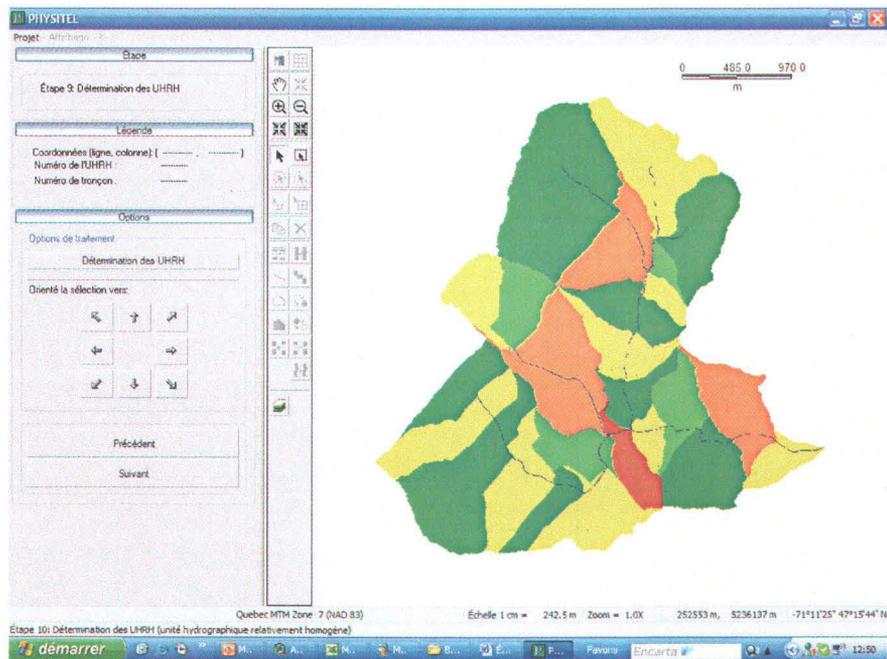


Figure 4.4 : Division du BEREV en 26 UHRH dans PHYSITEL

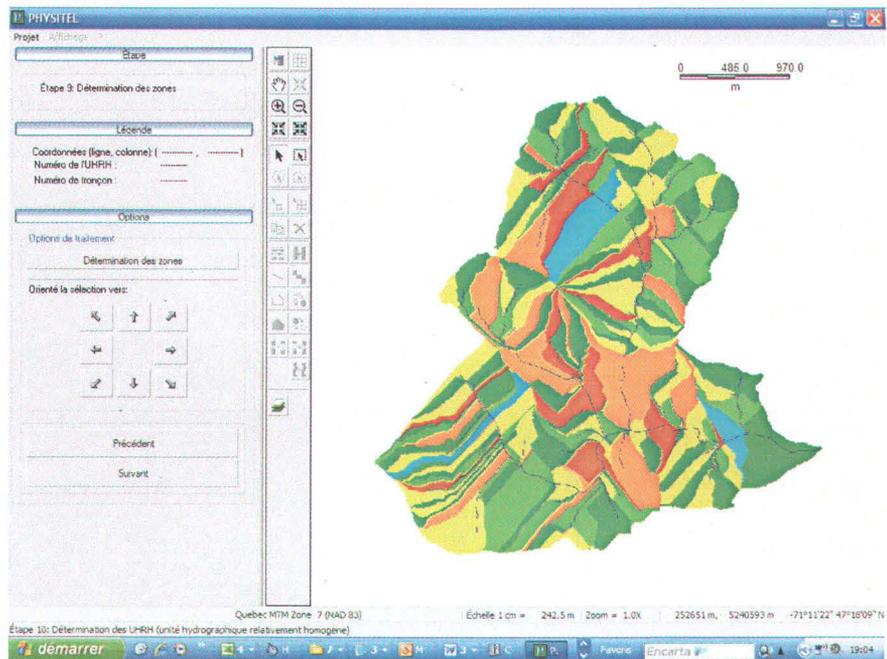


Figure 4.5 : Division du BEREV en 171 UHRH dans PHYSITEL

4.5 Création des fichiers « physio » pour HYDROTEL

L'évolution de la végétation sur les parterres de coupe est simulée par le changement de l'indice foliaire, de la profondeur des racines, et de la hauteur de la végétation dans le temps. L'indice foliaire et la profondeur des racines interviennent dans le calcul de l'évapotranspiration réelle, alors que la hauteur de la végétation n'est utilisée que pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle avec la formule de Penman-Monteith. L'évolution de ces caractéristiques dans le temps nécessite la création de fichiers regroupés dans le répertoire « physio » du projet HYDROTEL. Pour chaque année, un fichier faisant évoluer chacun de ces paramètres, pour chaque occupation du sol, a été créé. La figure 4.6 montre le fichier d'indice foliaire pour l'année 1994.

```
2
14 5 1994
Indice foliaire en
1994
Jour  aulnaie  foret  denude  coupe74  coupe75  coupe76  coupe78  coupe79  coupe81  coupe82  coupe83  coupe84  coupe93  coupe94
1      3      6      1      4      4      4      4      3      3      3      3      3      1      6
160    4      6      1      4      4      4      4      3      3      3      3      3      1      6
190    5      6      2      4      4      4      4      4      3      3      3      3      1      1
310    4      6      1      4      4      4      4      4      3      3      3      3      1      1
365    3      6      1      4      4      4      4      4      3      3      3      3      1      1
```

Figure 4.6 : Fichier d'indice foliaire pour l'année 1994

Les deux premières lignes du fichier comprennent des codes d'identification lus par HYDROTEL. La troisième ligne est une ligne de commentaire pour les usagers. La quatrième ligne comprend les entêtes des colonnes formées par les lignes suivantes. La première colonne représente la numérotation des jours Juliens à partir du premier janvier. Les colonnes suivantes représentent les différentes classes d'occupation du sol telles que déterminées dans PHYSITEL par la matrice numérique des occupations du sol. Il y a donc une classe pour les aulnaies, une classe pour la forêt, une classe pour les dénudés et une classe pour chacune des superficies coupées et regroupées par année. Les colonnes de chiffres sous les entêtes d'occupation du sol représentent l'évolution de

l'indice foliaire au cours de l'année pour chaque occupation. Dans l'exemple de la figure 4.5, qui représente l'année 1994, on peut observer que la forêt non perturbée (colonne forêt) a un indice foliaire égale à 6 toute l'année. On peut aussi observer que l'indice foliaire sur les superficies récoltées en 1994 (dernière colonne : coupe94) est égale à 6 du premier janvier au 8 juillet (jours Juliens 1 à 189, dans la première colonne) et qu'il devient ensuite égal à 1 du 9 juillet jusqu'à la fin de l'année. On assume donc, pour les besoins de la modélisation, que la récolte a été faite instantanément le 9 juillet. Il aurait été possible de modifier graduellement les occupations du sol pour simuler la coupe forestière au cours d'une même année. Toutefois, comme cet exercice nécessite des informations impossibles à obtenir (à savoir les dates –au moins approximatives- durant lesquels les différents secteurs ont été coupés au cours d'une même année), il n'a pas été fait. La répartition des coupes a donc été faite sur une base annuelle, puisque seules ces informations étaient disponibles, et les analyses relatives aux capacités d'HYDROTEL de simuler l'impact des coupes forestières ont été faites en fonction de ces contraintes. Un indice foliaire égal à 1 a été choisi, de façon préliminaire, pour simuler les débris de coupes et la végétation laissée sur le parterre de coupe. Les colonnes correspondant aux aires coupées avant 1994 montrent l'évolution de l'indice foliaire avec la croissance de la végétation dans ces aires. On peut voir que pour les aires coupées en 1993 (coupe93), l'indice foliaire un an après la coupe est toujours égal à 1. Pour les aires coupées en 1984 (coupe84), par contre, on assume que la reprise de la végétation produira un indice foliaire de 3. Pour les aires coupées en 1979 (coupe1979) on assume que l'indice foliaire évoluera à 4, et ainsi de suite jusqu'à ce que l'indice foliaire de la forêt mature (6) ait été atteint à nouveau. Le même procédé a été utilisé pour simuler l'évolution de la croissance en hauteur de la végétation (figure 4.7) et de la croissance en profondeur des racines (figure 4.8).

2

14 5 1994

hauteur de la végétation en 1994

jour	aulnaie	foret	denude	coupe74	coupe75	coupe76	coupe78	coupe79	coupe81	coupe82	coupe83	coupe84	coupe93	coupe94
1	3	12	1	4.5	4.3	4	3.5	3.3	2.8	2.5	2.3	2	0.2	12
160	3	12	1	4.5	4.3	4	3.5	3.3	2.8	2.5	2.3	2	0.2	12
190	3	12	1	4.8	4.5	4.3	3.8	3.5	3	2.8	2.5	2.3	0.5	0.2
310	3	12	1	4.8	4.5	4.3	3.8	3.5	3	2.8	2.5	2.3	0.5	0.2
365	3	12	1	4.8	4.5	4.3	3.8	3.5	3	2.8	2.5	2.3	0.5	0.2

Figure 4.7 : Fichier d'hauteur de la végétation pour l'année 1994

2

14 5 1994

Profondeur racinaire en 1994

jour	aulnaie	foret	denude	coupe74	coupe75	coupe76	coupe78	coupe79	coupe81	coupe82	coupe83	coupe84	coupe93	coupe94
1	0.3	0.3	0.2	0.16	0.15	0.14	0.12	0.11	0.1	0.09	0.08	0.07	0	0.3
160	0.3	0.3	0.2	0.16	0.15	0.14	0.12	0.11	0.1	0.09	0.08	0.07	0	0.3
190	0.3	0.3	0.2	0.17	0.16	0.15	0.13	0.12	0.11	0.1	0.09	0.08	0.02	0
310	0.3	0.3	0.2	0.17	0.16	0.15	0.13	0.12	0.11	0.1	0.09	0.08	0.02	0
365	0.3	0.3	0.2	0.17	0.16	0.15	0.13	0.12	0.11	0.1	0.09	0.08	0.02	0

Figure 4.8 : Fichier de profondeur des racines pour l'année 1994

L'évolution de ces paramètres en fonction du temps après la coupe a été déterminée en se basant sur le tableau du « Taux régressif de l'effet de la coupe (TREC) et des perturbations naturelles sur le débit de pointe selon l'âge de l'intervention/perturbation et les caractéristiques de la régénération » (Plamondon 2003, cf. Annexe G). Selon ce tableau, les effets de la coupe sur l'écoulement de pointe disparaissent totalement après environ 35 ans. L'évolution de la croissance en hauteur de la végétation, de la croissance en profondeur des racines et de l'indice foliaire s'est donc fait en suivant l'hypothèse qu'il fallait 35 ans pour que ces paramètres aient atteint les valeurs équivalentes à celles de la forêt avant la récolte. Des valeurs initiales après la coupe de 0.2 m pour la hauteur de la végétation, de 0 m pour la profondeur des racines, et de 1 pour l'indice foliaire ont ainsi évolué suivant la croissance de la végétation selon le tableau des TREC, jusqu'aux valeurs établies pour une forêt résineuse mature,

soit une hauteur de la végétation d'environ 8.5 m, une profondeur des racine de 0.3 m et un indice foliaire de 6. Le tableau 4.2 montre l'évolution des paramètres en fonction du nombre d'années après la coupe.

Tableau 4.2 : Évolution de l'indice foliaire, de la hauteur de la végétation, et de la profondeur des racines en fonction du nombre d'années après la coupe

Années après la coupe	Indice foliaire	Hauteur végétation (m)	Profondeur racines (m)
0	1	0.2	0
1	1	0.5	0.02
2	1	0.7	0.02
3	1	0.8	0.03
4	2	1.0	0.03
5	2	1.1	0.04
6	2	1.3	0.04
7	2	1.5	0.05
8	2	1.8	0.06
9	3	2.0	0.07
10	3	2.3	0.08
11	3	2.5	0.09
12	3	2.8	0.10
13	3	3.0	0.11
14	3	3.3	0.11
15	4	3.5	0.12
16	4	3.8	0.13
17	4	4.0	0.14
18	4	4.3	0.15
19	4	4.5	0.16
20	4	4.8	0.17
21	5	5.0	0.18
22	5	5.3	0.19
23	5	5.5	0.19
24	5	5.8	0.20
25	5	6.0	0.21
26	5	6.3	0.22
27	6	6.5	0.23
28	6	6.8	0.24
29	6	7.0	0.25
30	6	7.3	0.26
31	6	7.5	0.26
32	6	7.8	0.27
33	6	8.0	0.28
34	6	8.3	0.29
35	6	8.5	0.30

5. CRÉATION DES BASES DE DONNÉES

Des données météorologiques et hydrométriques sont nécessaires pour caler HYDROTEL sur un bassin versant. Ces données doivent être fournies pour un pas de temps journalier, horaire, ou multi-horaire.

5.1 Données météorologiques

Les données météorologiques nécessaires sont les températures minimale et maximale journalières, ou les températures horaires, et les précipitations totales sur le pas de temps de simulation. Ces données météorologiques sont suffisantes lorsque les algorithmes d'évapotranspiration de Thornthwaite ou d'Hydro-Québec sont utilisés. Des données d'humidité relative, de rayonnement ou de durée d'ensoleillement, et de vitesse du vent doivent être fournies, en plus, pour utiliser l'algorithme d'évapotranspiration de Penman-Monteith. Les données météorologiques, pour l'utilisation d'HYDROTEL sur le BEREV, proviennent essentiellement de la station principale de la forêt Montmorency, située à environ 3 km de la limite nord du BEREV, à une altitude de 665 m (figure 3.1). D'autres données provenant de deux pluviomètres situés à l'intérieur du BEREV ont servi à compléter la base de données horaires. Toutes les données compilées ont ensuite été mises en forme pour HYDROTEL selon le format GIBSI (Manuel de l'utilisateur d'HYDROTEL, annexe A de Fortin et Royer, 2004).

5.1.1 Données journalières

Les données journalières utilisées couvrent la période du 1^{er} octobre 1967 au 30 septembre 1996. Elles ont été compilées par Denis Lévesque de l'Université Laval, et comprennent toutes les données nécessaires pour utiliser la formule d'évapotranspiration de Penman-Monteith, à l'exception des durées d'ensoleillement. Comme ces dernières n'étaient disponibles que pour les périodes estivales de certaines années, la formule d'évapotranspiration de Penman-Monteith n'a pas été utilisée.

5.1.2 Données horaires

Les données horaires de la station principale couvrent les périodes du 1^{er} juin au 31 octobre des années 1970 à 1982 et de l'année 1996. Toutes les données nécessaires à l'utilisation de la formule d'évapotranspiration de Penman-Monteith ont été compilées par la Faculté de Foresterie et de Géomatique de l'Université Laval. Des données pluviométriques supplémentaires provenant du sous-bassin 6 ont également été utilisées pour les périodes de 1970 à 1982, et d'autres provenant du sous-bassin 7a ont été utilisées pour la période de 1996. Des données de rayonnement incident provenant de la station principale ont aussi été employées pour la période du 22 juin au 26 juillet 1976. Des corrections ont été effectuées pour les données pluviométriques en comparant les données provenant de la station principale et de l'un ou l'autre des pluviomètres avec les données de débit. Les séries avec des données manquantes ont finalement été complétées à l'aide de valeurs moyennes lorsque ce fut nécessaire.

5.2 Données hydrométriques

Les données hydrométriques provenant des seuils jaugeurs 0051002 (sous-bassin 6), 0051003 (sous-bassin 5), et 0051004 (sous-bassin 7a) ont été compilées pour ce projet. Les données provenant du seuil 0051007 (bassin 7b) n'ont pas été jugées suffisamment fiables pour être utilisées étant donné la façon dont le seuil a été conçu (en poches de béton) et les nombreuses réparations dont il a fait l'objet au cours de la période d'étude. Les seuils jaugeurs des sous-bassins 7a et 6 sont de type déversoir triangulaire à paroi mince et à angle de 90°, alors que celui situé à l'exutoire du BEREV (0051003) est un déversoir triangulaire à paroi mince et à angle de 120° dans lequel l'écoulement est mesuré à l'aide d'un limnigraphe à pression (Camirand, 2005). Les débits sur tous les seuils jaugeurs sont enregistrés périodiquement à toutes les 15 minutes. Des intégrations horaires et journalières de ces débits ont été utilisées comme données d'entrée pour caler HYDROTEL sur le BEREV. Ces données ont

ensuite été formatées pour HYDROTEL selon le format GIBSI (Manuel de l'utilisateur d'HYDROTEL, annexe A de Fortin et Royer, 2004).

5.2.1 Données journalières

Les données journalières du 1^{er} octobre 1967 au 30 septembre 1996 ont été compilées et fournies par le centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ). Les séries étaient presque complètes pour tous les seuils jaugeurs, seules quelques données étaient manquantes pour des journées isolées ou pour de courtes périodes, et pour quelques périodes plus longues vers la fin de la période d'étude pour les seuils 0051002 et 0051004. Les données manquantes ont été estimées. Une validation a ensuite été effectuée à l'aide des hydrogrammes provenant des autres seuils jaugeurs.

5.2.2 Données horaires

Les données hydrométriques horaires proviennent d'une série de fichiers fournis par l'Université Laval et dont l'origine est souvent obscure. Plusieurs fichiers se recoupent et ne fournissent pas toujours les mêmes débits pour une même période et un même seuil. Un travail de sélection a dû être fait en premier lieu afin de garder les meilleures séries. Une visite au CEHQ a ensuite permis de compléter quelques séries, mais le mauvais état de certaines bandes d'enregistrement originales, le temps nécessaire pour compiler l'information à partir de ces bandes, et le mauvais fonctionnement occasionnel des appareils d'enregistrement, font en sorte qu'il fût difficile d'obtenir de longues séries de données hydrométriques horaires. L'estimation de données manquantes et des décalages temporels des données ont dû être effectués. Ceux-ci ont été faits en comparant l'hydrogramme produit aux différents seuils jaugeurs aux hydrogrammes correspondants. Six séries hydrométriques horaires ont ainsi été produites pour le seuil jaugeur 0051003 (exutoire du BEREV), soit : du 01/06/1970 au 30/10/1970, du 19/06/1971 au 08/10/1971, du 01/06/1977 au 30/10/1977, du 01/06/1979 au 30/10/1979, du 14/07/1980 au 20/10/1980, et du

10/06/1982 au 24/06/1982. Les séries de débits pour les autres seuils jaugeurs ne sont toutefois pas complètes pour toutes ces périodes. Comme l'origine de certains fichiers est incertaine, et que la quantité de corrections effectuées sur ces données est considérable, leur validité est discutable.

6. CALAGE D'HYDROTEL SUR LE BEREV

Le calage est la procédure par laquelle on fixe les valeurs des paramètres du modèle afin de reproduire les débits observés au seuil jaugeur. On ajuste d'abord les paramètres sur une période de « calage ». Les valeurs de ces paramètres sont ensuite utilisées sur une période de « test » pour vérifier leur validité à l'extérieur de la plage de calage.

À l'origine, le calage devait s'effectuer par sous-bassins à l'aide des données hydrométriques mesurées aux seuils jaugeurs des sous-bassins 6, 7a et à l'exutoire du BEREV. Toutefois, après une première tentative, il s'est avéré qu'il n'était pas possible de caler HYDROTEL de manière satisfaisante par cette méthode. Tout comme le fait remarquer Guillemette (1999), le bilan hydrologique mesuré sur les sous-bassins 6 et 7a ne concorde pas avec celui de l'ensemble du BEREV, et cette différence ne peut être attribuée aux variations de précipitations sur le bassin. Guillemette émet donc l'hypothèse qu'une partie de l'écoulement de ces sous-bassins se produit sous le seuil jaugeur et à son pourtour. L'ajustement des paramètres d'HYDROTEL, lorsqu'il était calé par sous-bassins, devait compenser les écarts mesurés entre les sous-bassins jaugés et le BEREV dans son ensemble. Il y avait alors une différence considérable entre les coefficients d'évapotranspiration utilisés pour les sections du bassin calées à partir des seuils 0051002 et 0051004, par rapport à ceux calés avec le seuil 0051003.

Des essais ont été fait pour caler HYDROTEL sur un pas de temps horaire à l'aide des données disponibles. Toutefois, vu les difficultés rencontrées dans cette démarche, et compte tenu de la fiabilité douteuse des séries hydrométriques utilisées, le calage sur un pas de temps horaire a été abandonné. Ceci est d'autant plus regrettable que, vue la taille du BEREV et son temps de réponse très rapide, il aurait été souhaitable de pouvoir simuler les

différents scénarios d'étude de sensibilité et d'impact des coupes forestières sur un pas de temps horaire.

Différents calages avec les données hydrométriques journalières provenant uniquement du seuil 0051003, à l'exutoire du BEREV, ont donc été fait. Un premier calage visait à ajuster les paramètres de façon uniforme sur tout le bassin. Un second calage a ensuite été fait en groupant les 26 UHRH, discrétisées selon la figure 4.4, en trois classes de profondeurs de sol. Les groupements ont été fait à partir de la carte des profondeurs produite par Rochette (1971, cf. figure 3.2) et sont illustrés à la figure 6.1. Une première classe comprenait les sols peu profonds, d'une profondeur entre 0 et 3 mètres, une deuxième classe, les sols d'une profondeur intermédiaire se situant entre 3 et 10 mètres, et une dernière classe, comprenant les sols profonds de plus de 10 mètres. La même procédure a été utilisée pour regrouper les 171 UHRH de la figure 4.5 en quatre classes de sol (figure 6.2). Les trois classes de profondeurs de sol précédentes ont été utilisées, et une classe supplémentaire a été faite pour les zones où la roche mère affleure la surface (profondeur de 0 m sur la figure 3.2). Seules les profondeurs de sol ont été modifiées dans les différents regroupements, tous les autres paramètres ont été fixés à une même valeur d'un groupe à l'autre. De plus, bien que le sol observé sur le BEREV soit un sable loameux, les conductivités hydrauliques mesurées par Prévost (1988) au Lac Laflamme, situé également dans la forêt Montmorency, s'apparentent plus à celles du sable telles que définies dans le tableau de propriétés hydrauliques des sols utilisé par PHYSITEL (cf. tableau A.2 en annexe). Aussi les propriétés hydrauliques d'un sol sableux ont été utilisées.

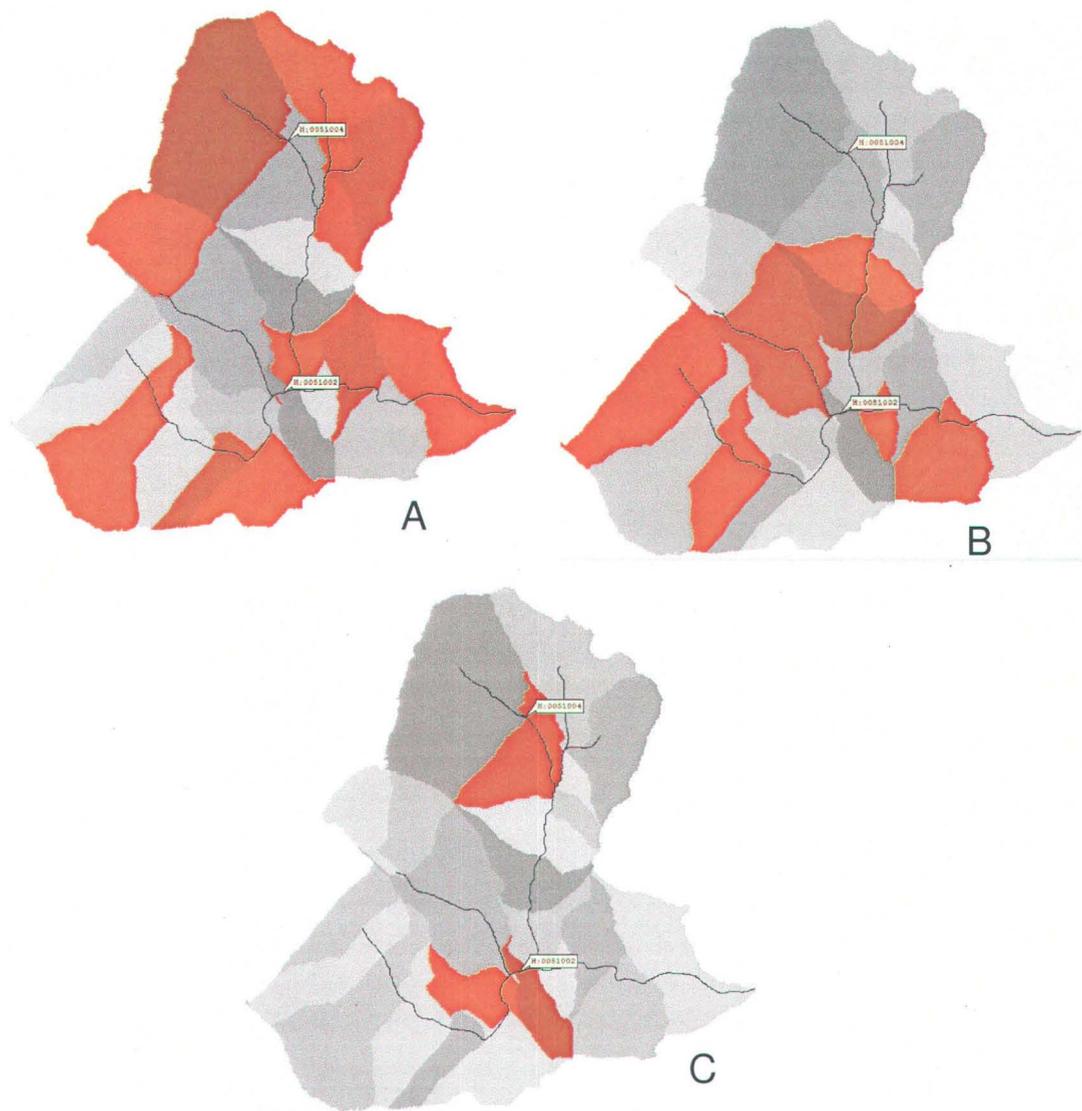


Figure 6.1 : Classification des 26 UHRH selon 3 classes de profondeur du sol.
 A : 0 à 3m, B : 3 à 10 m, C : 10 m et +

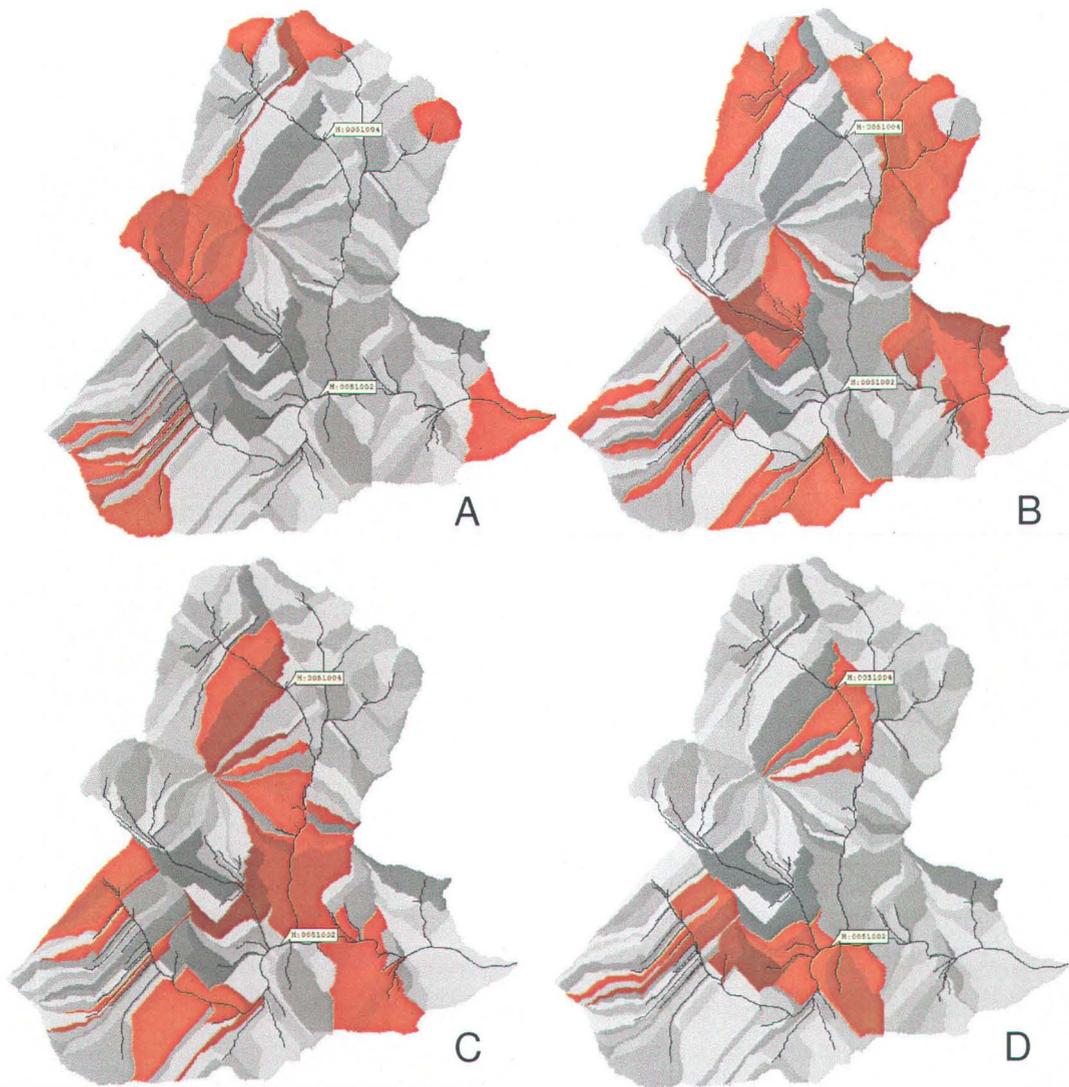


Figure 6.2 : Classification des 171 UHRH selon 4 classes de profondeur du sol.

A : 0 m, B : 0 à 3 m, C : 3 à 10 m, D : 10 m et +

6.1 Indicateurs de performance

Le calage s'est fait manuellement, c'est-à-dire que les paramètres ont été ajustés par une méthode d'essais et erreurs en comparant la qualité des simulations produites pour chaque jeu de paramètres. Afin d'évaluer la qualité des simulations, les hydrogrammes observés et simulés ont été comparés. Différents

indicateurs de performance ont aussi été examinés. Le tableau 6.1 présente ces indicateurs avec les critères qui permettent de juger de la qualité d'une simulation.

Tableau 6.1 : Indicateurs de performance des simulations

Indicateur	Équation	Remarque
Erreur sur les apports (%)	$= \frac{\sum_{i=1}^n (O_i) - \sum_{i=1}^n (S_i)}{\sum_{i=1}^n (O_i)} \cdot 100$	Bon quand près de 0. Indice de la qualité de la simulation au niveau des apports. Seuil utilisé : +/- 10%.
Somme des erreurs absolues	$= \sum_{i=1}^n O_i - S_i $	Bon quand près de 0. Indice de la qualité de la simulation entre les pics et la récession. Seuil suggéré : <30% de l'écoulement total (Freer <i>et al.</i> , 2003).
Somme des erreurs	$= \sum_{i=1}^n (O_i - S_i)$	Bon quand près de 0. Seuil suggéré : <+/- 10% de l'écoulement total (Freer <i>et al.</i> , 2003).
Nash-Sutcliffe	$= 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$	Bon quand près de 1, peut varier de -∞ à 1. Lorsqu'il égale 0, la simulation n'est pas meilleure que la moyenne des observations. Reflète les grands écarts associés aux pics de crue. Seuil suggéré : >0.6 (Freer <i>et al.</i> , 2003).
Nash-Sutcliffe (log)	$= 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log(O_i) - \log(S_i))^2}{\sum_{i=1}^n (\log(O_i) - \overline{\log(O_i)})^2}$	Bon quand près de 1, peut varier de -∞ à 1. Reflète les écarts associés aux écoulements de récession. Seuil suggéré : >0.6 (Freer, <i>et al.</i> , 2003).
Pearson	$= \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}) \cdot (S_i - \bar{S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2}}$	Bon quand près de 1, peut varier de -1 à 1. Coefficient peu résistant aux données aberrantes. Bon lorsque l'erreur suit une distribution normale. Seuil utilisé : >0.6.
RCEQM	$= \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{n^2}}$	Bon quand près de 0, peut varier de 0 à l'infini. Coefficient plus sensible aux erreurs de grands débits que de faible débit, donc un bon indicateur du synchronisme (Legate et McCabe, 1999 dans Turcotte <i>et al.</i> 2003).
Coefficient robuste de détermination	$= \frac{\text{median}\{ O_i - \bar{O}^* : i = 1, 2, \dots, n\}}{\text{median}\{ O_i - S_i : i = 1, 2, \dots, n\}}$	Bon quand près de 1 (Coffey <i>et al.</i> 2004).
Modelling efficiency	$= \frac{\text{median}\{ O_i - \bar{O}^* : i = 1, 2, \dots, n\} - \text{median}\{ O_i - S_i : i = 1, 2, \dots, n\}}{\text{median}\{ O_i - \bar{O}^* : i = 1, 2, \dots, n\}}$	Bon quand près de 1 (Coffey <i>et al.</i> 2004).

O = Débits observés

S = Débits simulés

$\bar{O}^* = \text{median}\{O_i : i = 1, 2, \dots, n\}$

Chaque indicateur évalue un aspect de la simulation. Le calage du modèle peut toutefois s'avérer laborieux lorsqu'on utilise plusieurs indicateurs de performance

pour évaluer la qualité des simulations. Deux critères principaux ont donc été sélectionnés parmi la liste présentée au tableau 6.1. Le premier est l'erreur sur les apports, qui indique la différence entre les apports mesurés et simulés sur la période de simulation, et le second est le coefficient de Nash-Sutcliffe, qui reflète les grands écarts associés aux pics de crue et qui est fréquemment utilisé en modélisation hydrologique. Les jeux de paramètres produisant des simulations avec une erreur minimale sur les apports, et un coefficient de Nash-Sutcliffe maximum, ont donc été conservés successivement jusqu'à l'obtention du jeu de paramètres optimal. La RCEQM a été utilisée comme troisième critère pour départager des simulations dont l'erreur sur les apports et le coefficient de Nash-Sutcliffe étaient similaires. La procédure de calage a été considérablement accélérée par le fait qu'HYDROTEL calcule automatiquement ces trois indicateurs pour chaque simulation.

6.2 Sélection des algorithmes des sous-modèles

Comme mentionné à la section 3.2, différents algorithmes sont disponibles pour certains des sous-modèles simulant les six processus hydrologiques dans HYDROTEL. Pour le sous-modèle d'interpolation des données météorologiques, comme les séries de données n'étaient complètes qu'à la station principale de la Forêt Montmorency, seul l'algorithme des polygones de Thiessen pouvait être sélectionné. Les données météorologiques de cette station ont en fait été appliquées uniformément sur tout le bassin versant, en étant uniquement modifiées par le gradient vertical des températures et des précipitations (cf. annexe A.2.1). Pour le sous-modèle de calcul de l'évapotranspiration potentielle, seule la formule d'Hydro-Québec a été utilisée, puisque les données nécessaires à l'utilisation de la formule de Penman n'étaient pas disponibles pour l'ensemble des périodes de calage et de test. Des tests avec la formule de Thornthwaite ont également démontré que l'utilisation de cette formule produisait des résultats à peu près équivalents à ceux obtenus avec la formule d'Hydro-Québec.

6.3 Ajustement des paramètres

L'ensemble des sous-modèles compte vingt-neuf paramètres. Ceux-ci sont présentés au tableau 6.2. On peut remarquer, dans ce tableau, que le coefficient multiplicatif d'évapotranspiration de l'ETP est plus faible pour le calage avec 1 classe de profondeurs du sol (0.61) que pour les calages avec 3 ou 4 classes de profondeurs du sol (0.71). Cet ajustement était nécessaire pour rétablir le bilan hydrologique et démontre l'importance de représenter les profondeurs de sol le plus fidèlement possible lors de la modélisation.

Au chapitre 7, tous les paramètres ont été caractérisés selon leur influence et leur sensibilité sur les apports annuels et saisonniers, et selon l'impact général que produit leur modification sur les hydrogrammes simulés par HYDROTEL. Le chapitre 7 comprend également une description de chacun des paramètres, ainsi que la référence aux équations de l'annexe A dans lesquels ils agissent.

Tableau 6.2 : Liste des paramètres et leur valeur de calage sur un pas de temps journalier sur le BEREV

Liste des paramètres par processus simulé	1 classe de sol (26 UHRH)	3 classes de sol (26 UHRH)			4 classes de sol (171 UHRH)			
Interpolation des données météorologiques								
Gradient vertical des précipitations (mm/100m)	0	0			0			
Gradient vertical de la température (°C/100m)	-0.5	-0.5			-0.5			
Température de passage de la pluie en neige (°C)	0	0			0			
Approche mixte (degrés jour - bilan énergétique)								
Taux de fonte neige-sol (mm/j)	0.59	0.59			0.59			
Densité maximale du couvert nival (kg/m ³)	466	466			466			
Constante de tassement	0.01	0.01			0.01			
Taux de fonte dans l'air (forêt, mm/jour °C)	6.2	6.2			6.2			
Seuil de Température de la fonte (forêt, °C)	0	0			0			
Calcul de l'albedo: 0 = Sol-neige, x = seuil de l'exponentielle (cm)	0	0			0			
Pas de temps du calcul de la fonte de la neige (h)	24	24			24			
Évapotranspiration Potentielle (formule d'HYDRO-Québec)								
Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP	0.61	0.7			0.7			
Indice foliaire	6	6			6			
Profondeur racinaire (m)	0.3	0.3			0.3			
*Hauteur de la végétation: forêt (m)	12	12			12			
BV3C								
		0-3 m	3-10 m	10+ m	0** m	0-3 m	3-10 m	10+ m
Profondeur de la couche 1: sol peu profond (m)	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0.1	0.1	0.1
Profondeur de la couche 2: sol peu profond (m)	1.0	0.25	4	5	0.1	0.25	4	5
Profondeur de la couche 3: sol peu profond (m)	1.9	0.3	5	11	0.15	0.3	5	11
Infiltration max: FX = fixe selon Ks, x = Smith-Parlange	FX	FX			FX			
Coefficient d'extinction	0.6	0.6			0.6			
Coefficient de récession	1.00E-05	3.00E-05			3.00E-05			
Coefficient additif d'optimisation de la classe du sol	0	0			0			
Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement	1	1			1			
Variation maximum de l'humidité relative par pas de temps	1.E-03	1.E-03			1.E-03			
Onde cinématique: écoulement terrestre								
***Manning Forêt	0.3	0.3			0.3			
Manning Eau	0.03	0.03			0.03			
Manning autres milieux	0.1	0.1			0.1			
Épaisseur de la lame de référence pour le calcul des HGM (m)	0.006	0.006			0.006			
Onde cinématique/diffusante: écoulement en rivière								
Manning	1	1			1			
Coefficient d'optimisation des largeurs des rivières	1	1			1			

* La hauteur de la végétation est seulement utilisée pour le calcul de l'évapotranspiration avec la formule de Penman. Elle n'a donc pas servi dans ces calages.

** Comme il y a de la végétation présente sur les zones de 0 m identifiées par Rochette (1971), une profondeur totale du sol de 15 cm a été attribuée à ces zones pour la modélisation.

***Les coefficients de Manning ont été estimés pour un sol forestier montagneux à partir des coefficients présentés par Dingman 1993 (annexe J)

6.4 Calage avec les données hydrométéorologiques journalières

La période de calage, avec les données hydrométéorologiques journalières, s'étend du 1^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1971, alors que la plage de test débute le 1^{er} octobre 1971 pour se terminer le 30 septembre 1974. La figure 6.3 illustre les précipitations moyennes annuelles au cours de ces années par rapport à la moyenne sur 31 ans. Les années 1969 et 1971 sont légèrement sous la moyenne, l'année 1970 est à peu près égale à la moyenne, et les années 1972 à 1974 sont plus élevées que la moyenne. Ces années ont été sélectionnées parce qu'aucune coupe forestière n'avait encore eu lieu à cette époque et qu'on pouvait donc considérer que le couvert forestier était mature et uniforme sur l'ensemble du bassin versant³. Un calage préliminaire a été effectué et une simulation avec les données météorologiques du 1^{er} octobre 1967 au 30 septembre 1968 a permis de produire les fichiers des conditions initiales du bassin au début de la période de calage. Les conditions d'épaisseur du couvert nival, d'humidité du sol, d'écoulement sur la partie terrestre, et d'écoulement dans le réseau hydrographiques du bassin, produites à la fin de la période de calage, ont ensuite été utilisées comme conditions initiales pour le test. Les simulations pour le calage et le test ont été faites de façon continue sur trois ans.

³ Quelques coupes ont eu lieu en 1974, mais leurs superficies (moins de 13 ha) sont trop petites pour avoir eu un impact significatif sur l'écoulement à l'exutoire du BEREV.

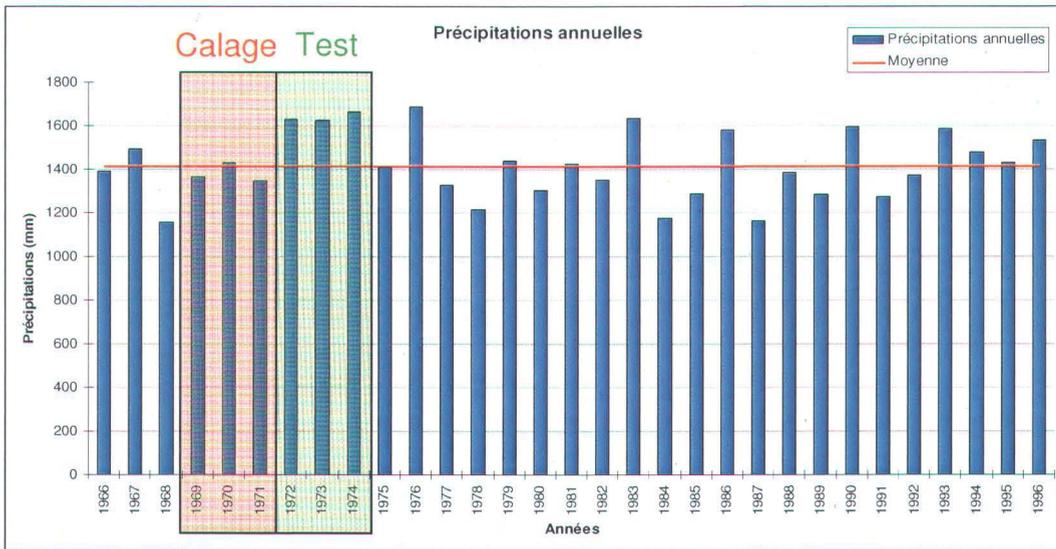


Figure 6.3 : Précipitations moyennes annuelles enregistrées à la Station Principale de la Forêt Montmorency de 1966 à 1996

6.5 Présentation et analyse des résultats

Les résultats du calage sur le pas de temps journalier ont été analysés sur une période annuelle (du 1^{er} octobre au 30 septembre) ainsi que sur les périodes de la fonte printanière (15 avril au 15 juin), et de l'été (16 juin au 15 septembre). L'annexe B présente les hydrogrammes des débits observés et simulés sur les périodes de calage et de test au seuil 0051003 (à l'exutoire du BEREV). Les tableaux 6.3 à 6.5 présentent l'erreur⁴ sur la simulation des apports et les coefficients de Nash-Sutcliffe (cf. tableau 6.1) pour les périodes de calage et de test, pour ces deux périodes combinées, et pour chacune des années hydrologiques prises individuellement.

⁴ Le terme erreur est utilisé ici, bien qu'il s'agisse en fait de la **différence** entre le résultat de simulation et la mesure, et que l'erreur existe tant au niveau de la simulation que de la mesure.

Tableau 6.3 : Erreur sur les apports et coefficient de Nash-Sutcliffe calculés au seuil 0051003 (exutoire du BEREV), calage avec 1 classe de sol et 26 UHRH.

	Calage (1968- 1971)	Test (1971- 1974)	Calage+test (1968-1974)	Années de calage			Années de test		
				1968- 1969	1969- 1970	1970- 1971	1971- 1972	1972- 1973	1973- 1974
Apports annuels simulés (mm)	3107.7	3805.2	6912.9	941.0	1184.7	981.9	1131.8	1286.6	1380.5
Apports annuels observés (mm)	3153.9	3890.4	7044.4	980.4	1156.9	1016.7	1183.6	1383.0	1312.1
Erreur (%)	1.5%	2.2%	1.9%	4.0%	-2.4%	3.4%	4.4%	7.0%	-5.2%
Nash	0.71	0.68	0.69	0.72	0.54	0.87	0.81	0.56	0.63
Apports printaniers simulés (mm)	1364.9	1829.2	3194.1	453.9	493.9	417.0	517.4	612.5	699.3
Apports printaniers observés (mm)	1338.1	1732.5	3070.7	460.4	460.1	417.6	497.4	603.8	631.4
Erreur (%)	-2.0%	-5.6%	-4.0%	1.4%	-7.4%	0.1%	-4.0%	-1.4%	10.8%
Nash	0.63	0.37	0.49	0.59	0.23	0.83	0.81	-1.47	0.10
Apports estivaux simulés (mm)	910.3	1166.0	2076.3	315.1	327.7	267.5	394.0	377.5	394.5
Apports estivaux observés (mm)	920.5	1170.2	2090.7	304.4	334.0	282.2	420.1	389.6	360.4
Erreur (%)	1.1%	0.4%	0.7%	-3.5%	1.9%	5.2%	6.2%	3.1%	-9.4%
Nash	0.35	0.27	0.30	0.45	0.29	0.43	0.21	0.50	0.08

Tableau 6.4 : Erreur sur les apports et coefficient de Nash-Sutcliffe calculés au seuil 0051003 (exutoire du BEREV), calage avec 3 classes de sol et 26 UHRH.

	Calage (1968- 1971)	Test (1971- 1974)	Calage+test (1968-1974)	Années de calage			Années de test		
				1968- 1969	1969- 1970	1970- 1971	1971- 1972	1972- 1973	1973- 1974
Apports annuels simulés (mm)	3058.6	3670.5	6729.1	982.5	1138.7	937.4	1088.7	1229.9	1341.9
Apports annuels observés (mm)	3153.9	3890.4	7044.4	980.4	1156.9	1016.7	1183.6	1383.0	1312.1
Erreur (%)	3.0%	5.7%	4.5%	-0.2%	1.6%	7.8%	8.0%	11.1%	-2.3%
Nash	0.81	0.77	0.79	0.84	0.73	0.86	0.87	0.70	0.70
Apports printaniers simulés (mm)	1245.2	1625.8	2870.9	420.2	442.7	382.2	455.3	555.4	615.0
Apports printaniers observés (mm)	1338.1	1732.5	3070.7	460.4	460.1	417.6	497.4	603.8	631.4
Erreur (%)	6.9%	6.2%	6.5%	8.7%	3.8%	8.5%	8.5%	8.0%	2.6%
Nash	0.77	0.67	0.72	0.81	0.63	0.84	0.88	0.29	0.53
Apports estivaux simulés (mm)	893.7	1202.3	2096.0	313.4	324.0	256.3	397.4	381.1	423.8
Apports estivaux observés (mm)	920.5	1170.2	2090.7	304.4	334.0	282.2	420.1	389.6	360.4
Erreur (%)	2.9%	-2.7%	-0.3%	-3.0%	3.0%	9.2%	5.4%	2.2%	17.6%
Nash	0.63	0.66	0.66	0.68	0.59	0.62	0.67	0.65	0.67

Tableau 6.5 : Erreur sur les apports et coefficient de Nash-Sutcliffe calculés au seuil 0051003 (exutoire du BEREV), calage avec 4 classes de sol et 171 UHRH.

	Calage (1968- 1971)	Test (1971- 1974)	Calage+test (1968-1974)	Années de calage			Années de test		
				1968- 1969	1969- 1970	1970- 1971	1971- 1972	1972- 1973	1973- 1974
Apports annuels simulés (mm)	3157.0	3810.7	6967.7	984.6	1190.1	982.3	1140.6	1267.2	1390.9
Apports annuels observés (mm)	3153.9	3890.4	7044.4	980.4	1156.9	1016.7	1183.6	1383.0	1312.1
Erreur (%)	-0.1%	2.0%	1.1%	-0.4%	-2.9%	3.4%	3.6%	8.4%	-6.0%
Nash	0.80	0.78	0.79	0.81	0.73	0.84	0.86	0.73	0.73
Apports printaniers simulés (mm)	1279.2	1678.0	2957.1	430.6	457.2	391.4	472.9	570.6	634.4
Apports printaniers observés (mm)	1338.1	1732.5	3070.7	460.4	460.1	417.6	497.4	603.8	631.4
Erreur (%)	4.4%	3.1%	3.7%	6.5%	0.6%	6.3%	4.9%	5.5%	-0.5%
Nash	0.75	0.71	0.73	0.76	0.63	0.81	0.89	0.43	0.60
Apports estivaux simulés (mm)	966.9	1260.5	2227.4	332.3	350.7	284.0	411.9	404.1	444.5
Apports estivaux observés (mm)	920.5	1170.2	2090.7	304.4	334.0	282.2	420.1	389.6	360.4
Erreur (%)	-5.0%	-7.7%	-6.5%	-9.2%	-5.0%	-0.6%	2.0%	-3.7%	23.3%
Nash	0.65	0.59	0.62	0.62	0.68	0.64	0.54	0.57	0.64

Les tableaux 6.2, 6.3, et 6.4, de même que les hydrogrammes de l'annexe B, montrent que les écoulements sont mieux reproduits lorsqu'il y a des regroupements d'UHRH en trois ou quatre classes de profondeurs de sol qu'avec une profondeur uniforme sur tout le bassin. Des coefficients de Nash-Sutcliffe de 0.71 et 0.68 sont obtenus pour les périodes de calage et de test, respectivement, lorsqu'on assigne une profondeur de sol uniforme à tout le bassin. Ces mêmes coefficients sont de 0.81 et 0.77 pour le calage avec trois classes de profondeurs de sol, et de 0.80 et 0.78 pour le calage avec quatre classes de profondeurs de sol. Les erreurs sur les apports⁵ sont inférieures à 6%, tant pour les périodes de calage que de test, pour les trois calages. Les hydrogrammes de l'annexe B montrent que l'écoulement de base est généralement bien reproduit, peu importe la méthode de calage. Toutefois, les montées et les descentes de l'hydrogramme, lors des crues, sont mieux reproduites pour les calages avec plus d'un groupe de profondeurs du sol. Dans ces derniers cas, la présence d'un

⁵ L'expression « erreur sur les apports » est utilisée ici sans distinction pour des valeurs positives et négatives, elle est donc considérée comme équivalente à « la valeur absolue de l'erreur sur les apports ».

groupe d'UHRH où le sol est relativement mince permet à une portion du bassin de se saturer plus vite, et de générer plus d'écoulement rapide de crue, via la deuxième couche de sol et le ruissellement de surface, lors d'un événement de pluie ou de fonte. Le fait que les petites crues soient mieux reproduites lorsqu'il y a présence d'UHRH avec des sols très minces, dans le calage avec quatre classes de profondeurs, tend à confirmer cette observation.

Pour la période printanière, les coefficients de Nash-Sutcliffe sont de 0.71 et 0.63 pour les périodes de calage et de test respectivement, lorsqu'on cale avec une profondeur de sol uniforme. Ces mêmes coefficients sont de 0.77 et 0.67 pour le calage avec trois classes de profondeurs, et de 0.75 et 0.71 avec quatre classes de profondeurs. Les apports simulés ont été légèrement surestimés lorsqu'on assignait une profondeur uniforme au bassin, et ils ont été légèrement sous-estimés lorsqu'on regroupait les UHRH en classes de sol. Dans tous les cas, l'erreur sur les apports est inférieure à 7% pour les périodes de calage et de test. Le coefficient de Nash-Sutcliffe calculé sur la période printanière est un bon indicateur du coefficient de Nash-Sutcliffe qui sera obtenu sur l'année entière. Ainsi, la fonte des années hydrologiques 1968-1969, 1970-1971, et 1971-1972, est relativement bien simulée, même si les pics de crue de fonte ne sont pas toujours atteints. Ce sont aussi pour ces années que les coefficients de Nash-Sutcliffe calculés sur une base annuelle sont les plus élevés. La fonte de l'année 1970-1971 est toutefois simulée un peu trop tôt par rapport aux observations. Pour les années hydrologiques 1969-1970, 1972-1973 et 1973-1974, les pics de crue de fonte sont bien synchronisés, et la récession après la fonte est adéquatement simulée, mais l'amplitude des pics de crue n'est pas reproduite. Il semble aussi y avoir un léger retard dans la fonte pour ces années, particulièrement pour l'année 1972-1973. Pour l'année 1973-1974, par contre, le pic de crue de fonte principal est bien reproduit, mais il arrive un pas de temps trop tôt, ce qui joue de façon significative sur le coefficient de Nash-Sutcliffe.

Pour la période estivale, les coefficients de Nash-Sutcliffe sont de 0.35 et 0.27 pour les périodes de calage et de test respectivement, lorsqu'on cale avec une profondeur de sol uniforme. Ces mêmes coefficients sont de 0.63 et 0.66 pour le calage avec trois classes de profondeurs, et de 0.65 et 0.59 avec quatre classes de profondeurs. L'erreur sur les apports simulés est inférieure à 3% pour les périodes de calage et de test lorsque le bassin est discrétisé en 26 UHRH, et les apports sont surestimés de 5 et 7.7% pour ces deux périodes pour une discrétisation en 171 UHRH. Les figures de l'annexe B montrent que les oscillations des hydrogrammes, associées aux petites crues, tendent toutefois à être mieux reproduites par cette dernière discrétisation. La différence avec les résultats d'une discrétisation en 26 UHRH et trois classes de profondeurs de sol n'est toutefois pas toujours apparente sur les coefficients de Nash-Sutcliffe. Les débits des grandes crues estivales, supérieures à $2 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, n'ont pas été reproduits par les simulations.

6.6 Discussion

Le BEREV a une superficie de 9.2 km^2 et son temps de réponse après un événement se situe autour de 5 ou 6 heures. Idéalement, pour bien reproduire le comportement hydrologique du bassin, il aurait donc été souhaitable d'utiliser un pas de temps horaire pour faire les simulations. C'était toutefois impossible pour ce projet, puisque les données hydrométéorologiques disponibles n'étaient pas suffisantes. En utilisant des mesures hydrométéorologiques intégrées sur un pas de temps journalier, on répartit les précipitations uniformément sur 24 heures et on ne peut reproduire l'effet de l'intensité d'une pluie sur les processus d'infiltration et d'écoulement sur le bassin. Ceci dit, il est possible, à partir des résultats des simulations produites sur un pas de temps journalier, d'identifier certaines forces et certaines contraintes relatives à une utilisation d'HYDROTEL sur un petit bassin versant forestier montagneux comme le BEREV avec ce pas de temps.

Il apparaît que l'attribution de différentes profondeurs aux UHRH a eu un impact significatif sur la qualité des simulations. Les résultats obtenus lorsqu'on attribue une profondeur uniforme à tout le bassin sont nettement moins bons que lorsqu'on regroupe les UHRH en différentes classes de profondeur. Dans ces derniers cas, des coefficients de Nash-Sutcliffe au-dessus de 0.80 sont obtenus pour les meilleures années, alors qu'ils se situent entre 0.70 et 0.80 pour les moins bonnes années. Le regroupement des UHRH en différentes classes de profondeurs du sol était toutefois limité par la forme des UHRH, qui doivent obligatoirement être rattachée au réseau hydrographique. Il est raisonnable de penser que s'il était possible discrétiser le BEREV en unité plus homogènes quant à la profondeur du sol, les simulations pourraient être améliorées.

Idéalement, la discrétisation devrait permettre de reproduire la fluctuation des aires saturées contributrices à l'écoulement. Les observations faites sur le BEREV indiquent que, comme dans la plupart des régions humides, l'écoulement de surface saturé lié aux aires contributrices variables y joue un rôle de premier ordre. Le concept des aires contributrices variables, illustré à la figure H.3, en annexe, stipule qu'à l'intérieur d'un bassin, l'étendue des superficies dont le sol est saturé, et qui contribuent à l'écoulement de crue, varie largement dans le temps. Cette variabilité est en grande partie responsable des immenses écarts qui peuvent être observés dans plusieurs régions en ce qui a trait au rapport des précipitations contributrices à la crue sur les précipitations totales. Ce processus a donc des implications extrêmement importantes pour comprendre et modéliser la réponse aux événements pluvieux (Dingman, 1993). Il est donc essentiel de tenir compte de la variation des aires contributrices pour reproduire adéquatement la réponse non linéaire des petits bassins versants comme le BEREV.

Le fait d'attribuer une couche de sol mince à certaines UHRH a permis de mieux reproduire les pointes de crues. Comme le sol se saturait plus rapidement à ces

endroits, HYDROTEL pouvait générer du ruissellement de surface contribuant à l'écoulement rapide de crue. Sur le BEREV, on peut voir à quelques endroits le ruissellement de surface sur des sols saturés, mais l'écoulement rapide de crue est plus souvent observé dans les macropores et dans un réseau de canaux souterrains (*pipeflow*). La figure H.1, en annexe, illustre ces mécanismes sur des versant forestiers comme ceux du BEREV, et la figure H.2 montre l'importance que peut avoir le réseau de canaux souterrains dans un bassin de tête montagneux avec un sol podzolique. Il semble qu'HYDROTEL puisse reproduire partiellement le comportement lié à l'écoulement rapide de crue en générant du ruissellement de surface et de l'écoulement rapide de crue sur les UHRH où le sol est mince. Toutefois, une simulation produite avec le modèle MOUNTAINFLOW sur le BEREV (Lévesque, 2006) montre que différentes aires saturées peuvent se connecter et se déconnecter du réseau hydrographique via le réseau de macropores et de canaux souterrains, et augmenter considérablement l'amplitude de certains pics de crue. Aussi, l'écoulement préférentiel, contrairement au ruissellement de surface généré sur un sol saturé, peut se produire avant que la matrice du sol ne soit saturée. Ce court-circuitage de la matrice du sol, combiné avec les vitesses d'écoulement plus rapides dans les canaux et macropores (de l'ordre $6 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ à Carnation Creek, tel qu'estimé par Beckers et Alila, 2004) explique les pointes d'écoulement de crue plus rapides et plus hautes observées sur les petits bassins forestiers montagneux. Le fait que les grands pics de crue estivaux n'ont pas été reproduits dans les simulations sur la BEREV tend à confirmer que l'écoulement préférentiel pourrait constituer un processus déterminant dans la génération des pics de crue sur ce bassin.

L'ajout d'un sous-modèle simulant l'écoulement préférentiel a permis à Beckers et Alila (2004) d'améliorer considérablement la simulation des pointes de crues du modèle DHSVM sur le bassin montagneux de Carnation Creek (10 km^2), situé sur l'île de Vancouver. Leur étude démontre qu'il existe au moins trois types d'écoulement de pointe sur ce bassin. Les crues les plus faibles sont

adéquatement simulées par l'écoulement matriciel uniquement, alors que les écoulements de crue générant des débits supérieurs à $2.8 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, soit des débits avec une période de retour de 2 à 3 mois, sont dominés par l'écoulement préférentiel. Les débits de crue avec une période de retour de 20 mois sont essentiellement générés par l'écoulement préférentiel, et sont probablement liés à des caractéristiques particulières des événements pluvieux. À noter que les simulations faites par Beckers et Alila ont été faites sur un pas de temps horaire. L'utilisation d'un pas de temps court est en effet nécessaire pour simuler l'effet de l'écoulement préférentiel sur les petits bassins.

Les coefficients de Nash les plus faibles ont été obtenus pour les années où la fonte a été le moins bien simulée, soient les années hydrologiques 1969-1970, 1972-1973, et 1973-1974. En observant les hydrogrammes de ces années (annexe B), on peut voir que la fonte de 1973 est simulée trop tard, alors que la fonte de l'année 1971 et le grand pic de crue de fonte de l'année 1974 sont simulés trop tôt. Aussi, lorsque la fonte se concentre en un seul grand pic, comme pour les printemps 1971, 1972 et 1974, ce pic est assez bien reproduit. Par contre, lorsque la fonte s'étale en plusieurs grands pics, comme pour les printemps 1969, 1970 et 1973, l'amplitude des pics de crue n'est pas reproduite. Pour expliquer ceci, on peut d'une part émettre un doute sur la fiabilité des mesures faites au seuil jaugeur durant la fonte. Il se peut en effet que la formation de glace ou d'embâcles sur le seuil, ou à proximité, influence la qualité des mesures sur un cours d'eau de la taille du Ruisseau des Eaux-Volées au printemps. D'autre part, on peut supposer que l'impact de l'orientation et de l'inclinaison des pentes sur le bilan énergétique responsable de la fonte printanière n'est pas modélisé adéquatement sur le BEREV. Les UHRH produites sur le BEREV ne présentent pas l'homogénéité qu'il aurait été souhaitable d'avoir quant à l'inclinaison et à l'orientation des pentes. On peut ainsi avoir des UHRH où la pente de deux versants opposés est moyennée, tout comme cette pente peut être moyennée sur une section très abrupte et une autre section plane.

Dans ces conditions, la fonte calculée sur les UHRH est une réponse moyenne, qui peut être acceptable sur de grands bassins versants, mais qui n'est pas adéquate sur un petit bassin montagneux comme le BEREV. Dornes et *al.* (2004) ont d'ailleurs démontré qu'il était possible d'améliorer la simulation d'un hydrogramme de fonte avec un pas de temps journalier, sur un petit bassin montagneux de 8 km², en discrétisant les unités de simulation en fonction des pentes, et de leur exposition, pour tenir compte de ces caractéristiques dans le calcul du bilan énergétique lié à la fonte. Les coefficients de Nash-Sutcliffe calculés sur les hydrogrammes simulés par leur modèle passe de 0.80, lorsque le bassin est considéré comme une unité homogène, à 0.91, lorsque le bassin est subdivisé en unités hydrologiques de simulation définies en fonction des pentes et des orientations. Le synchronisme des pics de crue de fonte était nettement améliorée par cette dernière méthode.

Les apports totaux sont quant à eux bien simulés, puisque l'erreur entre les simulations et les observations est, pour toutes les périodes analysées (à l'exception de l'été 1974) tant pour les années de calage que les années de test, inférieure à 10%. Si on tient compte de la précision des mesures de précipitations, estimée à $\pm 10\%$, et de celle associée au seuil jaugeur, qui serait de $\pm 5\%$ (Plamondon, 1998), on peut affirmer que les apports produits à l'exutoire du BEREV sont simulés adéquatement.

7. CARACTÉRISATION DES PARAMÈTRES

La caractérisation des paramètres d'HYDROTEL s'est faite en quatre étapes. La première étape consistait en une classification de la fréquence de modification de chaque paramètre lors du calage manuel. La seconde étape visait à identifier les paramètres ayant le plus d'impact sur les apports annuels et saisonniers. La troisième étape visait à comparer la sensibilité des paramètres sur les apports annuels et saisonniers, et à vérifier si cette dernière variait de façon linéaire et constante à l'intérieur d'une plage de valeurs données. Finalement, la quatrième étape consistait à décrire l'influence de chaque paramètre sur l'écoulement en se référant aux algorithmes de l'annexe A dans lesquels il est utilisé, aux hydrogrammes annuels et à des courbes de débits classés.

7.1 Étape 1 : Fréquence de modification des paramètres

Une échelle de 1 à 3 a été utilisée pour caractériser la fréquence à laquelle un paramètre a été modifié lors de la procédure de calage. Une valeur de 1 signifie que le paramètre a été fixé dès le début à une certaine valeur et qu'il n'a pas été modifié par la suite. Des valeurs de 2 et 3 signifient que les paramètres ont été modifiés quelques fois, ou fréquemment lors de la procédure de calage. Le tableau 7.1 présente cette classification.

Tableau 7.1 : Fréquence de modification lors du calage, valeurs de calage, et valeurs minimale et maximale établies pour chaque paramètre

Liste des paramètres par processus simulé	Étape 1	Étape 2	Étape 3	Valeur de	Valeur	Valeur
	*fréquence	sélection	sélection	référence	minimale	maximale
Interpolation des données météorologiques						
Gradient vertical des précipitations (mm/100m)	1	X		0	0	1
Gradient vertical de la température (°C/100m)	1	X	X	-0.5	-1	1
Température de passage de la pluie en neige (°C)	2	X		0	-5	5
Approche mixte (degrés jour – bilan énergétique)						
Taux de fonte neige-sol (mm/j)	1	X	X	0.59	0.10	1
Densité maximale du couvert nival (kg/m ³)	1	X	X	466	100	650
Constante de tassement	1	X	X	0.01	0.01	1
Taux de fonte dans l'air (forêt, mm/jour-°C)	3	X	X	6.2	1	10
Seuil de Température de la fonte (forêt)	3	X	X	0	-5	5
Calcul de l'albédo: 0 = Sol-neige, x = seuil de l'exponentielle (cm)	1			0	-	-
Pas de temps du calcul de la fonte de la neige (h)	1			24	-	-
Évapotranspiration Potentielle*						
Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP	3	X	X	0.61	0.01	1.50
Indice foliaire	1	X	X	6	1	10
Profondeur racinaire (m)	1	X	X	0.3	0	1.9
Hauteur de la végétation: forêt (m)	1			12	-	-
BV3C						
Épaisseur de la couche 1 (m)	2	X	X	0.10	0.01	0.20
Épaisseur de la couche 2 (m)	3	X	X	0.90	0.10	2.00
Épaisseur de la couche 3 (m)	2	X	X	0.90	0.10	2.00
Infiltration max: FX = fixe selon Ks, x = Smith-Parlange,	1			FX	-	-
Coefficient d'extinction	1			0.6	-	-
Coefficient de récession (m/h)	2	X		1e-5	1.E-07	1.E-03
Coefficient additif d'optimisation de la classe du sol	1	X		0	-2	3
Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement	1			1	-	-
Variation maximum de l'humidité relative par pas de temps	1	X		1e-3	1.E-03	1
Onde cinématique: écoulement terrestre						
Manning Forêt	1	X	X	0.3	0.03	1
Manning Eau	1			0.03	-	-
Manning autres milieux	1			0.1	-	-
Épaisseur de la lame de référence pour le calcul des HGM (m)	1			0.006	-	-
Onde cinématique/diffusante: écoulement en rivière						
Manning	1			1	-	-
Coefficient d'optimisation des largeurs des rivières	1			1	-	-

1: valeur du paramètre fixée au début du calage et non modifiée par la suite, 2: valeur du paramètre modifiée quelques fois, 3: valeur du paramètre modifiée fréquemment

Pour les deuxième et troisième étapes, la valeur d'un seul paramètre à la fois a été modifiée, les autres étant fixées aux valeurs assignées lors du calage (valeurs de références). Pour chacun des paramètres une valeur minimale et une valeur maximale ont été établies (tableau 7.1). Lorsque c'était possible, ces valeurs limites étaient basées sur la physique du processus représenté par le paramètre. Pour certains paramètres, comme le calcul de l'albédo par la méthode sol-neige, ou l'infiltration maximale calculée selon la conductivité du sol à saturation (K_s), il n'était pas possible de faire varier la valeur du paramètre. L'utilisation d'un pas de temps inférieur à 24 heures, pour le calcul de la fonte de la neige, ne fonctionnait pas de façon satisfaisante. Ce paramètre n'a donc pas été modifié. La hauteur de la végétation non plus, puisque la formule d'évapotranspiration utilisée pour cet exercice est celle d'Hydro-Québec, et qu'elle ne tient pas compte de ce paramètre. De plus, des essais préliminaires lors du calage, ont démontré que la modification de certains paramètres comme le coefficient d'extinction, le coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement, les paramètres du sous-modèle de calcul de l'écoulement en rivière, et les coefficients de friction de Manning des occupations autres que la forêt, n'avaient aucun impact sur la simulation de l'écoulement sur le BEREV. Ils n'ont donc pas été examinés plus en détail pour cet exercice. Les coefficients de friction de Manning sont toutefois l'objet d'une étude particulière au chapitre 9. Le tableau 7.1 dresse la liste des paramètres sélectionnés pour les deuxième et troisième étapes de cet exercice (dénotté par un X). Afin de connaître l'impact de la modification de chacun de ces paramètres sur les apports annuels et saisonniers, des simulations ont été réalisées sur une période continue de 10 ans. Deux simulations ont été faites pour chaque paramètre, soit une avec sa valeur minimale, et l'autre avec sa valeur maximale. Les résultats de ces simulations ont ensuite été comparés aux résultats obtenus avec la simulation de référence, pour laquelle tous les paramètres étaient fixés à leur valeur obtenue lors du calage avec une profondeur de sol uniforme pour tout le BEREV. Un seul jeu de paramètre fût appliqué à tout le BEREV de façon à ce que la modification d'un paramètre par rapport à sa valeur de référence affecte l'ensemble des

UHRH du bassin versant. Bien que ce choix puisse être discutable, étant donné que de meilleurs résultats de simulation ont été obtenus pour des calages avec des profondeurs de sol variables, il simplifie l'analyse. On peut ainsi observer l'effet d'une variation égale de chaque paramètre sur l'ensemble du bassin plutôt que d'une variation non homogène. Les résultats présentés fournissent donc une bonne information sur l'influence de chaque paramètre, mais on peut supposer que l'influence de certains paramètres pourrait différer légèrement si l'exercice avait été réalisé avec des valeurs de calage optimales. Les données hydrométéorologiques journalières utilisées pour cet exercice couvrent la période du 1^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1978.

7.2 Étape 2 : Identification des paramètres ayant le plus d'impact sur les apports annuels et saisonniers

La deuxième étape visait à identifier les paramètres ayant l'impact le plus important sur les apports annuels et saisonniers. L'écart des apports simulés avec les valeurs minimale et maximale de chaque paramètre par rapport à l'état de référence a été calculé sur une période annuelle (1^{er} octobre au 30 septembre), au cours des périodes de l'automne (16 septembre au 15 novembre), de l'hiver (16 novembre au 15 avril), du printemps (16 avril au 15 juin), et de l'été (16 juin au 15 septembre). Le pourcentage d'écart (*Écart*), a été calculé à l'aide de l'équation suivante (Berthiaume, 2003) :

$$\text{Écart} = 100 \left(\frac{\Delta F}{F_{\text{réf}}} \right) \quad \text{Éq. 7.1}$$

- Écart : Pourcentage d'écart entre les apports produits par la simulation de référence et une autre simulation utilisant la valeur minimale ou maximale du paramètre analysé
- ΔF : Différence des apports produits par la simulation de référence et une autre simulation utilisant la valeur minimale ou maximale du paramètre
- $F_{\text{réf}}$: Apports simulés avec la valeur de référence du paramètre

Tel que déjà mentionné, le tableau 7.1 présente la liste des dix-huit paramètres sélectionnés pour la deuxième étape avec les valeurs de référence obtenues lors du calage, et les valeurs minimale et maximale établies pour chacun de ces paramètres. Les pourcentages d'écart annuels sont présentés à la figure 7.1, alors que les figures 7.2a, b, c et d présentent l'écart sur apports saisonniers.

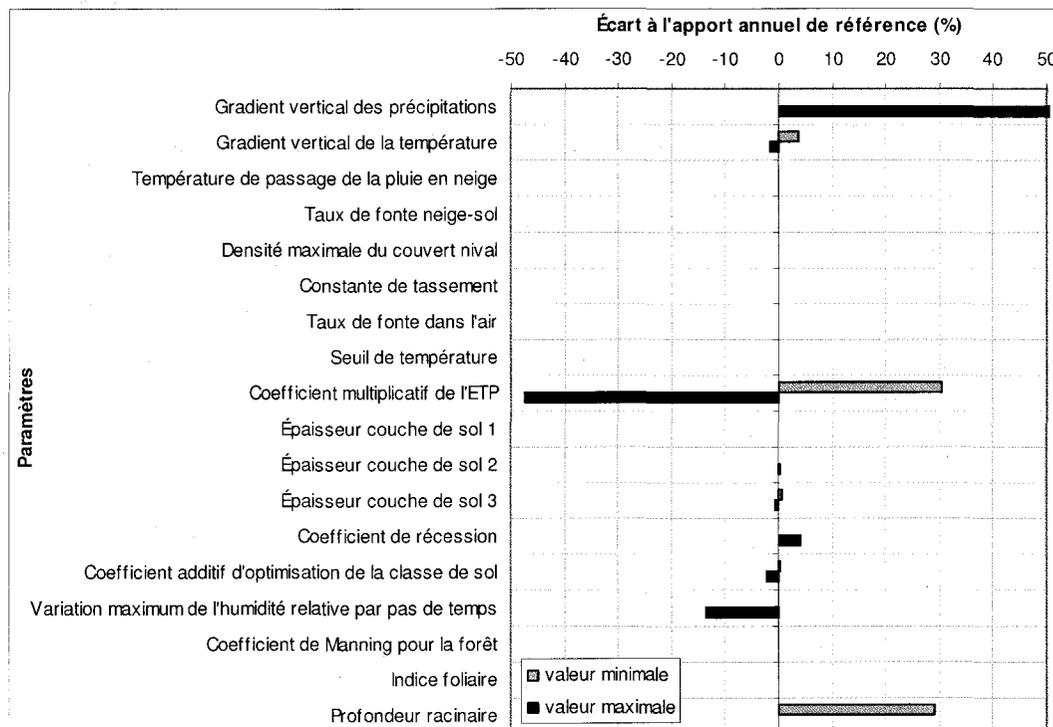


Figure 7.1 : Écart de l'apport annuel moyen simulé avec les valeurs minimale et maximale des paramètres par rapport à l'apport de référence pour la période du 1^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1978

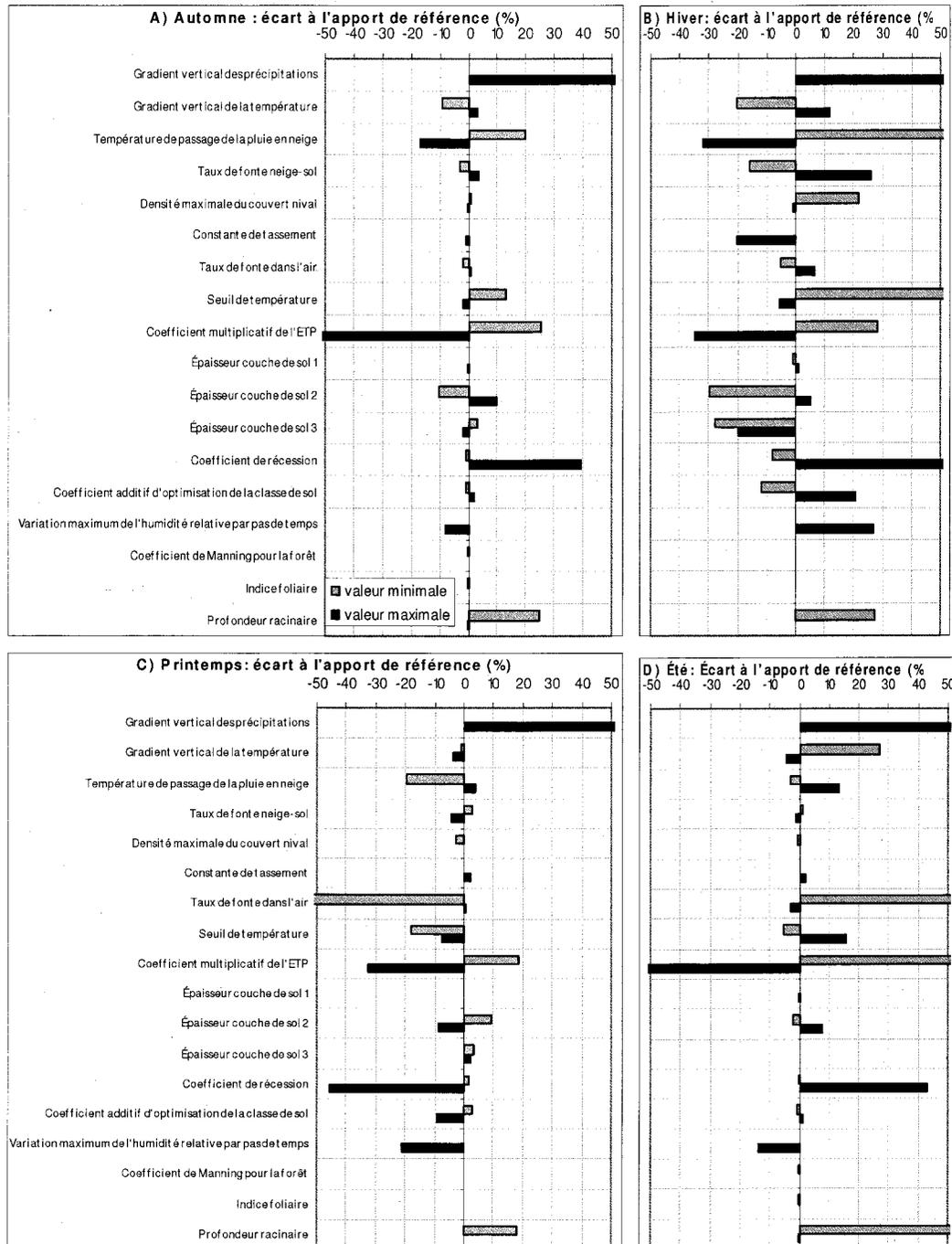


Figure 7.2 : Écart des apports saisonniers moyens simulés avec les valeurs minimale et maximale des paramètres par rapport à l'apport de référence pour la période du 1^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1978 : (a) automne, (b) hiver, (c) printemps et (d) été

La figure 7.1 montre que les paramètres les plus importants sur les apports simulés par HYDROTEL sont : le gradient vertical des précipitations, le coefficient multiplicatif de l'ETP, et la profondeur des racines. La variation maximale de l'humidité relative du sol par pas de temps aussi eu un impact sur les apports annuels, mais bien qu'elle puisse être ajustée à l'interface d'HYDROTEL, il s'agit d'un réglage pour le calcul numérique plutôt que d'un paramètre. La variation des autres paramètres n'a causé que des écarts inférieurs à 5% par rapport aux apports de référence.

Les paramètres qui ont un impact sur les apports annuels ont aussi un impact significatif sur les apports automnaux (fig. 7.2a). De plus, le gradient vertical des températures, la température de passage de la pluie en neige, le seuil de température de la fonte, l'épaisseur de la seconde couche de sol et le coefficient de récession ont aussi provoqué des écarts supérieurs à 5% par rapport aux apports automnaux de référence. Le coefficient multiplicatif de l'ETP et le gradient vertical des précipitations ont tous deux provoqué des écarts supérieurs à 50%.

En hiver (figure 7.2b) tous les paramètres, sauf le coefficient de friction de Manning, l'indice foliaire, et l'épaisseur de la première couche de sol ont provoqué des écarts supérieurs à 5% par rapport aux apports hivernaux de référence. Parmi eux, le gradient vertical des précipitations, la température de passage de la pluie en neige, le seuil de température de la fonte, et le coefficient de récession ont provoqué des écarts supérieurs à 50%. Il est bon de remarquer qu'une très faible variation dans les apports pour cette période peut provoquer un écart significatif vu le faible débit en hiver.

La figure 7.2c montre les écarts simulés au cours du printemps. En plus des paramètres qui ont un impact significatif sur les apports annuels, la température de passage de la pluie en neige, le taux de fonte dans l'air, le seuil de

température de la fonte, l'épaisseur de la seconde couche de sol, le coefficient de récession, et le coefficient additif d'optimisation de la classe de sol ont tous provoqué des écart supérieurs à 5%. Le gradient vertical des précipitations et le taux de fonte dans l'air ont tous deux produit des écarts supérieurs à 50%.

Finalement, pour l'été (figure 7.2d), en plus des paramètres qui ont affecté les apports annuels, la température de passage de la pluie en neige, le taux de fonte dans l'air, le seuil de température de la fonte, l'épaisseur de la seconde couche de sol et le coefficient de récession ont eu un impact supérieur à 5% sur les écarts. Parmi eux, le gradient vertical des précipitations, le taux de fonte dans l'air, le coefficient multiplicatif de l'ETP et la profondeur des racines ont provoqué des écarts supérieurs à 50%.

On peut conclure, suite à l'analyse des figures 7.1 et 7.2, que le gradient vertical des précipitations, le coefficient multiplicatif de l'ETP, la variation maximale de l'humidité relative par pas de temps et la profondeur des racines, qui affectent tous les apports annuels, ont une influence sur la quantité totale d'écoulement simulé. Les autres paramètres ayant un impact sur les apports saisonniers, soit la température de passage de la pluie en neige, le seuil de température de la fonte et la profondeur de la seconde couche de sol et le coefficient de récession pour les quatre saisons, le taux de fonte dans l'air pour l'hiver, le printemps et l'été, le taux de fonte neige-sol, pour l'hiver et l'été, le coefficient additif de la classe de sol pour l'hiver et le printemps, et le gradient vertical de la température, la densité maximale du couvert nival, la constante de tassement de la neige, l'épaisseur de la troisième couche de sol pour l'hiver, affectent en fait la répartition de l'écoulement dans le temps. Ainsi, par exemple, une augmentation de la température seuil de la fonte retarde l'écoulement de fonte, ce qui provoque une diminution des apports printaniers et une augmentation des apports estivaux. À l'inverse, une diminution de la température seuil de la fonte accélère l'écoulement de fonte vers la fin de l'hiver. Il y a donc une augmentation des apports hivernaux au dépend des apports printaniers. Pour terminer,

mentionnons que seuls trois paramètres, soit l'épaisseur de la première couche de sol, le coefficient de friction de Manning et l'indice foliaire, n'ont pas causé d'écart supérieurs à 5% dans les apports annuels ou saisonniers. Au sujet du coefficient de Manning, ces résultats étaient attendus car ce dernier n'affecte en rien le bilan hydrique.

7.3 Étape 3 : Sensibilité relative des paramètres

La troisième étape visait à déterminer si la sensibilité des paramètres sélectionnés variait de façon linéaire et constante à l'intérieur de la plage des valeurs minimale et maximale sélectionnées. La comparaison des sensibilités s'est faite pour chaque période à l'aide d'un coefficient de sensibilité relative (Sr) calculé selon l'équation suivante (Robert *et al.* 1992) :

$$Sr = \frac{\frac{\Delta F^*}{\bar{F}}}{\left(\frac{\Delta x_i}{\bar{X}_i}\right)} = \frac{\Delta F}{\bar{F} \Delta \alpha} \quad \text{Éq. 7.2}$$

$$\alpha = \bar{X}_i / \bar{X}_{réf} \quad \text{Éq. 7.3}$$

- \bar{F} : Apports obtenus lors de la simulation avec le paramètre de valeur \bar{X}_i
- ΔF^* : Différence entre les apports produits par une simulation utilisant \bar{X}_i comme valeur de paramètre et une autre simulation utilisant la valeur $\bar{X}_i + \Delta x_i$
- Δx_i : Différence entre la valeur du paramètre modifié et la valeur \bar{X}_i . Ici Δx_i est égal à : $0.05 \cdot \bar{X}_i$
- \bar{X}_i : Correspond aux valeurs minimale, maximale et de référence d'un paramètre telles que définies dans le tableau 7.1
- α : Coefficient utilisé pour comparer les paramètres
- $\bar{X}_{réf}$: Valeur de référence du paramètre telle que définie dans le tableau 7.1

Le coefficient de sensibilité relatif est adimensionnel et indépendant de l'ordre de grandeur de ΔF^* et Δx_i . Il exprime le pourcentage de variation des apports simulés engendré par chaque % de variation du paramètre d'entrée, à un niveau de variation $\Delta\alpha$ donné. Il permet donc de comparer la sensibilité du modèle à chacun de ses paramètres d'entrée. Bien entendu, les résultats obtenus diffèrent selon les valeurs de référence choisies pour les paramètres d'entrée, mais les tendances et les comparaisons entre eux restent identiques (Robert *et al.*, 1992). La sensibilité relative du gradient vertical des précipitations, de la température de passage de la pluie en neige, et de la température seuil de la fonte n'a pas été calculée parce que leur valeur de référence ($\overline{X_{ref}}$) était égale à 0. L'échelle de variation des valeurs du coefficient de récession et de la variation maximale de l'humidité par pas de temps étant trop grande pour produire des coefficients α comparables aux autres paramètres, leurs indices de sensibilité relative ne sont pas présentés avec les autres paramètres. Le tableau 7.1 indique les coefficients de sensibilité relative calculés pour des α associés aux valeurs minimale, de référence, et maximale de chaque paramètre pour les périodes annuelles et saisonnières. L'annexe C présente ces résultats sous forme graphique. Plus la valeur absolue de l'indice de sensibilité S_r est élevée, plus ce paramètre a de l'influence sur la simulation des apports sur la période pour laquelle il est calculé. On peut ainsi comparer l'influence des paramètres pour une même valeur α afin de déterminer quels sont ceux qui ont le plus d'impact sur les apports. Par exemple, pour les apports annuels, on peut comparer les valeurs des coefficients S_r de tous les paramètres pour les valeurs de référence ($\alpha = 1.00$) afin de savoir lequel aura le plus d'impact sur les apports lorsqu'on fait varier sa valeur de +5%. En comparant les valeurs du tableau 7.2, on voit que le coefficient multiplicatif de l'ETP possède la valeur absolue de S_r la plus élevée ($S_r = -0.31$) pour un $\alpha = 1.00$. C'est donc le coefficient multiplicatif de l'ETP qui, parmi les paramètres présentés dans le tableau, a le plus d'impact sur les apports annuels lorsqu'on fait varier la valeur de tous les paramètres de +5% par rapport à leur valeur de référence.

Tableau 7.2 : Coefficients α et S_r calculés pour les apports annuels, printaniers, estivaux, automnaux et hivernaux

Paramètres	coeff	année			printemps			été			Automne			hiver		
		min	réf	max	Min	Réf	max	min	réf	max	min	réf	max	min	Réf	max
Gradient vertical de la température	alpha	2.00	1.00	2.00	2.00	1.00	-2.00	2.00	1.00	-2.00	2.00	1.00	-2.00	2.00	1.00	-2.00
	Sr	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.06	0.07	0.05	0.04	-0.03	0.03	-0.02	-0.05	0.07	-0.16
Taux de fonte neige-sol	alpha	0.17	1.00	1.69	0.17	1.00	1.69	0.17	1.00	1.69	0.17	1.00	1.69	0.17	1.00	1.69
	Sr	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.04	-0.08	-0.02	-0.02	-0.01	0.02	0.04	0.06	0.17	0.26	0.36
Densité maximale du couvert nival	alpha	0.01	1.00	1.39	0.01	1.00	1.39	0.01	1.00	1.39	0.01	1.00	1.39	0.01	1.00	1.39
	Sr	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	-0.09	0.00	0.00	-0.79	0.04	-0.02
Constante de tassement	alpha	1.00	1.00	100	1.00	1.00	100	1.00	1.00	100	1.00	1.00	100	1.00	1.00	100
	Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Taux de fonte	alpha	0.16	1.00	1.61	0.16	1.00	1.61	0.16	1.00	1.61	0.16	1.00	1.61	0.16	1.00	1.61
	Sr	0.00	0.00	0.00	4.43	0.03	-0.01	-1.42	-0.08	-0.02	0.04	0.02	0.01	0.07	0.07	0.10
Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP	alpha	0.02	1.00	2.46	0.02	1.00	2.46	0.02	1.00	2.46	0.02	1.00	2.46	0.02	1.00	2.46
	Sr	0.25	0.31	0.60	-0.16	0.19	-0.41	-0.38	-0.54	-0.95	-0.19	0.27	-1.01	-0.25	0.25	-0.41
Épaisseur couche 1	alpha	0.10	1.00	2.00	0.10	1.00	2.00	0.10	1.00	2.00	0.10	1.00	2.00	0.10	1.00	2.00
	Sr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Épaisseur couche 2	alpha	0.11	1.00	2.22	0.11	1.00	2.22	0.11	1.00	2.22	0.11	1.00	2.22	0.11	1.00	2.22
	Sr	0.02	0.00	0.07	-0.31	0.00	-0.10	-0.05	0.00	0.07	0.39	0.01	0.07	2.02	0.01	0.16
Épaisseur couche 3	alpha	0.11	1.00	2.22	0.11	1.00	2.22	0.11	1.00	2.22	0.11	1.00	2.22	0.11	1.00	2.22
	Sr	0.00	0.00	0.00	-0.21	0.00	-0.01	0.01	0.00	0.00	0.17	0.01	0.00	1.50	0.01	0.00
Coefficient de Manning	alpha	0.10	1.00	3.33	0.10	1.00	3.33	0.10	1.00	3.33	0.10	1.00	3.33	0.10	1.00	3.33
	Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Indice foliaire	alpha	0.00	1.00	1.67	0.00	1.00	1.67	0.00	1.00	1.67	0.00	1.00	1.67	0.00	1.00	1.67
	Sr	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00
Profondeur des racines	alpha	0.00	1.00	6.33	0.00	1.00	6.33	0.00	1.00	6.33	0.00	1.00	6.33	0.00	1.00	6.33
	Sr	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00	-	0.00	0.00

Les graphiques de sensibilité relative des paramètres de l'annexe C, en plus d'indiquer quels paramètres sont les plus sensibles sur la simulation des apports pour une période donnée, indiquent aussi de quelle façon évolue la sensibilité du paramètre selon que sa valeur se situe près de la valeur minimale, près de la valeur de référence, ou près de sa valeur maximale. Plus la valeur absolue de l'indice de sensibilité relative (S_r) est élevée, plus la variation de la valeur du paramètre influence la simulation des apports. Par exemple, le graphique de sensibilité relative des paramètres sur les apports annuels montre que, comme

l'indiquait la figure 7.1, le coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP a une influence relative très forte sur les apports annuels. Cette sensibilité semble croître proportionnellement avec la valeur du paramètre. Ceci signifie que pour une variation proportionnelle de 5% de la valeur du paramètre, l'effet sur les apports annuels sera plus important si on se situe près de la valeur maximale plutôt que près de la valeur minimale ou de référence. Au niveau des apports annuels, parmi les paramètres analysés, la plupart, à l'exception du coefficient multiplicatif de l'ETP, ont une valeur linéaire constante avec de faibles coefficients S_r . Il y a tout de même une très légère augmentation de la sensibilité de l'épaisseur de la seconde couche de sol près des valeurs minimale et maximale. Sur les graphiques de sensibilité relative des paramètres sur les apports saisonniers, on remarque que la sensibilité relative du coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP augmente toujours avec la valeur du paramètre, mais que cette augmentation est beaucoup plus prononcée en été et en automne qu'au printemps et en hiver. En automne, et surtout en hiver, les épaisseurs des deuxième et troisième couches de sol ont une grande influence relative sur les apports près des valeurs minimales établies pour ces paramètres. La densité maximale du couvert a aussi un impact sur la simulation des apports de ces saisons lorsqu'elle est très faible, alors que l'influence du taux de fonte à l'interface neige-sol tend à augmenter proportionnellement à la valeur du paramètre. Le taux de fonte à l'interface air-neige présente une très forte sensibilité près de la valeur minimale au printemps. La densité du couvert nival et les épaisseurs des deuxième et troisième couches de sol présentent aussi une certaine sensibilité au printemps. En été, outre le coefficient multiplicatif de l'ETP, ce sont le taux de fonte, à cause de son impact sur le décalage de la fonte, et dans une moindre mesure l'épaisseur de la deuxième couche de sol et le gradient vertical de la température qui sont les plus sensibles. Le comportement individuel de chaque paramètre sera décrit plus en détail dans la prochaine section.

7.4 Étape 4 : Influence des paramètres sur les débits

Des graphiques des débits classés sont présentés pour chaque paramètre à l'annexe D. Ces graphiques comparent les trois courbes de débits classés produites en utilisant les valeurs minimale, maximale, et de référence du paramètre. Des histogrammes montrant l'écoulement saisonnier, classé selon six classes de débits, ont été ajoutés à même ces graphiques.

7.4.1 Gradient vertical des précipitations

Le gradient vertical des précipitations ($\text{mm}\cdot 100\text{ m}^{-1}$) fait varier la quantité de précipitations qui tombe sur chaque UHRH en fonction de son altitude par rapport aux stations météorologiques selon l'équation A.2 (annexe A). Au BEREV, la station météorologique principale est située à environ 670 m d'altitude, alors que l'altitude moyenne du bassin est d'environ 800 m. Ce paramètre a donc une influence majeure sur la quantité de précipitation qui tombe sur le BEREV, et une valeur maximale de $1\text{ mm}\cdot 100\text{ m}$ a induit un apport annuel moyen près de 3 fois plus élevé que l'apport de référence. Les effets sur les apports apparaissent même pour des variations de l'ordre de $0.1\text{ mm}\cdot 100\text{ m}^{-1}$. L'hydrogramme de la figure 7.3 montre que, comme chaque événement pluvieux est augmenté, les pics de crues sont aussi augmentés. L'impact sur le débit hivernal est beaucoup moins grand étant donné que les précipitations s'accumulent sous forme de neige. Par contre, le pic de crue de fonte, de même que la période de fonte, sont considérablement amplifiés par l'accumulation de neige supplémentaire. À noter que bien qu'en haute montagne les précipitations puissent être moins importantes qu'à une altitude plus basse, ce paramètre ne peut pas prendre de valeur négative dans HYDROTEL, 0 est donc la valeur minimale qui lui a été attribuée. Comme la valeur de référence pour ce paramètre était égale à 0, les indices de sensibilité relative n'ont pas été calculés. La courbe de débits classés et les histogrammes de l'annexe D.1 montrent qu'il y a une augmentation de tous les débits et que la proportion d'écoulement de crue augmente pour toutes les

saisons lorsqu'on utilise la valeur maximale pour ce paramètre. Ce paramètre n'a pas été ajusté au cours du calage.

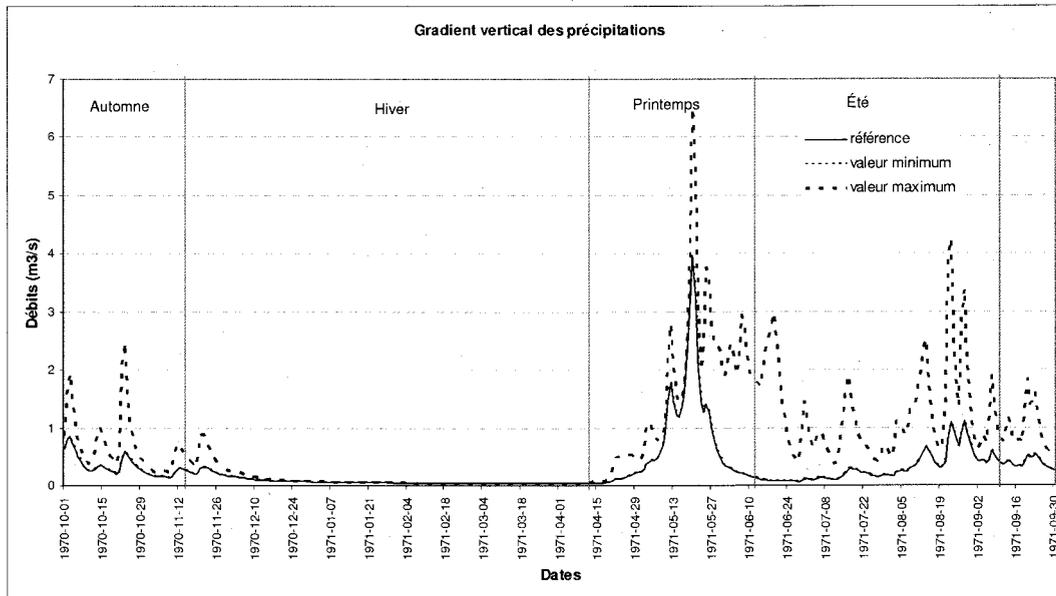


Figure 7.3 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du gradient vertical des précipitations

7.4.2 Gradient vertical des températures

Le gradient vertical des températures ($^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{ m}^{-1}$) fait varier la température des UHRH en fonction de leur altitude relative par rapport aux stations météorologiques selon l'équation A.1 (annexe A). La valeur de référence pour ce paramètre est de $-0.5^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{ m}^{-1}$. La figure 7.1 indique qu'une valeur minimale de $-1^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{ m}^{-1}$ a provoqué une augmentation de moins de 5% des apports totaux, alors qu'une valeur maximale de $1^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{ m}^{-1}$ a provoqué une légère diminution. Ces différences peuvent être attribuées à l'impact du changement de température sur l'évapotranspiration. La figure 7.2, quant à elle, révèle que l'augmentation des apports se produit essentiellement au cours de l'été, et qu'on observe une tendance inverse, à savoir une diminution des apports pour la valeur minimale, et une augmentation pour la valeur maximale, en automne et surtout

en hiver, à cause du décalage de la fonte printanière. La figure 7.4 illustre ces effets, qui sont observables pour des variations de l'ordre de $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 100\text{ m}^{-1}$.

Les graphiques de l'annexe C indiquent que l'indice de sensibilité relative de ce paramètre varie relativement peu, avec une sensibilité relative plus importante au cours de l'été. Les courbes de débits classés de l'annexe D.2 montrent que les débits inférieurs à $0.20\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, ou ayant une probabilité de non dépassement de 60%, sont très légèrement diminués avec la valeur minimale et légèrement augmentés avec la valeur maximale. Le comportement inverse est par contre observé pour les débits supérieurs à $1.00\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, ou ayant une probabilité de non dépassement de 94%, en été et au printemps. Ce paramètre n'a pas été modifié au cours du calage.

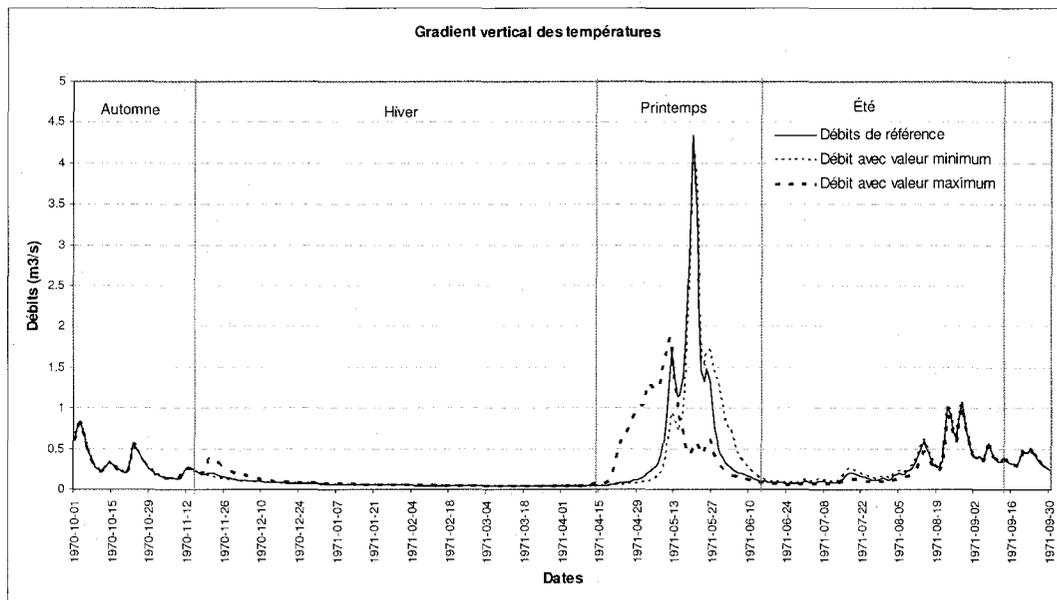


Figure 7.4 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du gradient vertical des températures

7.4.3 Température de passage de la pluie en neige

La température de passage de la pluie en neige ($^{\circ}\text{C}$), est la température à partir de laquelle HYDROTEL détermine si les précipitations tombent sous forme de pluie, pour s'écouler immédiatement par infiltration ou ruissellement de surface, ou si elles s'accumulent en surface sous forme de neige. La fraction f de la précipitation totale considérée comme précipitation liquide sur l'UHRH est alors estimée par l'équation A.3 (annexe A). La figure 7.1 indique que ce paramètre n'a aucune incidence sur les apports totaux. La figure 7.2 indique, par contre, que ce paramètre a une influence importante sur la distribution de l'écoulement au cours de toutes les saisons. Les écarts simulés sur les apports saisonniers dépassent toujours 10% avec l'une ou l'autre des valeurs minimale et maximale utilisées, celles-ci étant de -5°C et de 5°C respectivement. La valeur de référence, quant à elle, est de 0°C . L'influence de la température de passage de la pluie en neige, comme le montre la figure 7.5, se produit lorsque les températures moyennes journalières oscillent près de sa valeur, soit aux mois de novembre, décembre, avril et mai. Son influence sur l'écoulement peut se faire sentir jusqu'en juin lorsque la fonte est retardée. Lorsqu'on descend la valeur du paramètre sous la valeur de référence, l'écoulement vers la fin novembre augmente et la fonte se produit plus rapidement au printemps. Lorsqu'on augmente la valeur du paramètre au-dessus de la valeur de référence, l'inverse se produit, l'écoulement diminue à la fin de l'automne et la fonte est retardée. L'annexe D.3 montre que la probabilité de non dépassement des débits inférieurs à $0.600 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ diminue avec une température de passage de -5°C , et quelle augmente avec une température de 5°C . L'effet est toutefois inversé pour les grands débits de plus de $0.700 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Les histogrammes saisonniers montrent que ce comportement est généralement observé pour toutes les saisons, sauf en hiver où les forts débits sont augmentés avec la valeur minimale, alors que les faibles débits sont augmentés avec la valeur maximale. Ce paramètre a été ajusté à quelques reprises lors du calage pour ajuster le synchronisme de la

fonte et l'écoulement hivernal. Comme la valeur de référence est de 0, les indices de sensibilité relative n'ont pas été calculés. Les ajustements effectués lors du calage révèlent toutefois qu'une variation de la valeur de l'ordre de 0.1 °C avait des effets sur le synchronisme de la fonte.

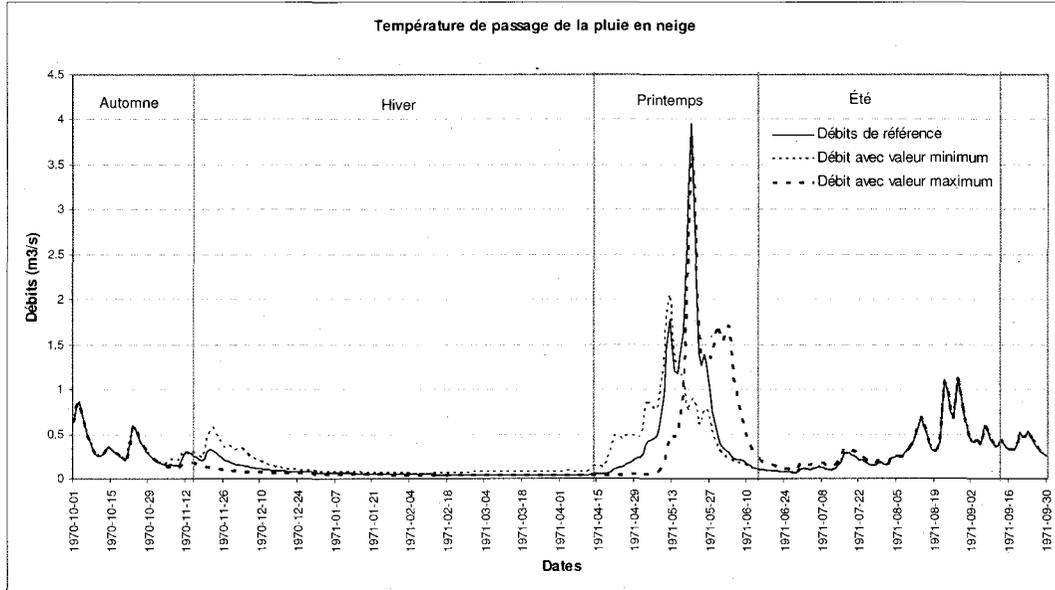


Figure 7.5 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de la température de passage de la pluie en neige

7.4.4 Taux de fonte neige-sol

Le taux de fonte neige-sol est un paramètre qui représente la modification du déficit calorifique du couvert de neige par l'action de la chaleur du sol selon les équations A.14 et A.5 (annexe A). Le déficit calorifique détermine ensuite la fonte de la neige selon l'équation A.16. La valeur de référence de ce paramètre est de 0.59 mm·jour⁻¹ (Turcotte *et al.*, 2006), alors que les valeurs minimale et maximale sont de 0.10 et 1.00 mm·jour⁻¹. La figure 7.1 indique que le taux de fonte neige-sol n'a aucune incidence sur les apports totaux. La figure 7.2 indique que les écarts sur les apports saisonniers sont inférieurs à 5% pour toutes les saisons, sauf en hiver où ces écarts peuvent atteindre 25%. L'effet principal de

ce paramètre, comme l'illustre la figure 7.6, est de décaler la fonte printanière. En diminuant la valeur du paramètre, la crue printanière est retardée, alors que lorsqu'on l'augmente, la fonte se produit plus rapidement. Les indices de sensibilité relative pour les apports annuels sont nuls, et relativement faibles pour les périodes saisonnières. La sensibilité varie alors de façon linéaire, en croissant légèrement avec la valeur du paramètre en hiver et en automne, alors qu'elle est négligeable au printemps et en été. C'est en hiver que la sensibilité sur les apports est la plus importante (annexe C.3). Les courbes de débits classés de l'annexe D.4 montrent que la probabilité de non dépassement des débits inférieurs à $0.250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a augmenté avec la valeur minimale alors qu'elle a diminué avec la valeur maximale. Les histogrammes saisonniers indiquent que ce sont surtout les débits du printemps et de l'hiver qui sont affectés. Les grands débits du printemps diminuant avec la valeur maximale et augmentant avec la valeur minimale, et l'inverse se produisant en hiver. Ce paramètre a été fixé à la valeur de référence proposée par Turcotte *et al.* (2006) et n'a pas été ajusté lors du calage. Il aurait toutefois pu servir à ajuster le synchronisme de la fonte et l'écoulement hivernal, bien qu'il est souvent plus facile d'ajuster ce dernier en modifiant le taux de fonte dans l'air et le seuil de température de la fonte.

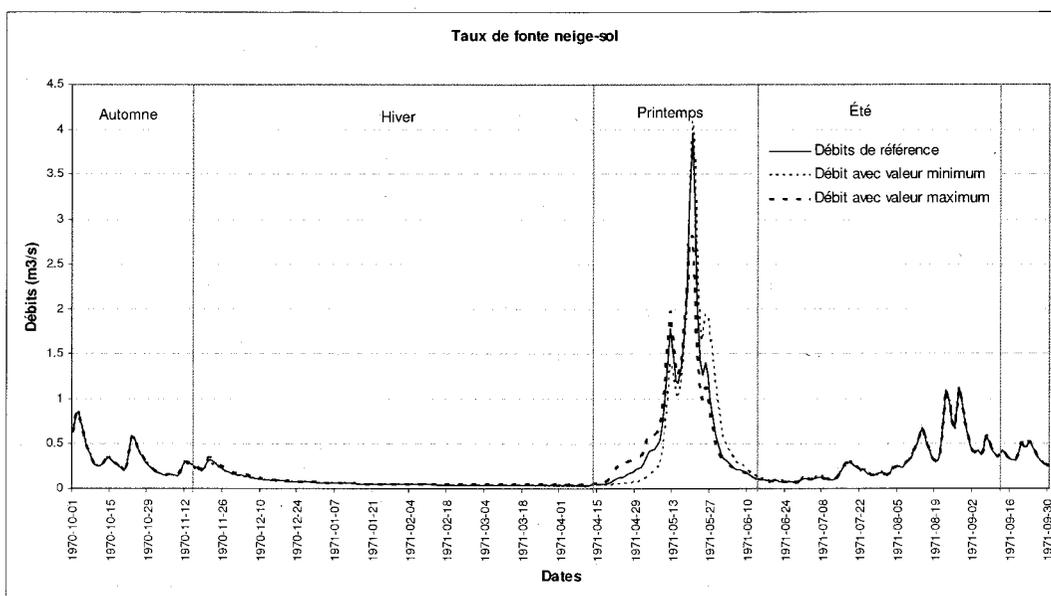


Figure 7.6 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du taux de fonte neige-sol

7.4.5 Densité maximale du couvert de neige

Ce paramètre indique la densité maximale que peut avoir le couvert de neige suite au tassement et à la fusion des cristaux de neige. Ce coefficient intervient dans la détermination de la densité du couvert de neige après compaction, et dans l'évolution de la hauteur du couvert de neige selon les équations A.22 et A.20 (annexe A). La densité maximale du couvert de neige n'a aucun impact sur les apports annuels, comme le montre la figure 7.1, et un impact minime sur les apports saisonniers, comme le montre la figure 7.2, pour des valeurs se situant entre 100 et 650 kg·m⁻³, la valeur de référence se situant à 466 kg·m⁻³ (Turcotte *et al.*, 2006). Une valeur minimale de 100 kg·m⁻³, soit la densité d'une neige fraîchement tombée, a produit un léger décalage de l'écoulement en hiver et au printemps, mais ce décalage est à peine visible sur l'hydrogramme de la figure 7.7. Le calcul des indices de sensibilité relative indique une sensibilité à peu près nulle pour les périodes annuelles et estivales une certaine sensibilité près de la valeur minimale pour le printemps, l'automne et surtout l'hiver. Les courbes de débits classés de l'annexe D.5 indiquent qu'il y a une diminution de la probabilité de non dépassement pour les débits inférieurs à 0.300 m³·s⁻¹ avec la valeur minimum de 110 kg·m⁻³. L'écoulement en hiver se concentre alors davantage dans les débits plus élevés, alors qu'une légère tendance vers l'effet inverse est observée sur l'histogramme printanier. Ce paramètre a été fixé à la valeur de référence proposée par Turcotte *et al.* (2006) et n'a pas été ajusté lors du calage. Il a très peu d'impact sur la simulation des écoulements, à moins de lui attribuer une valeur très faible qui ne correspond plus à sa réalité physique.

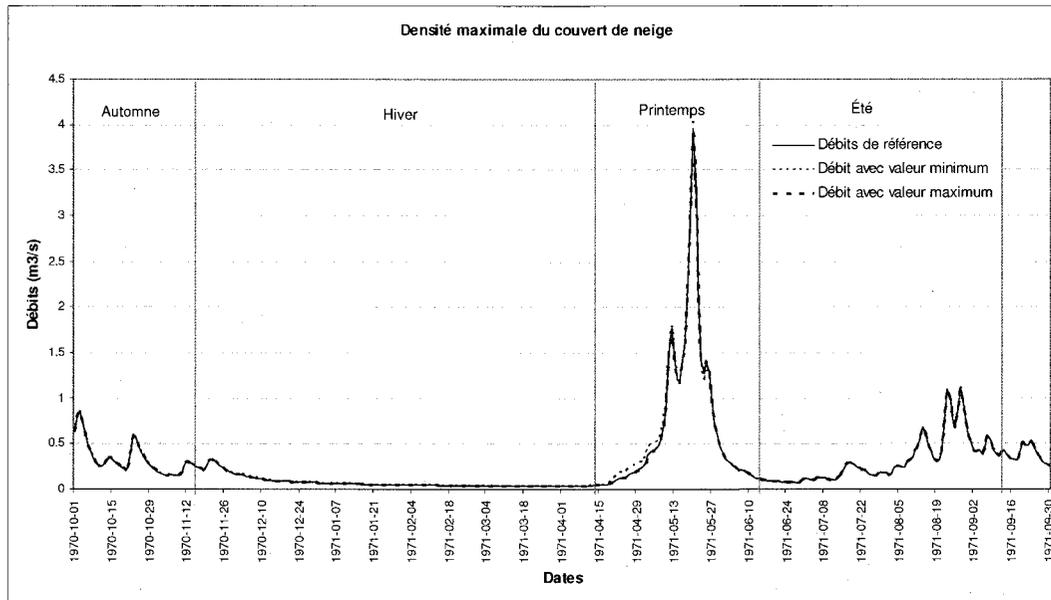


Figure 7.7 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimum, maximum et de référence de la densité maximale du couvert de neige

7.4.6 Constante de tassement

La constante de tassement intervient dans le calcul de la densité et de la hauteur du couvert de neige suite à l'addition des précipitations solides et liquides selon les équations A.22 et A.20 (annexe A). Une valeur maximale de 1 a été utilisée, alors que la valeur de référence, qui constitue aussi la valeur minimale, est de 0.01 (Turcotte *et al.* 2006). L'utilisation de la valeur maximale n'a eu aucun impact sur la simulation des apports totaux, comme le montre la figure 7.1, et a eu un impact négligeable sur les apports saisonniers, sauf en hiver où des écarts de -20% ont été observés (figure 7.2). Les indices de sensibilité relative calculés sont négligeables pour toutes les périodes (annexe C). La figure 7.8 montre que l'effet de l'augmentation de la constante de tassement est surtout apparent au printemps alors que la fonte est légèrement retardée. Les courbes de débits classés de l'annexe D.6 montrent que la probabilité de non dépassement des débits inférieurs à 0.95 m^3 a légèrement augmenté avec la valeur maximale du

paramètre, et qu'elle a légèrement diminué pour les débits supérieurs. Les histogrammes saisonniers montrent que les différences de débits se produisent principalement en hiver. Ce paramètre n'a pas été modifié lors du calage. La valeur de 0.01, suggérée par Turcotte *et al.* (2006) a été utilisée.

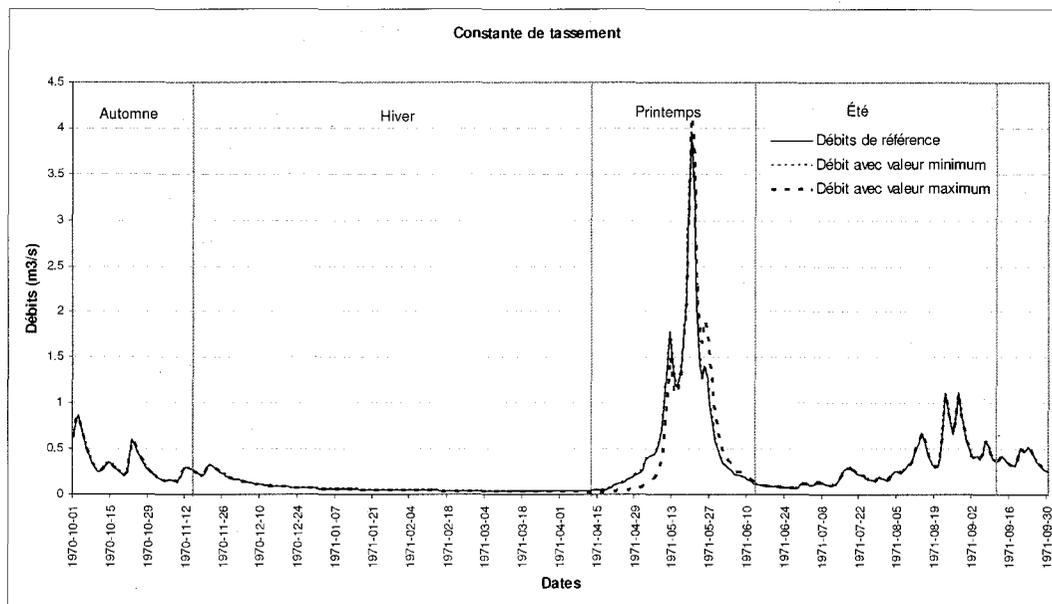


Figure 7.8 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de la constante de tassement

7.4.7 Taux de fonte dans l'air

Le taux de fonte dans l'air est un paramètre qui agit sur le déficit calorifique du couvert de neige par l'action du réchauffement de l'air selon les équations A.15 et A.5, qui à son tour agit sur la fonte de la neige par l'équation A.16 (annexe A). Les valeurs minimale et maximale utilisées pour ce paramètre sont de 1 et 10 $\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$, alors que la valeur de référence est de 6.2 $\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$. La figure 7.1 montre que ce paramètre n'a aucun impact sur les apports totaux. La figure 7.2 indique, par contre, que l'utilisation de la valeur maximale a provoqué un décalage important de l'écoulement au printemps et en été. Ce décalage est illustré par l'hydrogramme de la figure 7.9. Ainsi lorsqu'on diminue la valeur du

paramètre, la fonte est retardée, alors que l'inverse se produit lorsqu'on augmente la valeur du paramètre. Les indices de sensibilité relative calculés sur les apports annuels sont à peu près nuls (annexe C.1). Les indices calculés sur les apports saisonniers montrent toutefois que la sensibilité en été et au printemps est très élevée près de la valeur minimale, et décroît rapidement en se rapprochant de la valeur maximale. Les coefficients S_r sont très faibles en automne et en hiver (annexes C.2 à C.5). L'annexe D.7 montre que l'utilisation de la valeur maximale n'a pas beaucoup influencé la courbe des débits classés. On observe toutefois quelques différences avec l'utilisation de la valeur maximale. La probabilité de non-dépassement des débits inférieurs à $0.2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ou supérieures à $1.0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ augmente légèrement, alors que celle des débits se situant à l'intérieur de cette plage diminue. Les hydrogrammes saisonniers montrent que ce sont principalement les débits du printemps qui ont été diminués et ceux de l'été qui ont été augmentés. Ce paramètre a été modifié à quelques reprises lors du calage pour ajuster le synchronisme des pics de crue de fonte. Les effets sur l'hydrogramme sont observables lorsqu'on modifie la valeur du paramètre de plus de $0.5 \text{ mm} \cdot \text{jour}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$. Ce paramètre n'a été ajusté que pour le milieu correspondant à la forêt résineuse, celle-ci occupant 97% de la surface du bassin. Les valeurs pour les milieux correspondants à la forêt feuillue et au sol dénudé devraient être, d'un point de vue théorique, légèrement plus élevées.

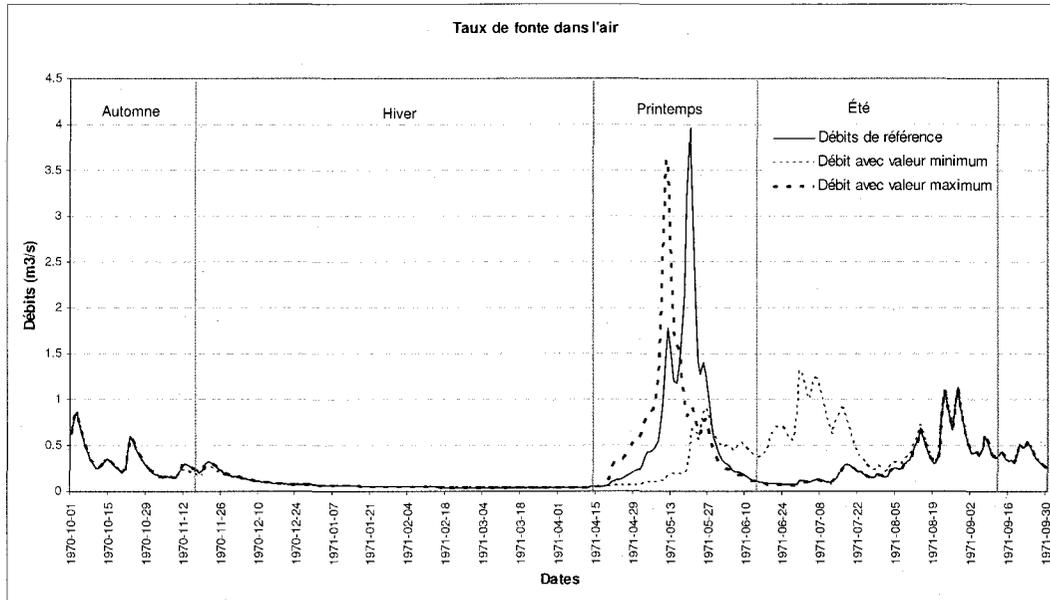


Figure 7.9 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du taux de fonte dans l'air

7.4.8 Seuil de température de la fonte

La température seuil de la fonte détermine la température à laquelle la neige commence à fondre. Ce paramètre agit dans l'équation A.15 (annexe A) pour ajuster le déficit calorifique du couvert de neige. Les valeurs minimale et maximale utilisées sont de -5 et 5°C, alors que la valeur de référence se situe à 0°C. La figure 7.1 montre que la variation de la valeur de ce paramètre n'a pas d'impact sur la production des apports totaux. La figure 7.2 indique par contre qu'elle influence la répartition de l'écoulement au cours des saisons. Les indices de sensibilité relative n'ont pas été calculés, puisque la valeur de référence est 0. Les hydrogrammes de la figure 7.10 indiquent que l'effet principal de ce paramètre sur l'écoulement se produit lors de la fonte printanière, qui est accélérée lorsqu'on diminue la valeur et qui est retardée lorsqu'on l'augmente. Les courbes de débits classés de l'annexe D.8 indiquent que l'utilisation de la valeur maximale n'a pas beaucoup influencé la répartition des débits. Par contre la probabilité de non-dépassement des débits inférieurs à $0.50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a diminuée

lorsqu'on utilisait la valeur maximale. Les hydrogrammes saisonniers montrent que c'est la proportion des grands débits hivernaux qui est alors augmentée au détriment des crues printanières. Ce paramètre a été ajusté fréquemment lors du calage pour synchroniser les crues de fonte printanière. Des variations de l'ordre de 0.1 °C peuvent affecter ce synchronisme. Ce paramètre n'a été ajusté que pour le milieu correspondant à la forêt résineuse. Les valeurs pour les milieux correspondants à la forêt feuillue et au sol dénudé devraient être légèrement plus basses.

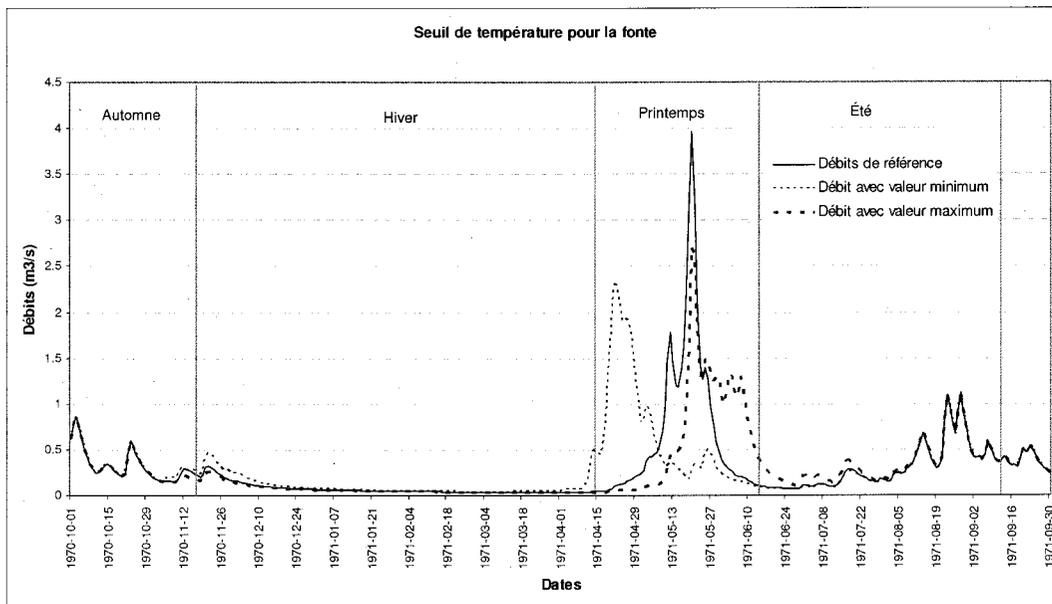


Figure 7.10 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du seuil de température pour la fonte

7.4.9 Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP

Ce coefficient multiplie la quantité d'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée par le modèle (équation A.37, cf. annexe A). Pour la caractérisation des paramètres, l'évapotranspiration potentielle a été calculée à l'aide de la formule d'Hydro-Québec (équation A.36, cf. annexe A). Les valeurs minimale et

maximale utilisées pour ce paramètre sont 0.01 et 1.50, alors que la valeur de référence est de 0.61. Les figures 7.1 et 7.2 montrent que ce paramètre affecte autant les apports totaux que les apports saisonniers. Les apports annuels ont variés de plus de 30%, alors que les apports saisonniers ont tous variés de plus de 50% avec l'une ou l'autre des valeurs utilisées. Les graphiques de l'annexe C montrent que la sensibilité relative de ce paramètre est élevée pour toutes les périodes, particulièrement en été et en automne, et qu'elle augmente avec la valeur du paramètre. Les courbes de débits classés de l'annexe D.9 indiquent que la probabilité de non dépassement de tous les débits diminue en utilisant la valeur minimale, et qu'à l'inverse elle augmente lorsqu'on utilise la valeur maximale. Les histogrammes saisonniers et la figure 7.11 montrent que ces effets sont observés pour toutes les saisons, et sont particulièrement importants en été. Ce paramètre a été ajusté fréquemment lors de la période de calage pour ajuster les apports totaux et l'intensité des pics de crues estivales. Les impacts de ce coefficient sur l'hydrogramme apparaissent avec des variations de sa valeur de l'ordre de 0.01 lorsque cette dernière se situe près de la valeur de référence.

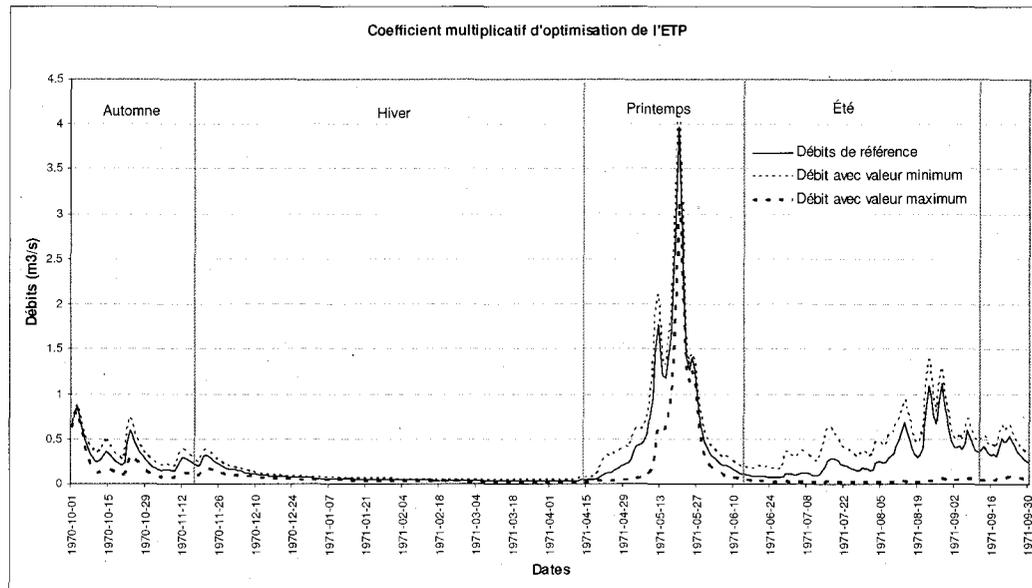


Figure 7.11 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP

7.4.10 Épaisseur de la première couche de sol

Dans l'interface d'HYDROTEL, les valeurs des profondeurs des trois couches de sol ne peuvent être ajustées indépendamment l'une de l'autre puisque la profondeur d'une couche constitue la limite supérieure de la couche sous-jacente, et affecte de ce fait, l'épaisseur des deux couches. Afin de simplifier l'analyse, ce sont les épaisseurs de chaque couche qui ont été modifiées, l'épaisseur des autres couches demeurant inchangées. Ceci signifie qu'il fallait souvent ajuster deux ou trois des profondeurs des différentes couches pour modifier l'épaisseur d'une seule couche dans l'interface d'HYDROTEL. La première couche de sol (Z_1) influence donc la teneur en eau du sol des première (θ_1 , équation A.38) et deuxième couches de sol (θ_2 , équation A.39), les flux verticaux entre les première et deuxième couches de sol ($q_{1,2}$, équation A.41), ainsi que les deuxième et troisième couches de sol ($q_{2,3}$, équation A.42), et le flux horizontal de la deuxième couche de sol (Q_2 , équation A.43, cf. annexe A). Rappelons que les épaisseurs de référence utilisées pour un calage avec une profondeur de sol uniforme sont de 0.10 m pour la première couche, 0.90 m pour la seconde couche, 0.90 m pour la troisième couche de sol. Pour la première couche, l'épaisseur de référence est de 0.10 m, soit à peu près l'épaisseur de l'humus sur le BEREV. L'épaisseur minimale utilisée est de 0.01 m et l'épaisseur maximale de 0.20 m. La figure 7.1 montre que la variation de l'épaisseur de la première couche de sol n'a eu aucun effet sur les apports totaux. La figure 7.2 montre que ces effets sur la répartition des apports au cours de l'année sont aussi négligeables. Les indices de sensibilité relative sont d'ailleurs à peu près nuls pour toutes les périodes (annexe C.1). L'hydrogramme de la figure 7.12 illustre que la variation de l'épaisseur de cette couche de sol n'a pas modifié l'hydrogramme. L'annexe C.10 montre que la probabilité de non dépassement des débits inférieurs à $0.30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ diminue, alors que celle des débits supérieurs augmente, avec la valeur maximale. Les histogrammes saisonniers montrent que les apports des grands débits hivernaux, estivaux, et automnaux

augmentent, alors que ceux des grands débits de crue printaniers diminuent. La courbe des débits classés produite avec la valeur minimale est similaire à celle produite avec la valeur de référence. L'épaisseur de cette couche de sol n'a été que très peu modifiée lors du calage. Comme la première couche de sol contient l'eau qui peut être évaporée à la surface du sol, il y a lieu de penser que si le bassin versant n'avait pas été recouvert de forêt, l'évaporation qui se serait produite à partir d'un sol dénudé aurait pu conférer à l'épaisseur de la première couche de sol plus d'influence sur les simulations.

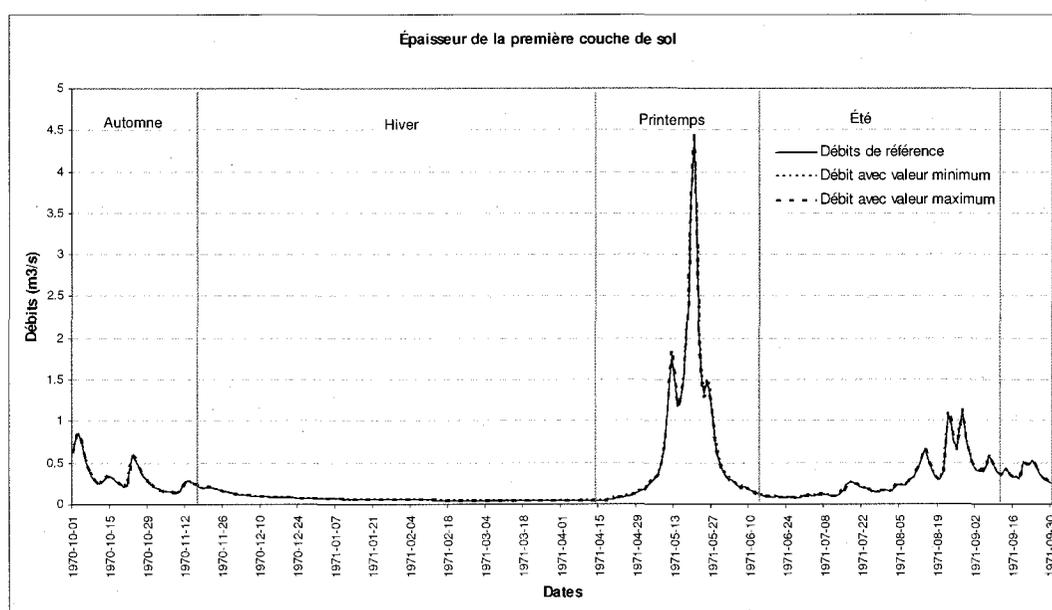


Figure 7.12 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimum, maximum et de référence de l'épaisseur de la première couche de sol

7.4.11 Épaisseur de la deuxième couche de sol

L'épaisseur de la deuxième couche de sol influence la teneur en eau du sol de la deuxième couche de sol (θ_2 , équation A.39), les flux verticaux entre les première et deuxième couches de sol ($q_{1,2}$, équation A.41), entre les deuxième et troisième couches de sol ($q_{2,3}$, équation A.42), et le flux horizontal de la deuxième couche

de sol (Q_2 , équation A.43). La valeur de référence pour la profondeur de la deuxième couche de sol est de 0.90 m, alors que les profondeurs des première et troisième couches de sol sont, rappelons-le, de 0.10 et 0.90 m. L'épaisseur minimale utilisée pour les tests de sensibilité est de 0.10 m, et la valeur maximale de 2.00 m. La figure 7.1 indique que la variation de l'épaisseur de cette couche de sol n'a pas modifié les apports annuels. La figure 7.2 indique que les apports hivernaux ont été diminués de 30%, les apports automnaux de 10% et que les apports printaniers ont été augmentés de près de 10% avec la valeur minimale, et que les apports saisonniers n'ont pas variés de plus de 10% avec l'épaisseur maximale. À noter que les flux dépendent également de l'évapotranspiration réelle, qui elle, en retour, est fonction de la profondeur des racines et de l'évapotranspiration potentielle. Les indices de sensibilité relative de l'annexe C.1 indiquent une légère sensibilité près des valeurs minimale et maximale sur les apports annuels. Les graphiques de l'annexe C.2 à C.5 montrent aussi que les indices de sensibilité relative saisonniers sont faibles près de la valeur de référence, mais qu'ils augmentent près des valeurs minimale et maximale. Ils sont particulièrement élevés près de la valeur minimale pour toutes les saisons, sauf en été où la sensibilité est à peu près équivalente pour les valeurs minimale et maximale. Les courbes de débits classés de l'annexe D.11 indiquent une très forte augmentation de la probabilité de non dépassement des débits inférieurs à $0.6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lorsqu'on utilise la valeur minimale. Sur les histogrammes saisonniers, on observe un déplacement de l'écoulement vers les classes supérieures. La figure 7.13 montre qu'en utilisant la valeur minimale, le modèle réagit très fortement aux événements de pluie et de fonte et les pics de crue s'élèvent très haut et très rapidement pour redescendre aussitôt, alors que l'écoulement de base entre ces pics est fortement réduit. L'effet inverse se produit avec la valeur maximale. Le modèle réagit plus lentement, les pics de crue sont aplatis et l'écoulement de base augmente. Ce paramètre a été modifié très souvent lors du calage pour ajuster l'intensité des pics de crue estivaux et printaniers. Il constitue l'un des paramètres de calage les plus importants.

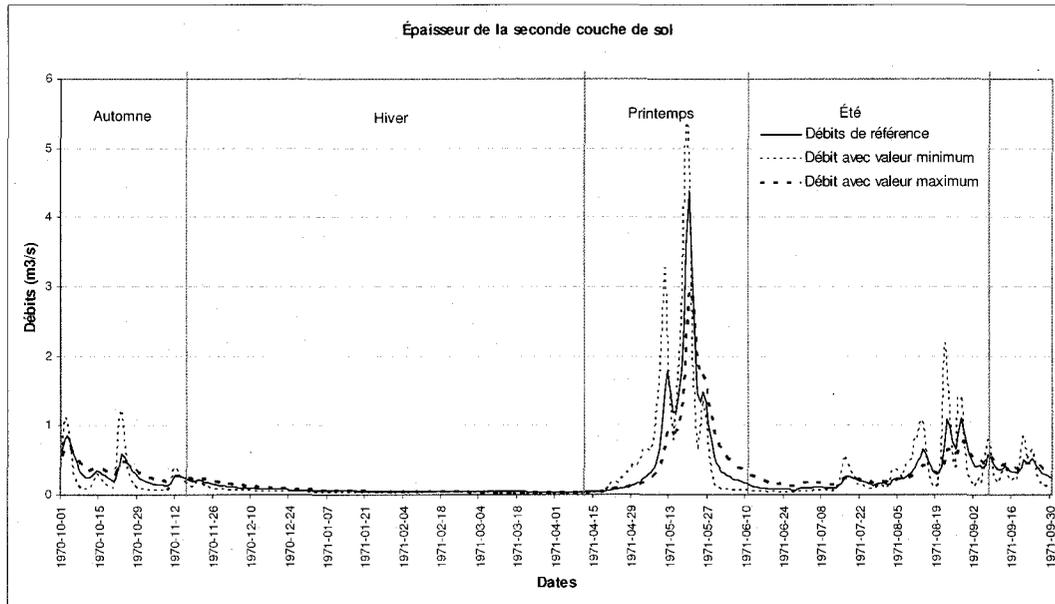


Figure 7.13 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de l'épaisseur de la deuxième couche de sol

7.4.12 Épaisseur de la troisième couche de sol

L'épaisseur de la troisième couche de sol influence la teneur en eau du sol de la troisième couche de sol (θ_3 , équation A.40), les flux verticaux entre les deuxième et troisième couches de sol ($q_{2,3}$, équation A.42), et le flux horizontal de la troisième couche de sol (Q_3 , équation 44, cf. annexe A). L'épaisseur de référence pour la troisième couche de sol est de 0.90 m. Les valeurs minimale et maximale utilisées pour l'étude de sensibilité sont 0.10 m et 2.00 m. Les figures 7.1 et 7.2 montrent que la valeur de ce paramètre n'a pas beaucoup d'influence sur les apports totaux du BEREV, et que ce sont surtout les apports hivernaux qui peuvent être diminués lorsqu'on s'écarte de la valeur de référence. Les indices de sensibilité relative montrent une légère sensibilité, à peu près linéaire et constante, sur les apports annuels (annexe C.1) et une sensibilité variable, importante en hiver (annexe C.3) et décroissante au printemps (annexe C.4) à l'été (annexe C.5), en passant par l'automne (annexe C.2). L'annexe D.12 montre que l'effet principal observé sur les courbes de débits classés sont des

augmentations de la probabilité de non dépassement pour les débits inférieurs à $0.07 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec la valeur minimale et pour les débits inférieurs à $0.10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec la valeur maximale. Les histogrammes saisonniers indiquent que c'est en hiver que les débits sont les plus perturbés. La figure 7.14, quant à elle, illustre que la variation de l'épaisseur de la troisième couche de sol n'a pas beaucoup modifié l'hydrogramme de référence. Seuls de légers écarts y sont observables au début de la fonte et au cours de l'hiver. La profondeur de la troisième couche de sol devrait idéalement être fixée en fonction de la profondeur du sol meuble. C'est ensuite la profondeur de la seconde couche de sol qui devrait être ajustée afin de caler le modèle. Il y a lieu de penser que l'épaisseur de la troisième couche de sol pourrait avoir une influence plus marquée sur les apports simulés si les profondeurs des UHRH étaient modélisées avec des profondeurs plus représentatives de ce qui est observé sur le BEREV. Dans le présent exercice, une profondeur de sol uniforme a été assignée à toutes les UHRH afin de simplifier la démarche d'analyse. Les comportements simulés par cette modélisation ne sont toutefois pas identiques à ceux qui pourraient être observés avec des UHRH aux profondeurs de sol hétérogènes.

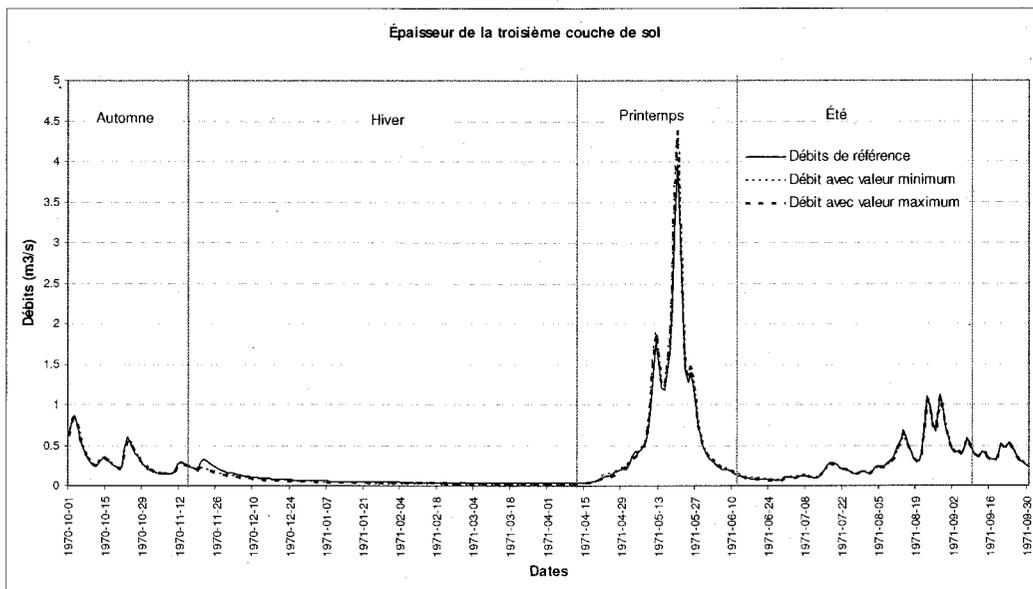


Figure 7.14 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de la profondeur de la troisième couche de sol

7.4.13 Le coefficient de récession

Le coefficient de récession contrôle la contribution de la troisième couche de sol à l'écoulement selon l'équation A.44. La valeur de référence pour ce paramètre est de $1 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$. La valeur minimale a été fixée à $1 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$, et la valeur maximale à $1 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$. La figure 7.1 montre que l'utilisation de la valeur maximale a provoqué une augmentation de moins de 5% des apports totaux. La figure 7.2 montre que les apports saisonniers ont été augmentés de façon importante, surtout en hiver, et qu'ils ont diminués de près de 50% au printemps. Les courbes de débits classés de l'annexe D.13 indiquent que la probabilité de non dépassement des débits inférieurs à $0.65 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ diminue, alors que celle des débits supérieurs augmente. Les histogrammes saisonniers montrent que les forts débits diminuent pour toutes les saisons. La figure 7.15 illustre l'effet de laminage qui se produit lorsqu'on augmente la valeur du paramètre. Les pointes de crue sont aplanies et l'écoulement de base est augmenté. Ce paramètre a été modifié quelques fois lors du calage afin d'ajuster l'écoulement de base comme le suggèrent Turcotte *et al.* (2003).

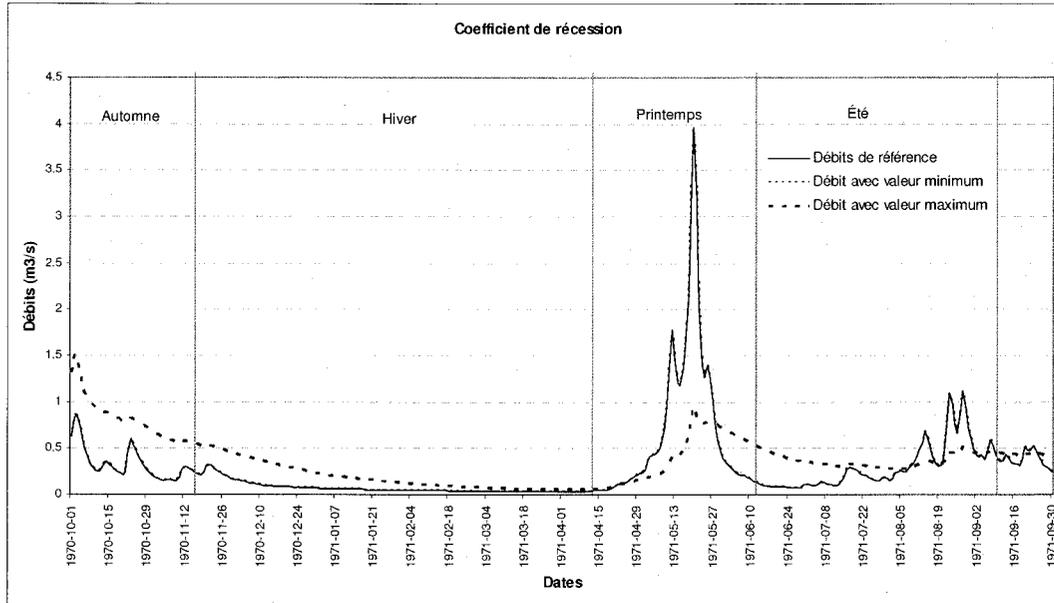


Figure 7.15 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient de récession

7.4.14 Coefficient additif d'optimisation de la classe de sol

Le coefficient additif d'optimisation de la classe de sol fait varier l'ensemble des propriétés hydraulique du sol ($\theta_s, \theta_c, \theta_{pf}, k_s, \Psi, \lambda, \alpha$) selon la classe de sol sélectionnée dans la liste du fichier « proprietehydrauliquesol.sol » (tableau A.2, annexe A). Les différents types de sol sont classés dans cette liste en huit classes débutant par le sol à texture la plus grossière, soit le sable, et se terminant par le sol à texture la plus fine, soit l'argile. En modifiant le coefficient additif d'optimisation de la classe de sol on change la classe de sol en remontant dans la liste pour une valeur négative et en descendant pour une valeur positive. La classe de sol présente sur l'ensemble du BEREV correspond au sable loameux, soit la deuxième classe de la liste. La valeur minimale choisie est de -1, ce qui modifie la classe de sol à «sand» (sable), et la valeur maximale de 3, ce qui correspond à la classe «silt loam» (loam limoneux). Les valeurs des propriétés hydrauliques du sol sont utilisées dans les fonctions de transfert entre

les différentes couches de sol. Les figures 7.1 et 7.2 révèlent que l'utilisation des propriétés hydrauliques d'un sol plus sableux a eu un effet négligeable sur les apports totaux et saisonniers. En hiver, toutefois, les apports ont quand même été réduits de plus de 10%. L'utilisation des propriétés d'un sol plus argileux a légèrement diminué les apports totaux et printaniers, alors que les apports hivernaux ont été augmentés de près de 20%. La figure 7.16 indique que les pointes de crue ont tendance à être légèrement plus élevées avec les propriétés hydrauliques d'un sol plus sableux, alors qu'on observe l'effet inverse avec un sol plus argileux. Les courbes de débits classées de l'annexe D.14 montrent que la probabilité de non dépassement des débits inférieurs à $0.12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ augmente lorsqu'on utilise les propriétés hydrauliques d'un sol plus sableux. Lorsqu'on utilise les propriétés hydrauliques d'un sol plus argileux, la probabilité de non dépassement des débits inférieurs à $0.30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ diminue légèrement, alors que celle des débits supérieurs à cette valeur augmente légèrement. On observe aussi que la probabilité de non dépassement des très faibles débits, c'est-à-dire ceux inférieurs à $0.40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, augmente. Les histogrammes saisonniers montrent que l'écoulement se produisant au cours des pointes de crues automnales et estivales diminue lorsque le sol est plus argileux. En hiver les débits sont augmentés de façon générale lorsque le sol est plus argileux, et diminués lorsqu'il est plus sableux. Ce paramètre a été fixé au type de sol correspondant aux dépôts observés sur le bassin versant modélisé et n'a pas été modifié par la suite. Pour une étude de sensibilité indépendante de chacun des paramètres hydrauliques du sol, il est possible de consulter l'étude de Saameli (1995).

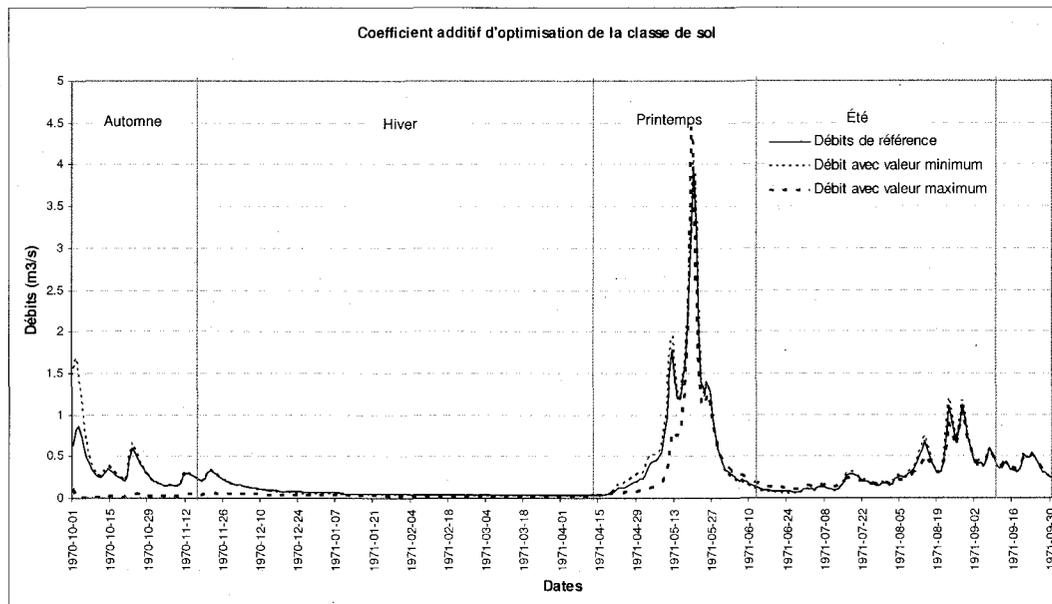


Figure 7.16 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient additif d'optimisation de la classe de sol

7.4.15 Variation maximale de l'humidité relative du sol par pas de temps

La variation maximale de l'humidité relative du sol par pas de temps affecte le taux de transfert entre les couches de sol. Elle ne constitue pas un paramètre lié à des caractéristiques physiques du sol, et sert à limiter les instabilités numériques provoquant des oscillations des valeurs d'humidité relative du sol, particulièrement entre les première et seconde couches de sol. Plus cette valeur est faible plus les instabilités sont filtrées. Ceci allonge toutefois le temps de calcul. C'est pourquoi le calage a été fait avec une valeur très faible de 0.001. Une valeur de 1.00 a été utilisée comme valeur maximale pour cette étude. La figure 7.1 montre que l'augmentation de la valeur de ce paramètre réduit les apports totaux et saisonniers, sauf en hiver où les apports ont été augmentés. On peut observer l'augmentation des apports hivernaux sur les hydrogrammes

de la figure 7.17. Les courbes de débits classés de l'annexe D.15 montrent que la probabilité de non dépassement des débits inférieurs à $0.07 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et celle des débits supérieurs à $0.12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, augmente lorsqu'on utilise la valeur maximale pour ce paramètre. Les histogrammes saisonniers montrent que les apports hivernaux se concentrent davantage dans les débits plus élevés lorsque la valeur du paramètre est élevée. Ce paramètre n'a pas été modifié lors du calage.

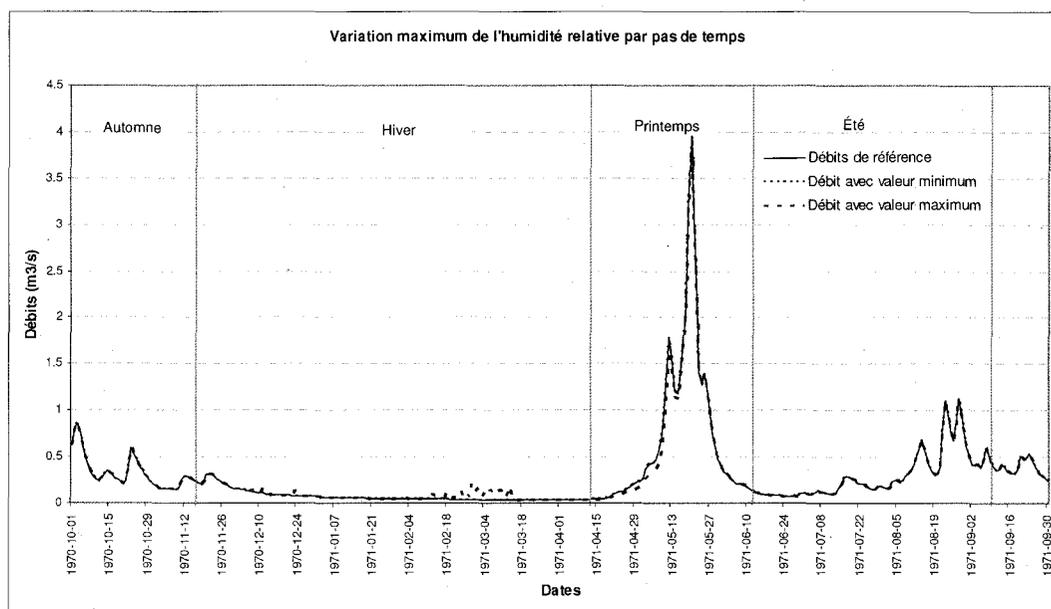


Figure 7.17 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient de variation maximum de l'humidité relative par pas de temps

7.4.16. Coefficient de friction de Manning

Le coefficient de friction de Manning affecte l'écoulement à la surface du bassin selon l'équation A.51 (annexe A). Plus le coefficient n est élevé, plus l'eau qui s'écoule en surface est retardée. Le coefficient de friction de Manning peut prendre des valeurs différentes pour différents milieux. Dans cette étude, seule la valeur correspondant à la forêt résineuse (qui occupe 97% de la superficie du bassin versant) a été modifiée. Pour le calage, une valeur de 0.3 a été utilisée. Pour l'étude de sensibilité, des valeurs minimale et maximale de 0.03 et 1 ont été

employées. La valeur de 0.03 correspond à celle utilisée pour une rivière où il n'y a que très peu d'obstacles à l'écoulement. Les figures 7.1, 7.2, et les graphiques des annexes D et E.16 indiquent que ce paramètre n'a pas d'impact sur les apports totaux ou saisonniers. La figure 7.18 illustre qu'il y a une très faible augmentation des pointes lorsqu'on réduit la valeur du paramètre, et une très faible diminution lorsqu'on l'augmente. Ce paramètre n'a pas été ajusté lors du calage étant donné son faible impact sur la modélisation de l'écoulement sur le BEREV et le temps de calcul nécessaire à la génération des hydrogrammes géomorphologiques de référence (HGM). L'épaisseur de la lame d'eau utilisée pour la génération des HGM affecte aussi l'importance que peut avoir la valeur du coefficient de Manning. Plus la lame est épaisse, moins l'écoulement sera retardé. Une lame de 0.006 m a été utilisée pour le calage sur le BEREV. Il est aussi raisonnable de penser que ce coefficient aurait plus de poids sur la modélisation de l'écoulement d'un bassin versant plus grand, avec un temps de réponse moins rapide que celui du BEREV. Son influence étant étroitement liée à la taille des UHRH composant le bassin versant.

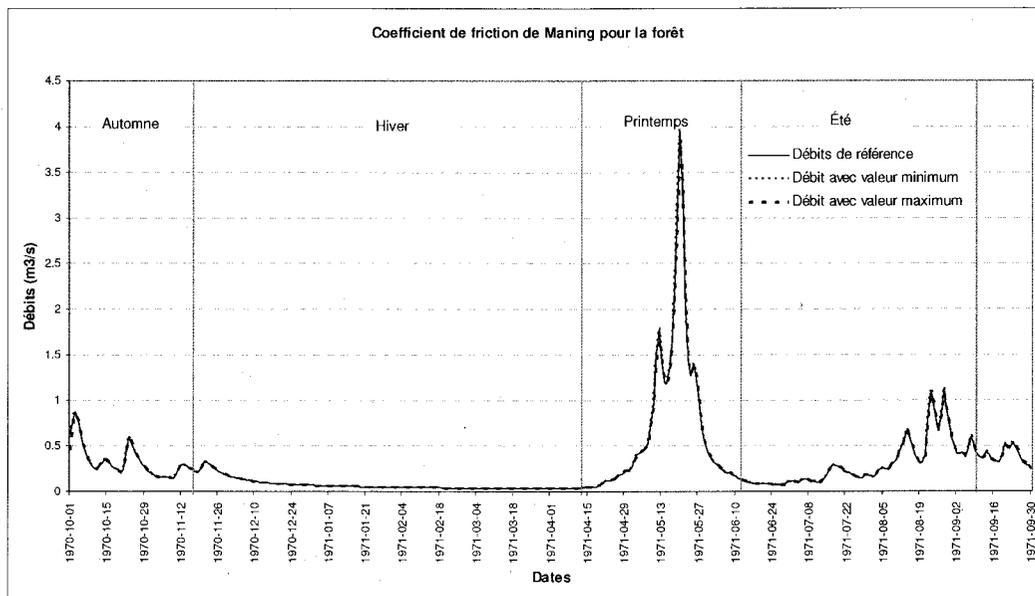


Figure 7.18: Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence du coefficient de friction de Manning

7.4.17 Indice foliaire

L'indice foliaire représente la densité du couvert végétal et intervient dans le calcul de l'évaporation maximale (E_m) au sol selon l'équation A.45 (annexe A). Pour l'étude de sensibilité, des valeurs minimale et maximale de l'indice foliaire de 0 et 10 ont été utilisées. L'indice foliaire n'est pas un paramètre pouvant être modifié dans l'interface d'HYDROTEL, mais plutôt dans le fichier d'indice foliaire contenu dans le dossier « physio » du projet HYDROTEL (cf. section 4.5). Le tableau 4.5 présente un exemple d'un fichier d'indice foliaire. L'indice foliaire peut ainsi être déterminé indépendamment pour chaque occupation du sol, et changé au cours de l'année suivant les périodes de croissance de la végétation. Comme il est possible d'associer un fichier d'indice foliaire différent pour chaque année, l'évolution de la végétation au cours des années peut aussi être simulée. Pour cette étude, c'est l'indice foliaire de l'ensemble de la forêt résineuse (occupant 97% de la superficie du BEREV) qui a été modifié. Les figures 7.1, 7.2, et les graphiques des annexes D et E.16 démontrent que la variation de ce paramètre n'a eu qu'un impact négligeable sur les apports et les débits pour la plage de valeurs sélectionnées. Le faible impact de l'indice foliaire sur la simulation des apports s'explique par le fait qu'on ne tient pas compte de la conductance stomatale dans le calcul de l'évapotranspiration potentielle, d'une part, et qu'on ne simule pas l'interception des précipitations par le feuillage.

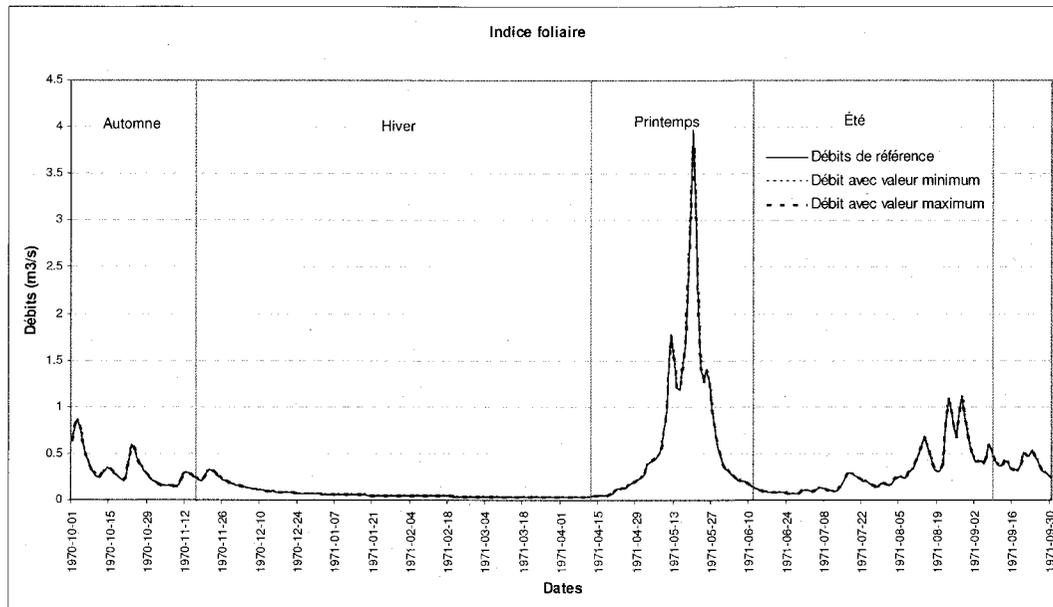


Figure 7.19 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de l'indice foliaire

Toutefois, ce paramètre ne devrait pas être modifié sans modifier simultanément les paramètres du seuil de température de la fonte de la neige, et du taux de fonte dans l'air dans le sous-modèle de fonte de la neige. En modifiant ces paramètres, l'impact sur les apports totaux demeure négligeable, mais on observe un décalage de la fonte printanière. La figure 7.20 illustre ce décalage pour une température seuil de la fonte de -3 et un taux de fonte de dans l'air de 8.2, associés à un indice foliaire nul (cf. chapitre 10 pour le détail de la détermination de ces valeurs), et pour une température seuil de 2 et un taux de fonte de 4.9, associés, en supposant une relation linéaire, à un indice foliaire de 10.

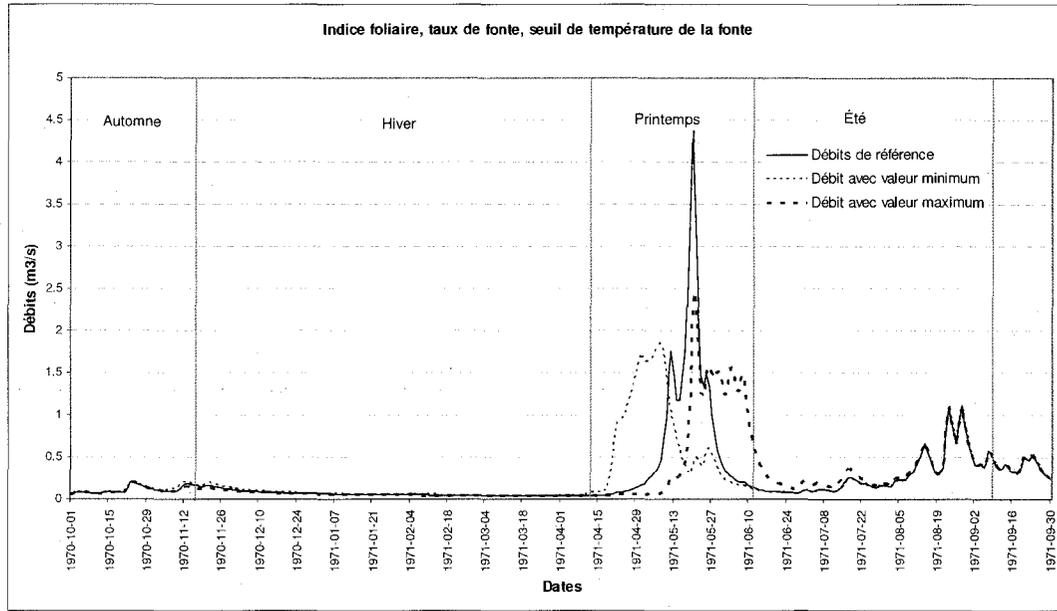


Figure 7.20 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de l'indice foliaire combiné à la modification du taux de fonte et de la température seuil de la fonte

7.4.18 Profondeur des racines

Tout comme l'indice foliaire, la profondeur des racines n'est pas un paramètre pouvant être modifié dans l'interface d'HYDROTEL, mais plutôt dans le fichier d'indice foliaire contenu dans le dossier « physio » du projet HYDROTEL (cf. section 4.5). On peut donc faire évoluer la profondeur des racines selon les différentes occupations du sol et selon la croissance des plantes au cours d'une année. Le tableau 4.7 est un exemple d'un fichier de profondeur de racines. Pour cette étude, c'est la profondeur du système racinaire de la forêt résineuse qui a été modifiée. La valeur de référence correspond à la profondeur d'enracinement moyenne, soit 0.30 m, alors que les valeurs minimale et maximale ont été fixées à 0 et 1.90 m, la valeur maximale correspondant à la profondeur de la troisième couche de sol. Les figures 7.1 et 7.2 indiquent que lorsque la profondeur des racines est fixée à 0, les apports totaux et saisonniers augmentent considérablement (près de 20% au printemps, près de 30% en

automne, en hiver, et sur l'année complète, et plus de 50% en été). Par contre, lorsqu'on augmente la profondeur des racines jusqu'à la troisième couche de sol, aucun changement n'est observé par rapport à la simulation de référence, ni sur les apports, ni sur les indices de sensibilité relative. La profondeur des racines est prise en compte dans le calcul de la teneur en eau moyenne de la couche de sol occupée par le système racinaire, et cette teneur en eau moyenne sert ensuite à calculer le coefficient d'assèchement C_r utilisé dans l'équation A.49 (annexe A). Après avoir analysé les lignes de code du programme (annexe I), il apparaît que la valeur de la teneur en eau moyenne calculée à partir de la profondeur du système racinaire n'affecte pas le coefficient d'assèchement C_r et le calcul de la transpiration (figure I.1, en annexe). Le paramètre de profondeur racinaire n'influence donc pas la transpiration, mais il modifie la détermination subséquente de la teneur en eau des couches de sol traversées par les racines (cf. annexe I). Les courbes de débits classés de l'annexe D.17 montrent, que la probabilité de non dépassement de tous les débits a diminuée avec une profondeur des racines égale à 0, alors que la courbe produite avec la valeur maximale n'est pas différente de celle produite avec la valeur de référence. Les histogrammes saisonniers montrent que l'écoulement tend à être décalé vers les classes de débits supérieurs, surtout en automne, en été et en hiver, avec la valeur minimale. La figure 7.21 illustre que la diminution de la profondeur des racines à 0 m provoque un effet similaire à celui de la diminution du coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP (figure 7.11) puisque dans les deux cas c'est la quantité d'eau évapotranspirée qui diminue. Ce paramètre n'a pas été ajusté au cours du calage, mais vu son impact important sur l'écoulement lorsqu'on place sa valeur à 0, il constitue un des paramètres principaux à considérer dans la modélisation de l'impact des coupes forestières sur l'écoulement.

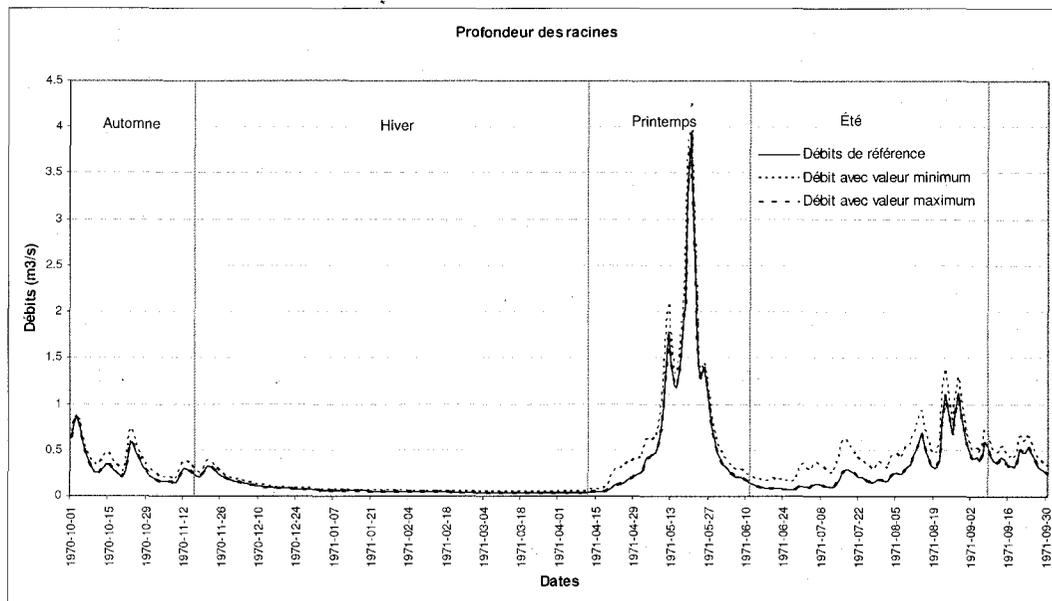


Figure 7.21 : Hydrogrammes de l'année 1971 avec les valeurs minimale, maximale et de référence de la profondeur des racines

7.5 Conclusion sur la caractérisation des paramètres

Les résultats de la caractérisation des paramètres montrent que les paramètres ayant un impact important sur les apports totaux sont : le gradient vertical des précipitations, le coefficient multiplicatif de l'ETP, la variation maximale de l'humidité relative du sol par pas de temps, bien qu'il ne s'agisse pas d'un paramètre à proprement parler, et la profondeur des racines. Pour l'application du modèle sur le BEREV, la variation maximale de l'humidité relative du sol par pas de temps a été fixée à une valeur très basse (0.001) pour limiter les instabilités numériques provoquant des oscillations des valeurs d'humidité entre les couches de sol. La profondeur des racines doit correspondre à ce qui est observé sur le terrain. De plus, la variation de la profondeur des racines, lorsqu'elle est plus grande que 0, n'a pas affecté les simulations. Il ne reste donc que trois paramètres susceptibles d'être modifiés lors du calage pour ajuster les apports totaux. Le gradient vertical des précipitations influence la quantité de

précipitations totales reçues sur les UHRH du bassin versant. L'indice de sensibilité relative n'a pu être calculé près de la valeur de référence, celle-ci étant égale à 0, mais les essais lors du calage ont démontré que des variations de l'ordre de $0.1 \text{ mm} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$, près de la valeur de référence, étaient suffisantes pour affecter les apports totaux. Les apports saisonniers sont tous amplifiés lorsqu'on augmente la valeur de ce paramètre. Ce coefficient ne devrait pas être modifié lorsque les données pluviométriques utilisées sont fiables. Le coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP affecte la quantité d'eau évapotranspirée à la surface et dans les trois couches de sol. En augmentant sa valeur, on provoque une diminution des apports totaux et saisonniers. L'effet inverse se produit lorsqu'on diminue sa valeur. Ce coefficient a démontré une grande influence sur les apports près de sa valeur de référence. Les coefficients multiplicatifs de l'ETP utilisés pour les calages avec des UHRH aux profondeurs hétérogènes étaient plus élevés que ceux utilisés pour le calage avec une profondeur de sol uniforme pour toutes les UHRH. Ceci démontre que lorsque les profondeurs de sol ne sont pas modélisées adéquatement, ce coefficient doit être modifié pour balancer le bilan hydrologique. Suivant cette observation, il apparaît que la profondeur totale du sol, bien que ce ne soit pas démontré dans cet exercice, puisse aussi avoir un impact sur la production des apports totaux. D'autres paramètres comme le gradient vertical de la température, l'épaisseur des deuxième et troisième couches de sol, le coefficient de récession et le coefficient additif de la classe de sol, ont eu un certain impact sur les apports totaux, mais les écarts associés à leur variation étaient inférieurs à 5% des apports de référence.

La profondeur de la deuxième couche de sol s'est révélée être un paramètre très important pour ajuster l'amplitude des pics de crues estivaux et printaniers. La profondeur de la troisième couche de sol doit idéalement correspondre à la profondeur réelle du sol. L'épaisseur de la troisième couche de sol détermine, en combinaison avec le coefficient de récession, l'écoulement de base. Ce dernier paramètre ayant toutefois pour effet de laminier l'écoulement, il a du être fixé à

une valeur basse lors du calage sur le BEREV pour ne pas diminuer l'amplitude des pics de crues. Ce réglage a peut-être été nécessaire pour simuler les crues générées par l'écoulement préférentiel (Beckers et Alila, 2004).

Le gradient vertical de la température et les paramètres du modèle d'accumulation et de fonte de la neige affectent essentiellement la crue printanière, même si le gradient vertical des températures peut avoir un certain impact sur les apports totaux via son effet sur l'évapotranspiration. Parmi eux, le gradient vertical de la température, le taux de fonte à l'interface neige-sol, et le taux de fonte dans l'air, sont ceux qui présentent les indices de sensibilité relative les plus élevés pour les périodes saisonnières. Le seuil de température de la fonte, bien que son coefficient de sensibilité relative n'ait pu être calculé, exerce aussi une grande influence sur le décalage de la fonte. Si on fixe la valeur du taux de fonte à l'interface sol-air à 0.59, comme proposé par Turcotte *et al.* (2006), et qu'on admet un gradient vertical de la température de -0.5°C , il ne reste que deux paramètres principaux pour ajuster les pics de crue de fonte.

Outre les paramètres écartés lors de la première phase de la caractérisation, la profondeur de la première couche de sol, la constante de tassement de la neige, la densité maximale du couvert de neige, le coefficient de rugosité de Manning et l'indice foliaire, sont les paramètres qui ont eu le moins d'influence sur la simulation des apports et des débits.

On doit noter cependant que l'indice foliaire ne devrait pas être modifié sans ajuster simultanément les paramètres du seuil de température de la fonte et du taux de fonte dans l'air. Le tableau 7.3 montre d'ailleurs l'interaction qu'il peut y avoir entre différents paramètres. Dans ce tableau, la modification du paramètre dans la première colonne peut nécessiter d'ajuster les paramètres sélectionnés dans les colonnes suivantes. Ainsi, lorsqu'on modifie l'indice foliaire pour simuler un changement dans le couvert végétal, il faut aussi potentiellement modifier le seuil de température de la fonte, le taux de fonte dans l'air, la profondeur des

racines, la hauteur de la végétation et le coefficient de friction de Manning. Tous ces paramètres servent à définir l'influence de la végétation dans le modèle, et doivent donc être ajustés ensemble. Il en va de même lorsqu'on modifie la hauteur de la végétation (utilisée avec la formule d'évapotranspiration de Penman) et la profondeur des racines. Les profondeurs de sols ne peuvent être modifiées indépendamment l'une de l'autre puisque la modification de la profondeur d'une des couches de sol de BV3C affecte en fait l'épaisseur de deux couches de sol. L'épaisseur de la troisième couche de sol doit aussi être ajustée en combinaison avec le coefficient de récession, puisque ce sont les deux paramètres qui déterminent l'écoulement de base simulé par le modèle. De nombreuses autres interactions existent entre les différents paramètres. Ainsi chaque paramètre ayant un impact sur les apports totaux peut potentiellement influencer tous les autres paramètres ayant aussi un impact sur les apports totaux. De même les paramètres influençant le synchronisme peuvent influencer les autres paramètres ayant un effet sur le synchronisme. Le tableau 7.3 illustre les influences potentielles entre les différents paramètres pour les sous-modèles sélectionnés pour la modélisation du régime hydrologique du BEREV (la hauteur de la végétation est incluse dans le tableau, bien que la formule d'évapotranspiration de Penman n'ait pas été utilisée, et la variation maximale de l'humidité relative par pas de temps n'est pas présentée puisqu'il ne s'agit pas d'un paramètre).

Tableau 7.3 : Interactions entre les paramètres

	Gradient vertical des précipitations (mm/100m)	Gradient vertical de la température (°C/100m)	Température de passage de la pluie en neige (°C)	Taux de fonte neige-sol (mm/j)	Densité maximale du couvert nival (kg/m3)	Constante de tassement	Taux de fonte dans l'air (forêt, mm/jour·°C)	Seuil de Température de la fonte (forêt, °C)	Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP	Indice foliaire	Profondeur racinaire (m)	Hauteur de la végétation: forêt (m)	Profondeur de la couche 1 (m)	Profondeur de la couche 2 (m)	Profondeur de la couche 3 (m)	Coefficient de récession (m/h)	Coefficient additif d'optimisation de la classe du sol	Coefficient de Manning pour la forêt
Gradient vertical des précipitations (mm/100m)	A								A				A	A	A	A	A	
Gradient vertical de la température (°C/100m)	A	S	S	S	S	S	S	S	A				AS	AS	A	A	AS	S
Température de passage de la pluie en neige (°C)	S		S	S	S	S	S	S									S	S
Taux de fonte neige-sol (mm/j)	S	S		S	S	S	S	S					S	S			S	S
Densité maximale du couvert nival (kg/m3)	S	S	S		S	S	S	S					S	S			S	S
Constante de tassement	S	S	S	S		S	S	S					S	S			S	S
Taux de fonte dans l'air (forêt, mm/jour·°C)	S	S	S	S	S		S						S	S			S	S
Seuil de Température de la fonte (forêt, °C)	S	S	S	S	S	S	S						S	S			S	S
Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP	A	A								A	A	A	A	A	A	A	A	
Indice foliaire	A	A					S*	S*	A	A*	A*	A	A	A	A	A	A	S*
Profondeur racinaire (m)	A	A							A	A*	A*		A	A	A	A	A	S*
Hauteur de la végétation: forêt (m)	A	A							A	A*	A*		A	A	A	A	A	S*
Profondeur de la couche 1 (m)	A	AS	S	S	S	S	S	S	A	A	A	A		AS*	A	A	AS	S
Profondeur de la couche 2 (m)	A	AS	S	S	S	S	S	S	A	A	A	A	AS*		A	A	AS	S
Profondeur de la couche 3 (m)	A	A							A	A	A	A	A	A*		AS*	A	S
Coefficient de récession (m/h)	A	A							A	A	A	A	A	A	AS*		AS	S
Coefficient additif d'optimisation de la classe du sol	A	AS	S	S	S	S	S	S	A	A	A	A	AS	AS	A	A		S
Coefficient de Manning pour la forêt		S	S	S	S	S	S	S		S	S	S	S	S	S	S	S	

Codes :

A : Influence sur les apports totaux

S : Influence sur le synchronisme de l'écoulement

* : Le paramètre de la première colonne doit être ajusté conjointement à ce paramètre (pour respecter la représentativité physique au niveau des paramètres de végétation, et car les profondeurs des couches de sols sont interdépendantes au niveau des paramètres de BV3C).

G : Les paramètres en gras constituent normalement des données d'entrées dont les valeurs sont fixes, alors que les autres paramètres peuvent être modifiés lors du calage.

8. MODIFICATION D'HYDROTEL POUR TENIR COMPTE DE LA DISTRIBUTION SPATIALE DU COEFFICIENT DE MANNING

Comme mentionné au chapitre 2, la version originale d'HYDROTEL considère un coefficient de friction de Manning moyen lors du calcul de l'écoulement maille à maille, selon l'équation A.51 (annexe A), pour générer un hydrogramme géomorphologique de référence (HGM). Cet HGM est ensuite utilisé pour répartir l'écoulement dans le temps des apports provenant des précipitations et de la fonte de la neige sur l'unité hydrologique de référence, l'UHRH, jusqu'au tronçon du réseau hydrographique de cette UHRH. Le coefficient de friction utilisé correspond ainsi au coefficient de friction de Manning de chaque occupation du sol, pondéré par la fraction de la superficie qu'elle occupe sur l'UHRH. Afin de vérifier s'il est possible de mieux simuler l'effet de la répartition spatiale des coupes forestières dans l'espace à l'intérieur d'une UHRH, une nouvelle version d'HYDROTEL a été développée par Alain Royer de l'INRS-ETE. Cette nouvelle version assigne à chaque maille du modèle numérique d'altitude un coefficient de friction de Manning correspondant à l'occupation du sol telle que définie par la matrice des occupations du sol. Ainsi le modèle tient compte de la répartition spatiale des occupations du sol lors de la génération de l'HGM. Ce chapitre vise à vérifier si cette modification peut améliorer les simulations de l'écoulement suite à des récoltes forestières réparties dans l'espace.

L'étude de sensibilité du chapitre 7 a démontré que le coefficient de friction de Manning, prenant des valeurs se situant dans la plage habituellement utilisée pour ce coefficient, avait peu d'importance dans la génération des hydrogrammes des débits simulés sur le BEREV. Un des paramètres, l'épaisseur de la lame d'eau de référence lors de la génération des HGM, n'a toutefois pas été modifié lors de cette étude de sensibilité. Ce paramètre influence le poids accordé à une valeur donnée du coefficient de Manning. Afin de connaître l'influence de chaque

paramètre d'HYDROTEL dans la génération des HGM, un exercice semblable à celui du chapitre 7 a été réalisé, visant à faire varier chaque paramètre du sous-modèle d'écoulement sur la partie terrestre du bassin, pour vérifier l'impact sur les HGM générés. Une comparaison entre les HGM générés à partir de la version originale d'HYDROTEL, qui assigne un coefficient de friction de Manning moyen à toutes les mailles de l'UHRH, et la nouvelle version d'HYDROTEL, qui assigne à chaque maille le coefficient de friction de sa classe d'occupation du sol, permet de vérifier s'il y a une différence importante entre les deux méthodes de calcul de l'écoulement à la surface du bassin versant.

8.1 Caractérisation de l'impact des paramètres du sous-modèle d'écoulement sur la partie terrestre du bassin

HYDROTEL permet de modifier quatre paramètres dans le sous-modèle d'écoulement sur la partie terrestre du bassin, soit : le coefficient de friction de Manning pour trois occupations du sol différentes, et l'épaisseur de la lame d'eau de référence pour le calcul des HGM. Pour cet exercice, seuls trois paramètres ont été modifiés par rapport à leur valeur utilisée lors du calage, soit le coefficient de friction de Manning pour la forêt, dont la valeur de calage a été fixée à 0.3, le coefficient de friction de Manning pour la coupe, qui n'a pas été utilisé lors du calage puisqu'il n'y avait pas de coupe lors de la période sélectionnée, et l'épaisseur de la lame d'eau de référence, dont la valeur de calage était de 0.006 m. Un coefficient de friction de Manning de 0.1 a été attribué aux dénudés humides, qui occupent environ 1% de la superficie du BEREV, et n'a pas été modifié. Différentes valeurs ont donc été attribuées tour à tour au coefficient de friction de Manning pour la forêt, au coefficient de Manning pour la coupe, et à l'épaisseur de la lame d'eau de référence, en conservant la valeur de calage pour les deux autres paramètres. L'impact de ces modifications a été observé, pour une discrétisation en 26 UHRH, sur les HGM produits sur un pas de temps journalier à l'exutoire du sous-bassin 7a, dont la coupe forestière d'un seul tenant représente 83% de la superficie, à l'exutoire du sous-bassin 6, où les coupes

forestières par trouées occupent 28% de la superficie et sont réparties sur l'ensemble du sous-bassin, et à l'exutoire du BEREV, où le total des coupes occupent 28% et sont réparties tel qu'illustré par la figure 3.2. Le tableau 8.1 présente l'ensemble des valeurs utilisées pour générer les HGM de l'annexe E.

Tableau 8.1 : Valeurs des paramètres correspondant à la génération des HGM de l'annexe E1 à E9

	Coefficient de Manning pour la forêt	Coefficient de Manning pour la coupe	Épaisseur de la lame de référence
HGM 1	3.0	0.1	0.006
	0.9		
	0.3		
	0.1		
HGM 2	0.3	0.3	0.006
		0.1	
		0.01	
HGM 3	0.3	0.1	0.001
			0.002
			0.006
			0.01
			0.02

Les HGM de l'annexe E montrent que tout l'écoulement sur la partie terrestre du BEREV atteint l'exutoire après deux jours, peu importe la valeur des paramètres utilisée, sauf lorsque la valeur du coefficient de Manning est de 3 (cf. figure E.1 en annexe). L'écoulement se répartit alors sur quatre jours. Une valeur de 3, pour ce coefficient, est toutefois largement exagérée lorsqu'on se réfère aux valeurs habituellement utilisées dans la littérature. Ceci explique pourquoi un indice de sensibilité quasi nul a été calculé au chapitre 7 sur les apports annuels et saisonniers pour une variation du coefficient de Manning variant de 0.03 à 1. Comme tout l'écoulement se produit sur une période de deux jours, peu importe la valeur du paramètre, les apports produits ne peuvent pas être décalés de plus d'une journée. On peut supposer que la variation d'un coefficient de Manning aurait plus d'impact sur la génération de HGM s'étendant sur plusieurs pas de temps. Les effets sur les hydrogrammes des débits simulés seraient aussi plus apparents. Les HGM des figures E.1 et E.2 de l'annexe indiquent que l'écoulement est ralenti lorsqu'on augmente la valeur du coefficient de Manning. Ils montrent aussi que l'importance du coefficient de Manning, attribué à une

occupation du sol donnée, sur la génération des HGM, est proportionnelle à la superficie occupée par cette occupation du sol. Ainsi les HGM produits à l'exutoire du sous-bassin 6 et du BEREV ont été davantage modifiés par la modification du coefficient de Manning pour la forêt que par la modification du coefficient de Manning pour la coupe, alors que l'inverse a été observé sur le sous-bassin 7a. Pour ce qui est de la modification de la lame d'eau de référence, plus cette dernière est mince, plus l'écoulement est ralenti (cf. figure E.3 en annexe). Une diminution de l'épaisseur de la lame d'eau de référence agit donc de façon similaire à l'augmentation de la valeur des coefficients de friction de Manning.

8.2 Comparaison des HGM produits avec l'utilisation de coefficients de friction de Manning moyen et distribué en fonction des classes d'occupation du sol

La figure 8.1 montre la différence entre l'HGM produit à l'exutoire du BEREV avec la version originale d'HYDROTEL, et celui produit avec la nouvelle version. Des valeurs de 0.3, 0.1, 0.1 et 0.006 ont été utilisées respectivement pour les coefficients de friction de Manning de la forêt, de la coupe, des dénudés humides, et l'épaisseur de la lame d'eau de référence.

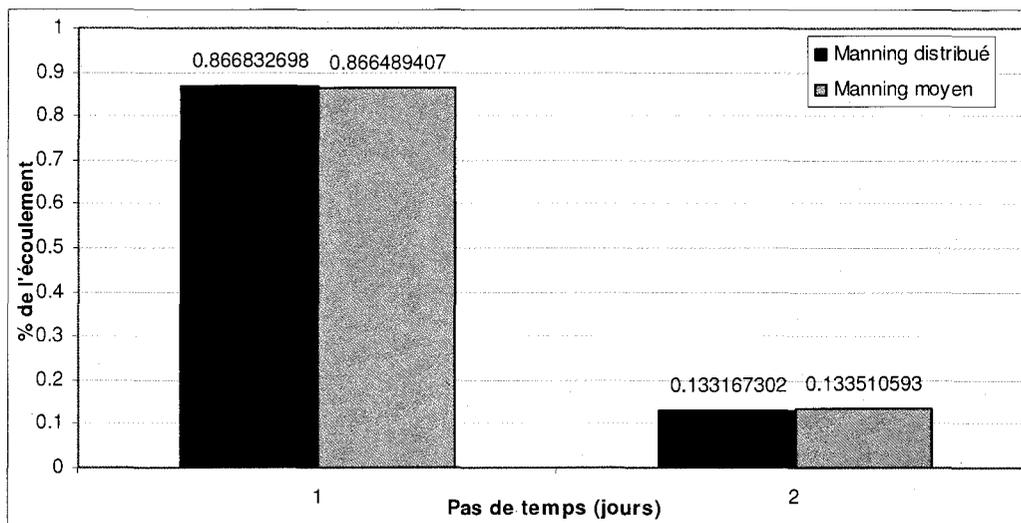


Figure 8.1 : Comparaison des HGM produits par l'utilisation de coefficients de Manning moyen et distribué en fonction des classes d'occupation du sol : Coefficient de Manning pour la forêt : 0.3, coefficient de Manning pour la coupe : 0.1, épaisseur de la lame de référence : 0.006

Les HGM produits à l'exutoire des sous-bassins 6 et 7a se retrouvent à l'annexe E.4. Tout comme celui de la figure 8.1, ils indiquent que la différence entre l'écoulement produit est de l'ordre de moins de 1%, et à peine perceptible sur le graphique. Afin de vérifier quel pourrait être l'écart maximal des différentes méthodes de calcul de l'écoulement à la surface du bassin, des valeurs extrêmes des paramètres de 3, 0.01, 0.1 et 0.001, selon l'ordre mentionné plus haut, ont été utilisées pour produire les HGM de l'annexe E.5. La figure 8.2 présente les HGM produits à l'exutoire du BEREV avec ces valeurs.

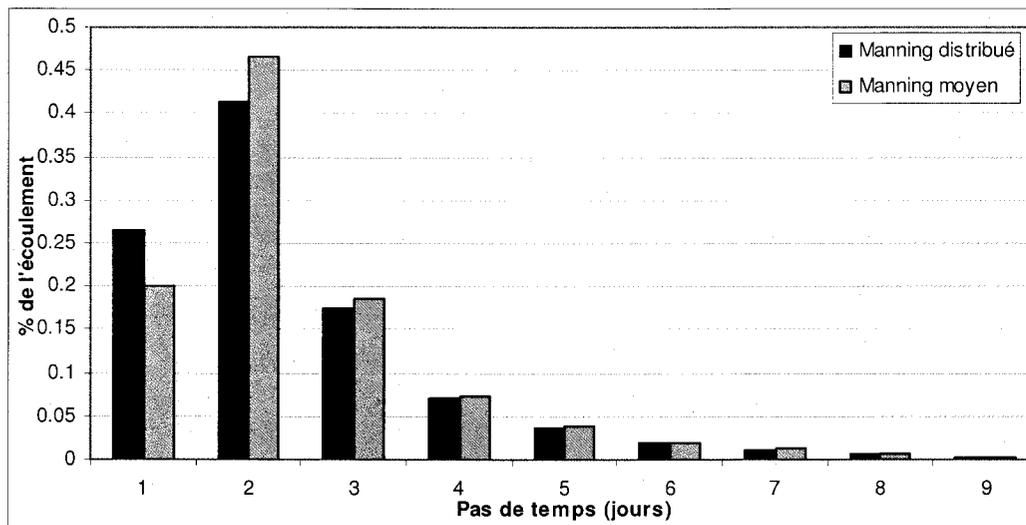


Figure 8.2 : Comparaison des HGM produits par l'utilisation de coefficients de Manning moyen et distribué en fonction des classes d'occupation du sol : Coefficient de Manning pour la forêt : 3.0, coefficient de Manning pour la coupe : 0.01, épaisseur de la lame de référence : 0.001

Ces HGM montrent que les différences entre les écoulements journaliers produits vont en décroissant, et qu'après la troisième journée cette différence est de moins de 1% de l'écoulement total. La différence maximale observée est de l'ordre de 20% de l'écoulement total sur l'HGM du sous-bassin 7a (annexe E.5). L'écart entre les coefficients de Manning utilisés est toutefois démesuré par rapport à ce qui peut être observé sur le terrain puisqu'une valeur de 3 est largement supérieure aux coefficients habituellement utilisés, et une valeur de 0.01 correspond à ce qui pourrait être observé dans un lit de rivière lisse et sans obstacle. On peut donc conclure que les simulations produites avec la version adaptée d'HYDROTEL et la version originale seront en pratique, identiques sur les petits bassins pour un pas de temps journalier. De très légères différences pourraient être observées sur un pas de temps horaire, ou sur un bassin plus gros, mais ces dernières seraient sans doute négligeables par rapport à l'erreur de simulation des débits.

9. IMPACT DE LA RÉCOLTE FORESTIÈRE SUR L'ÉCOULEMENT

9.1 *Synthèse des connaissances sur les apports annuels et saisonniers*

Une revue de littérature sur l'influence des coupes forestières sur l'écoulement (Plamondon, 1993) permet d'affirmer ce qui suit :

Il existe un lien direct entre la proportion du territoire coupée à blanc et le débit annuel. Toutefois, d'autres points importants influencent l'impact d'une coupe sur le débit annuel. Il faut également tenir compte du climat, de la surface foliaire du peuplement forestier, de la vigueur des arbres, de la nature de la végétation demeurant après coupe, et de la quantité de débris laissés sur le parterre de coupe.

Pour l'écoulement d'étiage, l'effet de la forêt est similaire à celui de l'écoulement annuel. Comme l'évapotranspiration de la forêt excède souvent l'apport en eau obtenue lors des précipitations durant certaines périodes estivales, la coupe de la forêt aura donc pour effet d'augmenter les débits d'étiages estivaux (sauf pour certains cas particuliers). Les étiages d'hiver, par contre, sont séparés de l'évapotranspiration estivale par la période automnale de recharge de la réserve d'eau du sol. La coupe forestière aura donc peu d'effets sur les débits d'étiage survenant avant la fonte des neiges.

(Plamondon, 1993)

Toujours selon cette revue de littérature, un grand nombre de facteurs reliés au climat et à la végétation sont responsables de la variabilité spatiale des effets de la coupe sur l'écoulement. C'est cependant par l'évapotranspiration et l'interception que la forêt intervient principalement sur le cycle hydrologique.

La coupe forestière réduit l'évapotranspiration par l'élimination ou la réduction de la densité du couvert. La proportion de réduction de l'évapotranspiration après une coupe serait proportionnelle à la quantité de végétation résiduelle et de débris laissés au sol.

L'interception est quantitativement importante dans le bilan hydrologique des bassins versants. Les taux moyens d'interception de la pluie varient entre 15 et 25% dans les peuplements feuillus et entre 25 et 40% chez les résineux. Il peut atteindre 45 à 60% dans les peuplements résineux jeunes et denses (Manuel de Foresterie, 1996). Les pertes annuelles par interception représentent de 15 à 40% de la précipitation et peuvent constituer jusqu'à 50% de la perte totale par évapotranspiration (Plamondon, 1993). La coupe forestière agit donc sur le processus d'interception en réduisant le couvert.

L'effet de la diminution de l'interception ne dure que quelques années, soit jusqu'à la fermeture du couvert. La coupe à blanc peut modifier fortement l'interception mais son effet peut être de courte durée lorsque la végétation s'établit rapidement après la coupe. [...] Le facteur à considérer pour évaluer l'importance du phénomène, en terme d'aménagement, c'est la différence d'interception entre divers types de peuplements et la coupe à blanc. Cette différence, estimée à 15-25% de l'écoulement annuel à la forêt Montmorency, serait encore plus importante dans le sud-ouest du Québec. L'abandon de quantités importantes de résidus maintient des niveaux importants de perte par interception.

(Plamondon, 1993)

Une compilation des résultats obtenus sur des bassins jumelés concernant l'influence des coupes forestières sur l'hydrologie des bassins a été faite par Hibbert (1967). Elle a ensuite été complétée par l'ajout de nouvelles études par Bosh et Hewlett (1982) et plus récemment par Stednick (1996). Cette dernière compilation comprend 95 études faites uniquement aux États-Unis. Il en ressort qu'un changement du couvert de 10% équivaut à un accroissement moyen de l'écoulement annuel de 40 mm dans les forêts de conifères, et de 25 mm dans les forêts de feuillus. Aussi, la réduction minimale du couvert pour obtenir des résultats mesurables est estimée à 25% pour le Nord-Est américain.

Une autre étude, faite par Hornbeck et al. (1993), compile les résultats obtenus sur 11 études de bassin du Nord-est des États-Unis. Cette compilation révèle que des augmentations de l'écoulement annuel peuvent atteindre jusqu'à 350 mm la première année après la coupe lorsque la végétation forestière est

complètement éliminée et que la repousse est contrôlée par des herbicides. Cependant, les coupes totales commerciales avec une repousse naturelle, qui sont plus communes, ont généré des augmentations de l'ordre de 110 à 250 mm. Cette variation est expliquée par des différences de précipitations et les différentes méthodes de coupes.

Plamondon (1993) évalue qu'au Québec l'augmentation du débit annuel devrait être de l'ordre de 50% dans les zones feuillues et mixtes. Dans la zone boréale, elle pourrait varier entre 15%, pour des précipitations annuelles de 1400 mm, et 50% pour des précipitations annuelles inférieures à 900 mm. En se basant sur des données provenant du Nord-Est américain, du Nouveau-Brunswick, de l'Ontario et du Minnesota, il estime qu'une coupe sur 100% d'un bassin avec récupération de la biomasse augmenterait l'écoulement d'environ $230 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ dans les zones feuillues, $210 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ dans les zones mixtes, et $190 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ dans les zones résineuses. Il mentionne toutefois qu'une coupe avec protection de la régénération pourrait réduire cette augmentation de 20 à 30%.

9.2 Synthèse des connaissances sur les débits de pointe et de crues

[...] Pour l'écoulement de pointe et de crue, les trois principaux facteurs à considérer sont le taux de fonte, la recharge des réserves en eau du bassin, et le réseau routier (dans le cas des petits bassins) ou le synchronisme de la fonte (dans le cas des grands bassins). Des résultats des effets de la coupe sur les débits de pointe provenant des Hautes-Appalaches, du Canada, et du nord des États-Unis, démontrent une grande variabilité. Il ne semble pas exister de relation entre l'augmentation du débit de pointe et la proportion du bassin coupée à blanc lorsque l'on compare diverses régions. La grande variabilité des résultats démontre que chaque bassin combiné à son traitement est un cas particulier. Il est donc nécessaire, lorsqu'on veut prédire l'impact d'une coupe sur les débits de pointe et de crue, de tenir compte du réseau routier, des perturbations du sol, de la topographie, du type de sol, de la localisation des coupes et des conditions climatiques particulières se produisant après coupe. Toutefois, sur un même bassin, sauf pour quelques exceptions, il semble que l'augmentation de la pointe soit proportionnelle avec la proportion coupée à blanc. Pour l'écoulement de crue printanier, le facteur à considérer est le synchronisme de la fonte. La localisation et la superficie des assiettes de coupe influencent la fonte de la neige et le synchronisme de l'écoulement des eaux de fonte.

(Plamondon, 1993)

Le réseau routier n'affecte pas les débits de crue sur les grands bassins (Plamondon, 1993). Par contre, si aucune mesure n'est prise, il peut causer une augmentation des débits de pointe allant jusqu'à 50% sur les petits bassins (< 25 km²), et les effets risquent de durer plus longtemps que la coupe comme telle (Manuel de Foresterie, 1996). L'impact du réseau routier est dû à la surface compactée, à son système de drainage qui favorise l'écoulement de surface, à l'interception du drainage souterrain dans les déblais et à la liaison avec des zones éloignées et normalement non contributives au drainage (Plamondon, 1993).

Concernant l'effet de la coupe forestière sur les débits de pointe et de crue reliés à la fonte des neiges :

L'effet peut se produire dans les deux sens, selon que l'on favorise le synchronisme ou le déphasage de l'écoulement. En considérant l'ensemble des études, il semble qu'une coupe partielle, qui ne dépasse pas 50% de la superficie du bassin, permet de réduire ou de maintenir à son niveau naturel l'écoulement de pointe. Dès que la superficie coupée dépasse 50%, on obtient de façon générale des débits de crue de fonte plus élevés. Ces conclusions sont valides pour les conditions climatiques printanières les plus fréquentes. Des conditions particulières peuvent avoir pour effet de générer une crue plus élevée en milieu boisé qu'en milieu coupé. [...] La coupe à blanc, en exposant la neige au rayonnement solaire, provoque une fonte plus hâtive et des taux de fonte plus élevés en début de saison par rapport aux surfaces boisées. Ainsi, la coupe tend à augmenter la pointe tôt au printemps et à réduire celle qui se produit tardivement. [...] Il est généralement admis que la coupe par trouées désynchronise la fonte et que les pointes les plus élevées sont réduites plutôt qu'augmentées (Goodell, 1958 ; Leaf, 1975, Satterlund et Eschner, 1965 ; Satterlund, 1972 ; Verry, 1972). Cependant, lorsque les parcelles de coupe sont petites et distribuées sur le bassin, l'accumulation plus grande de la neige contrebalance l'effet des taux de fonte plus élevés et la neige peut disparaître en même temps sur les deux types de surface (Leaf, 1975). Dans ce cas, la pointe peut se produire tardivement et augmenter même après une coupe partielle du bassin.

(Plamondon, 1993)

Finalement, les résultats de plus d'une centaine d'études portant sur les débits de pointe de pluie et de fonte ont été analysés en fonction de leur applicabilité aux conditions québécoises par Plamondon (2004). Cette étude conclut que la probabilité qu'une coupe avec protection de la régénération et des sols (CPRS) couvrant 50% ou moins de la superficie totale d'un bassin versant augmente les

débits de pointe suffisamment pour altérer l'habitat aquatique est négligeable. Cette étude considère que les caractéristiques morphologiques d'un cours d'eau à l'équilibre sont façonnées par les débits de débordement ou de plein bord, c'est-à-dire les débits ayant une période de retour de 1.5 ans, et qu'une augmentation de 50% de ces débits peut remanier suffisamment le lit d'un cours d'eau pour modifier l'écosystème aquatique. Lorsque la superficie coupée dépasse 50%, il existe une probabilité « moyenne » que les débits de pleins bords soient dépassés, et ce dépassement se produit rarement plus de trois fois dans les premiers 10 ans après la coupe. Ces conclusions sont applicables aux bassins de toutes tailles, et tiennent compte de l'effet des surfaces compactées ou décapées lors de la construction de chemins et de jetées pour les opérations de récolte. Ces surfaces, selon l'estimation de Plamondon (2004), contribuent trois fois plus que la coupe par unité d'aire affectée aux fortes augmentations des débits de pointe.

9.3 Synthèse des études portant sur l'impact des coupes forestières sur le régime hydrologique du BEREV

Différentes études par bassins jumelés faites sur le BEREV ont grandement contribuées à l'avancement des connaissances sur l'impact des coupes forestières sur le régime hydrologique.

Les conclusions de Plamondon (2004) ont été renforcées par les récents travaux de Tremblay *et al.* (2006). Ces travaux visaient à confirmer les hypothèses que la coupe de 50% d'un bassin versant n'augmentait pas significativement les débits de plein bord de plus de 50% et qu'une coupe plus près du réseau hydrographique augmenterait davantage les débits de plein bord par rapport à une coupe plus éloignée. Les données recueillies jusqu'à 2 ans après des coupes, effectuées au cours de l'hiver 2004, couvrant 50% de la superficie de quatre sous-bassins adjacents au sous-bassin 7a, révèlent des augmentations non significatives des débits de plein bord de 14 à 53 %. La proximité de la

coupe par rapport au réseau hydrographique n'a toutefois pas eu de conséquence sur les débits de plein bord.

Plamondon et Ouellet (1980) ne rapportent aucune augmentation significative à court terme (2 ans après la coupe) des apports annuels, saisonniers et mensuels à l'exutoire du sous-bassin 6 suite à la coupe de 31% de ce sous-bassin (figure 3.2). L'écoulement printanier n'a pas non plus été affecté, sauf en 1977 où les apports entre le début du segment de montée et le pic de crue ont été augmentés de près de 66%. Plamondon *et al.* (1998) n'ont pas noté d'augmentation des pointes de crue de pluie ou de fonte à long terme (jusqu'à 14 ans après la coupe) pour cette même coupe. Toutefois, l'écoulement rapide des faibles crues a diminué, alors que celui des fortes crues a augmenté, au cours des 7 premières années suivant la coupe. Cette observation va à l'encontre de ce qui a été rapporté par Hetherington (1982). Comme Ouellet (1979) n'a pas mesuré d'augmentation significative de la teneur en eau du sol suite à cette coupe, l'hypothèse de la rétention d'une certaine quantité d'eau sous forme de mares dans les aires de coupe a été émise pour expliquer la diminution des écoulements rapides des faibles crues, alors que le ruissellement de surface a pu être responsable de l'augmentation des écoulements rapides des fortes crues. La figure 9.1 montre la méthode de séparation de l'écoulement rapide et de l'écoulement de base, de même que les caractéristiques temporelles d'un hydrogramme du sous-bassin 6.

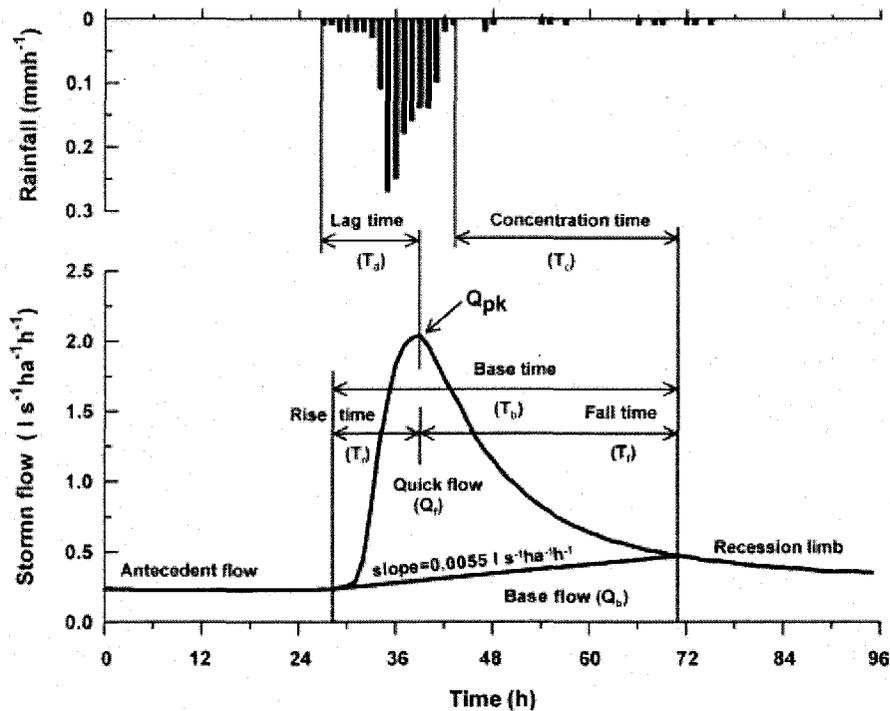


Figure 9.1 : Séparation de l'écoulement rapide et de l'écoulement de base, et caractéristiques temporelles d'un hydrogramme du BEREV (d'après Guillemette *et al.* 2004)

Le temps de réponse (T_d) du sous-bassin 6 aux fortes précipitations a été significativement réduit au cours des 7 premières années suivant la coupe. Le temps de concentration (T_c) et le temps de descente (T_f) n'ont pas été affectés significativement par cette coupe, mais une tendance vers une réaction plus rapide du bassin a été observée. Pour finir, une diminution non significative des écoulements de crue 7 ans après la coupe a été observée et attribuée en partie à l'augmentation de l'évapotranspiration suite à la reprise de la végétation. Celle-ci a été très rapide lors de la coupe de 1993 sur 40% du sous-bassin 7a. Les plantes herbacées, les arbustes tels que les framboisiers, les cornouillers et les cerisiers, et la régénération du bouleau blanc et du sapin baumier recouvraient entre 80 et 100% de la superficie du sol un an après la coupe.

Au cours des années 1993 et 1994, 85% du sous-bassin 7a ont été récoltés. Une étude de Guillemette *et al.* (2004) révèle qu'une augmentation moyenne des débits de plein bord de 54% s'est produite au cours des 5 années suivant la coupe. L'augmentation maximale au cours de ces années a été de 57%, alors que la plus grande augmentation, de 63%, s'est produite alors que 61% de la superficie du bassin était récoltée. Les résultats de cette étude ne montraient pas de différence significative entre l'augmentation des petits (période de retour < 1.01 an) et grands (période de retour jusqu'à 3.5 ans) pics de crue. À noter que cette étude, tout comme celles de Plamondon *et al.* (1998) et de Tremblay *et al.* (2006) ne considérait que les pics de crue associés à des débits de plus de $0.5 \text{ m}^3\text{-s}^{-1}$ à l'exutoire du BEREV. Une diminution significative des temps de réponse (T_d) et de base (T_b) a aussi été détectée au cours de cette période. La figure 9.2 montre les augmentations des débits de plein bord enregistrés sur le BEREV et sur d'autres sites d'étude en fonction de la superficie coupée.

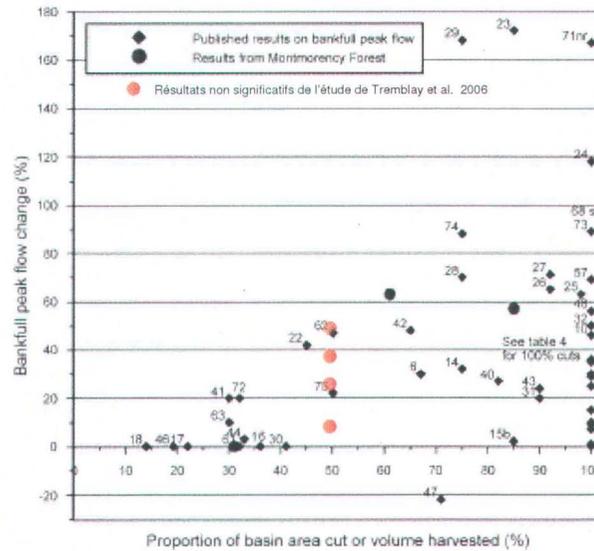


Figure 9.2 : Changements des débits de pleins bords générés par la pluie sur le BEREV et de 50 études publiées suite aux coupes forestières

(les chiffres réfèrent aux numéros d'études du tableau 2 de l'article de Guillemette *et al.* (2004), et les lettres sc : décapage du sol et compaction, nr : non représentatif d'une préparation de site pour la foresterie)

10. ÉVALUATION DE L'IMPACT DE DIFFÉRENTS SCÉNARIOS DE RÉCOLTE SUR LE RÉGIME HYDROLOGIQUE DU BEREV À L'AIDE D'HYDROTEL

La modélisation des coupes forestières, dans HYDROTEL, se fait en modifiant les fichiers de la profondeur des racines et de l'indice foliaire. Ces fichiers, décrits à la section 4.5, affectent l'évapotranspiration réelle dans le calcul du bilan vertical (annexes A.2.3 et A.2.4). Lorsqu'on utilise la formule d'évapotranspiration de Penman-Monteith, la hauteur de la végétation peut également être modifiée. Trois autres paramètres peuvent être ajustés dans l'interface d'HYDROTEL pour simuler l'impact des coupes, soit : le taux de fonte, la température seuil de la fonte, et le coefficient de friction de Manning. Les deux premiers affectent le processus de fonte de la neige (sections 7.4.7 et 7.4.8), alors que le dernier affecte l'écoulement à la surface du bassin et la génération des HGM (sections 8 et 7.4.16). En attribuant différentes valeurs à ces paramètres, on simule des effets variables de la coupe sur l'écoulement.

Pour ce projet, la profondeur des racines a toujours été fixée à 0 m pour simuler l'impact d'une coupe récente. L'indice foliaire, contrairement à ce que révélait l'étude de sensibilité du chapitre 7, s'est avéré avoir une grande influence sur le calcul de l'évapotranspiration réelle lorsque la profondeur des racines était fixée à 0 m. L'indice foliaire devient alors le principal paramètre contrôlant l'évapotranspiration. Plus l'indice foliaire est élevé, moins il y a d'évaporation à la surface du sol. Différentes simulations ont donc été faites lors du premier scénario pour évaluer l'impact que pouvait avoir ce paramètre sur la simulation de l'écoulement. Le taux de fonte et la température seuil de la fonte sont deux paramètres affectant le synchronisme de la fonte, et qui n'influencent pas la quantité des apports annuels. Afin de déterminer quelle valeur leur attribuer sur

un parterre de coupe, une comparaison des hydrogrammes produits à l'exutoire du sous-bassin 7a, pour différentes valeurs de ces deux paramètres, a été faite pour les années 1993 à 1996, au cours desquelles 85% de la superficie de ce sous-bassin a été coupée. La figure 10.1 illustre les différents hydrogrammes produits pour la période de fonte de 1996. C'est la comparaison des courbes produites pour cette période qui a permis d'établir qu'un taux de fonte de $8.2 \text{ mm}\cdot\text{jour}^{-1}$, soit $2 \text{ mm}\cdot\text{jour}^{-1}$ de plus que la valeur de calage pour la forêt, et qu'une température seuil de -3°C , comparativement à la valeur de calage sous couvert forestier résineux de 0°C , seraient acceptables pour simuler la fonte sur les assiettes de coupe. La courbe de la fonte produite avec ces paramètres est celle où on peut observer la meilleure synchronisation des pics de crue de fonte pour le printemps 1996. La section 7.4.16 et le chapitre 8 ont démontré que le coefficient de friction de Manning n'avait que très peu d'impact sur la simulation des écoulements sur le BEREV. Une valeur de 0.1, comparativement à la valeur de calage de 0.3 utilisée sous couvert résineux, a été attribuée aux assiettes de coupe pour représenter un écoulement plus rapide suite à la compaction du sol et à la création d'ornières. Le tableau 10.1 résume les différentes valeurs utilisées pour les paramètres sur les superficies coupées.

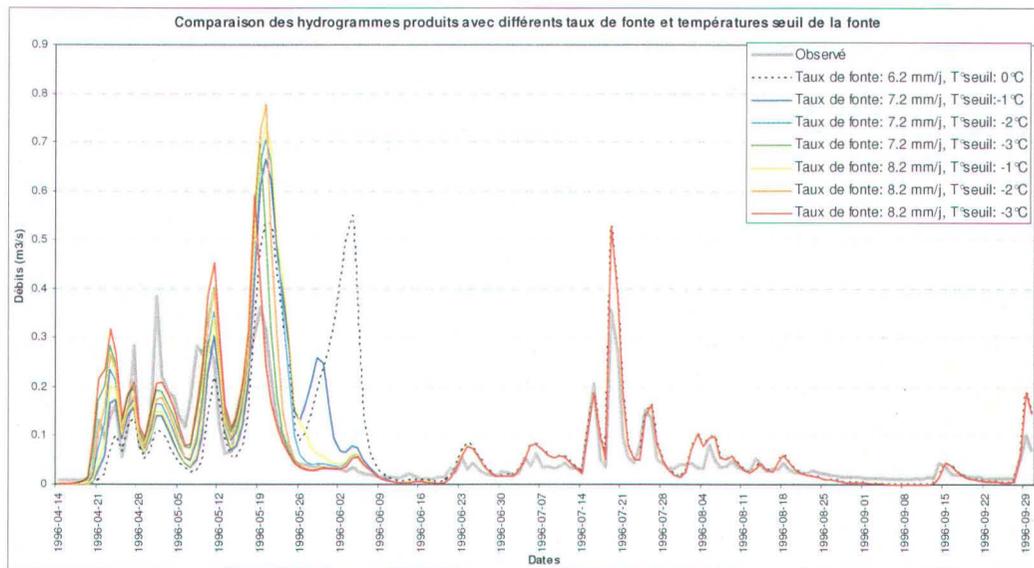


Figure 10.1 : Comparaison des hydrogrammes de fonte produits à l'exutoire du sous-bassin 7a avec différentes valeurs du taux de fonte et de la température seuil de la fonte pour l'année 1996

Tableau 10.1 : Comparaison des valeurs des paramètres utilisées pour simuler la coupe et la forêt résineuse mature

Paramètre	Valeur pour la coupe	Valeur pour la forêt résineuse
Indice foliaire	0	
	0.2	
	0.5	6
	1	
	6	
Profondeur des racines (m)	0	0.3
Taux de fonte (mm·jour ⁻¹)	8.2	6.2
Température seuil de la fonte (°C)	-3.0	0
Coefficient de Manning	0.1	0.3

Pour les scénarios de coupe suivants, la modélisation du BEREV avec 171 UHRH et quatre classes de profondeurs du sol a été utilisée.

10.1 Scénario de coupe totale sur 100% du BEREV

Le premier scénario vise à évaluer les impacts d'une coupe totale du BEREV sur les apports annuels et à déterminer la valeur de l'indice foliaire la plus appropriée pour simuler l'impact d'une coupe totale récente. Pour les paramètres simulant les effets de la coupe, les valeurs du tableau 10.1 ont été utilisées et n'ont pas varié dans le temps. Ce scénario simule donc l'impact d'une coupe totale sans reprise de la végétation. Les simulations se sont déroulées en continu avec 29 chroniques météorologiques annuelles (*i.e.*, du 1^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1996). Le tableau 10.2 montre les écarts obtenus sur les apports totaux simulés avec les scénarios de coupe totale par rapport aux apports simulés avec le scénario de référence (forêt résineuse mature sur 97% du bassin) et aux apports mesurés au seuil jaugeur 0053003 au cours de cette période. La figure 10.2 présente les débits classés produits avec les différentes valeurs d'indice foliaire, et la figure 10.3 présente les hydrogrammes produits pour l'année hydrologique 1971-1972.

Tableau 10.2 : Écarts entre les apports simulés par les différents scénarios de coupe totale par rapport au scénario de référence

Simulations	Écart aux apports annuels du scénario de référence (Forêt)	
	$\Delta Q/Q$ (%)	(mm·an ⁻¹)
*Observé	0.6	6
Forêt (référence)	0.0	0
Coupe totale, indice foliaire : 0	1.3	14
Coupe totale, indice foliaire : 0.2	6.0	66
Coupe totale, indice foliaire : 0.5	9.7	106
Coupe totale, indice foliaire : 1	14.8	161
Coupe totale, Indice foliaire : 6	29.2	318

*Au cours de la période de simulation, 27 % du bassin a été coupé (cf. figure 3.3). Les coupes ont été réparties dans le temps entre 1974 et 1994. La figure 4.3 illustre la répartition des coupes au cours des années.

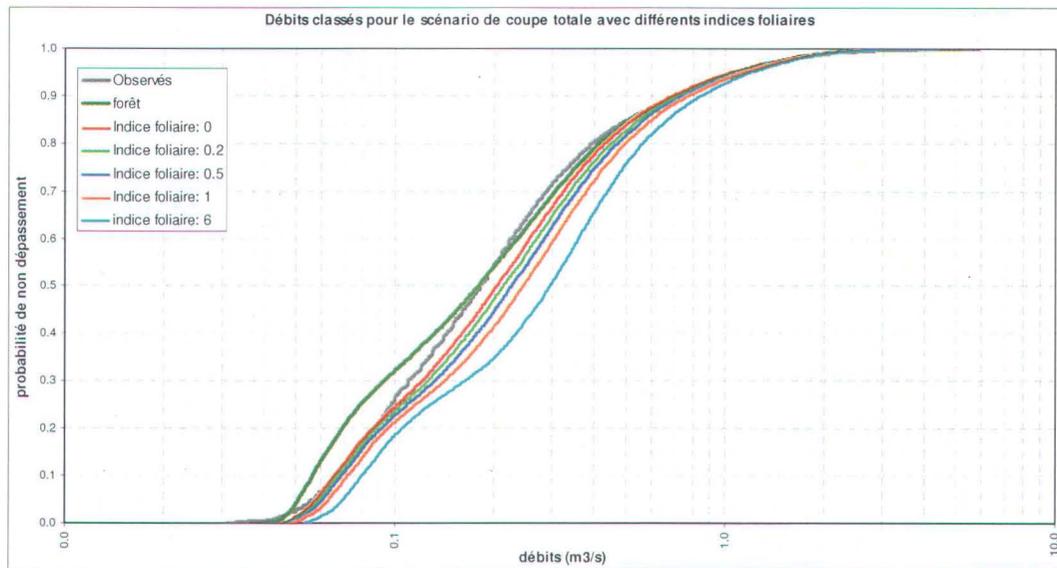


Figure 10.2 : Débits classés journaliers pour une période de simulation de 29 ans (*i.e.*, période du 1^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1996), pour le scénario de référence (forêt) et les scénarios de coupe totale avec différents indices foliaires

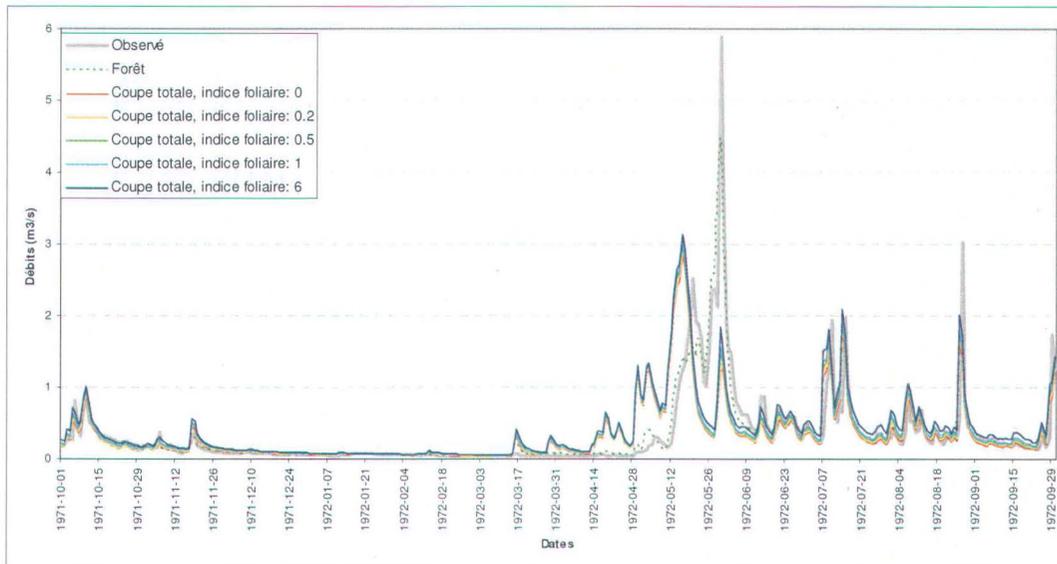


Figure 10.3 : Comparaison des hydrogrammes produits à l'exutoire du BEREV avec différentes valeurs de l'indice foliaire pour l'année hydrologique 1971-1972

Le tableau 10.2 indique qu'en attribuant une profondeur des racines de 0 m et un indice foliaire de 0 pour une coupe totale sur l'ensemble du bassin versant, les apports simulés par HYDROTEL sont du même ordre que ceux du scénario de référence où la forêt résineuse mature recouvre l'ensemble du bassin (profondeur des racines de 0.3 m et indice foliaire de 6). La différence entre les apports produits avec les deux scénarios n'est que de 1.3%, soit une différence moyenne annuelle de 14 mm·an⁻¹. La figure 10.2 illustre toutefois que la répartition des débits n'est pas exactement la même pour les deux scénarios. En regardant les courbes, on voit que les apports produits lors des débits inférieurs à 0.5 m³·s⁻¹ sont supérieurs pour le scénario de coupe totale, alors que l'inverse est observé pour les débits supérieurs à 0.5 m³·s⁻¹. La figure 10.3 illustre que les écarts entre les hydrogrammes des débits sont principalement observés de la mi-mars à la fin juin, lors de la période affectée par la fonte, et un peu en novembre alors que les températures oscillent autour de la température de passage de la pluie en neige et de la température seuil de la fonte. Ces résultats ne concordent pas avec les augmentations des apports de l'ordre de 15% prédites par Plamondon (1993) pour les conditions observées sur le BEREV, et aux augmentations habituellement mesurées sur les bassins jumelés des études rapportées par Hibbert (1967), Bosh et Hewlett (1982), Stednick (1996) et Hornbeck (1993).

Les résultats obtenus avec HYDROTEL dans le modèle GIBSI avaient prédit une augmentation de l'ordre de 52% suite à la coupe totale du bassin de la rivière Famine (728 km²), et une augmentation moyenne de 39% pour les années où les précipitations moyennes annuelles excédaient 1300 mm (Lavigne *et al.* 2004, Lavigne 1999). L'indice foliaire attribué aux aires déboisées était alors égal à 1. Le tableau 10.2 indique qu'en utilisant une valeur de l'indice foliaire de 1 pour simuler une coupe totale sur le BEREV, on obtient une augmentation des apports de 14.8%, ou 161 mm·an⁻¹. Cette augmentation se rapproche de l'estimation de Plamondon (1993) qui prédit une augmentation, dans la zone boréale, allant de 15% pour des précipitations annuelles de 1400 mm, à 50% pour des

précipitations annuelles inférieures à 900 mm. L'utilisation d'un indice foliaire de 1 fournit donc la meilleure estimation sur le bilan hydrologique suite à une coupe récente, à tout le moins lorsque l'on utilise l'équation d'Hydro-Québec pour calculer l'évapotranspiration potentielle.

10.2 Scénario d'évolution de la végétation suite à une coupe totale sur 100% du BEREV

Le second scénario visait à vérifier s'il était possible de simuler l'impact de la croissance de la végétation après la coupe en faisant évoluer les paramètres de la profondeur des racines et de l'indice foliaire. Neuf simulations ont donc été réalisées (0, 1, 4, 9, 10, 11, 15, 21 et 27 ans après la coupe) en attribuant tour à tour des valeurs de l'indice foliaire et de la profondeur des racines correspondant à celles définies dans le tableau 4.2. Les courbes de débits classés produites pour ces simulations sont présentées à la figure 10.4. Les mêmes simulations ont ensuite été réalisées en attribuant différentes valeurs aux paramètres du seuil de température de la fonte et du taux de fonte dans l'air, pour simuler l'impact de l'évolution de la densité d'un feuillage résineux sur la fonte. Les valeurs attribuées aux paramètres du modèle de fonte ont été interpolées linéairement entre les valeurs utilisées pour la forêt mature et la coupe totale, et varient en relation avec l'indice foliaire. Le tableau 10.3 présente les valeurs des paramètres utilisées pour chaque simulation, et la figure 10.5 présente les courbes de débits classés obtenues pour les simulations faisant intervenir les paramètres de fonte.

Tableau 10.3 : Valeurs de l'indice foliaire, du seuil de température de la fonte, du taux de fonte dans l'air, et de la profondeur des racines utilisées pour le scénario de croissance de la végétation (tirées du tableau 4.2*)

Simulations	Indice foliaire	Seuil de température de la fonte (°C)	Taux de fonte dans l'air (mm·jour ⁻¹ ·°C ⁻¹)	Profondeur des racines (m)
Forêt*	6	0	6.2	0.30
0 an après la coupe	1	-3	8.2	0
1 an après la coupe	1	-2.5	7.9	0.02
4 ans après la coupe	2	-2	7.5	0.03
9 ans après la coupe	3	-1.5	7.2	0.07
10 ans après la coupe	3	-1.5	7.2	0.08
11 ans après la coupe	3	-1.5	7.2	0.09
15 ans après la coupe	4	-1	6.9	0.12
21 ans après la coupe	5	-0.5	6.5	0.18
27 ans après la coupe	6	0	6.2	0.23

*Les valeurs du seuil de température de la fonte et du taux de fonte ont été interpolées linéairement, en relation avec l'indice foliaire, à partir des valeurs utilisées pour la forêt mature (cf. tableau 6.2) et de celles trouvées pour une coupe totale (cf. tableau 10.1).

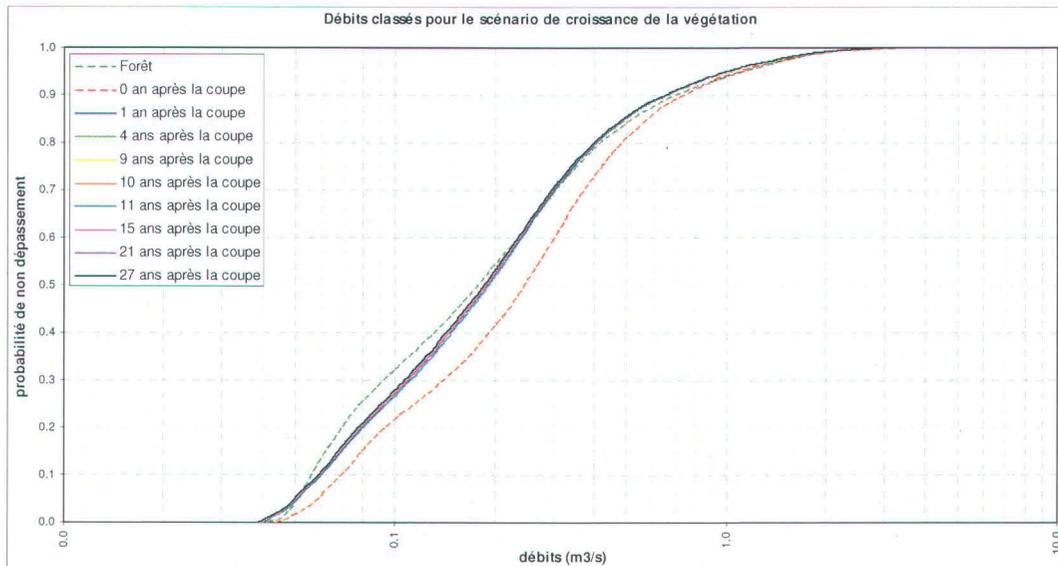


Figure 10.4 : Débits classés journaliers, pour une période de 29 ans, pour le scénario de croissance de la végétation. Seuls la profondeur des racines et l'indice foliaire varient.

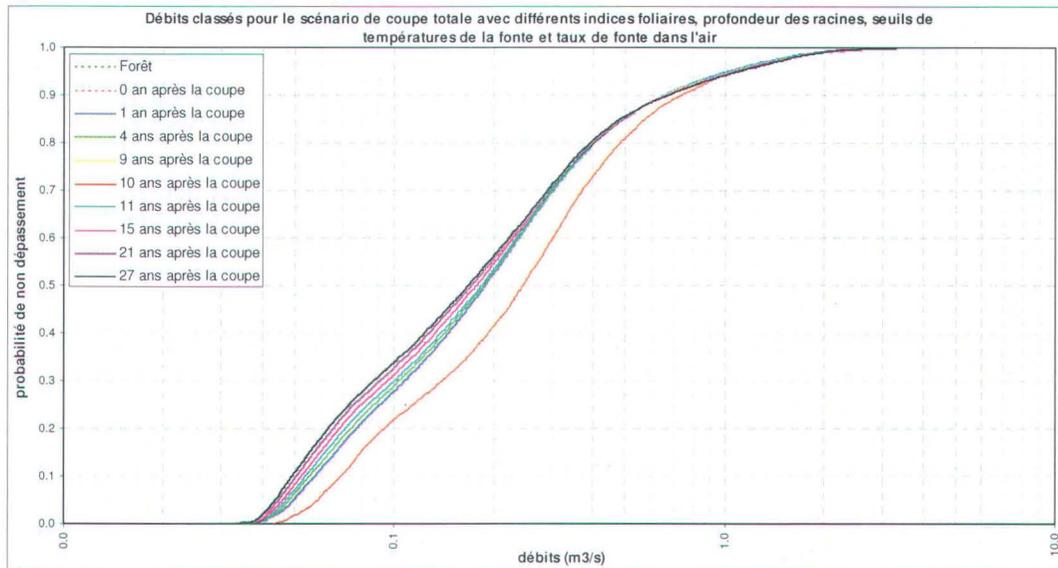


Figure 10.5 : Débits classés journaliers, pour une période de 29 ans, pour le scénario de croissance de la végétation. La profondeur des racines, l'indice foliaire, le seuil de température de la fonte et le taux de fonte dans l'air varie.

La figure 10.4 montre qu'à l'exception des courbes « forêt » et « 0 an après la coupe », toutes les courbes produites pour simuler la croissance de la végétation sont très similaires. Ceci signifie, comme le révélait la caractérisation des paramètres du chapitre 7, que la profondeur des racines n'affecte significativement l'écoulement que si sa valeur change de 0 à une valeur supérieure à 0. Aucune différence significative de l'écoulement n'est simulée lorsqu'on fait varier la profondeur des racines d'une valeur supérieure à 0 à une autre valeur supérieure à 0, peu importe l'écart entre ces valeurs. D'autre part, la variation de l'indice foliaire n'influence significativement les simulations que lorsque la profondeur des racines est égale à 0. L'impact de l'évolution de la végétation sur l'écoulement suite à une coupe forestière ne peut donc pas être simulé uniquement en modifiant l'indice foliaire et la profondeur des racines dans HYDROTEL, à tout le moins lorsque l'on utilise l'équation d'Hydro-Québec pour calculer l'évapotranspiration potentielle. La figure 10.5 montre qu'il est possible de simuler l'impact du développement d'un feuillage résineux sur la fonte de la neige en faisant varier la température seuil de la fonte et le taux de fonte. L'écart

entre la courbe « 0 an après la coupe » et les autres courbes indique toutefois, comme mentionné au chapitre 7, que ces paramètres n'influencent pratiquement pas l'évapotranspiration.

10.3 Scénarios de répartition des coupes dans l'espace

Trois scénarios de coupes partielles ont été simulés afin de vérifier si HYDROTEL pouvait tenir compte, sur un pas de temps journalier, de la répartition spatiale des coupes dans l'espace sur le BEREV. Un de ces scénarios consiste à couper à blanc les sous-bassins 7a et 6, ce qui correspond à une coupe sur 56% du BEREV dans sa partie amont. Un autre scénario consiste à couper à blanc les sous-bassins 5 et 7, ce qui correspond à une coupe de 44% dans la partie aval du bassin. Finalement le dernier scénario consiste à couper 50% de la superficie sous forme de trouées réparties uniformément sur tout le bassin. Le tableau 10.4 présente les augmentations annuelles moyennes simulées pour ces scénarios, la figure 10.5 présente les courbes de débits classés, et la figure 10.6 présente les hydrogrammes simulés pour l'année hydrologique 1980-1981.

Tableau 10.4 : Écarts entre les apports simulés par les différents scénarios de coupe partielle par rapport au scénario de référence

Simulations	Écart aux apports annuels du scénario de référence (Forêt)		
	$\Delta Q/Q$ (%)	(mm·an ⁻¹)	(mm·an ⁻¹ /‰coupé)
*Observé	0.5	5.6	-
Forêt (référence)	0	0.0	-
Coupe totale (100%)	14.8	155.9	1.56
Coupe des sous-bassins 6 et 7a (56%)	8.0	83.8	1.50
Coupe des sous-bassins 5 et 7 (44%)	6.7	70.7	1.61
Coupe par trouées (50%)	7.3	76.8	1.54

*Au cours de la période de simulation, 27 % du bassin a été coupé (cf. figure 3.3). Les coupes ont été réparties dans le temps entre 1974 et 1994. La figure 4.3 illustre la répartition des coupes au cours des années.

Le tableau 10.4 indique que l'augmentation des apports simulés est proportionnelle à la superficie coupée et se situe autour de $1.55 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}$ par pourcentage de la superficie coupée. L'augmentation moyenne par rapport à la superficie coupée a été légèrement supérieure pour la coupe près de l'exutoire (sous-bassins 5 et 7), avec une valeur de $1.61 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}/\% \text{coupé}$, que pour la coupe en amont (sous-bassins 6 et 7a) et la coupe par trouées, avec des augmentations respectives de 1.50 et $1.54 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}/\% \text{coupé}$. Ceci peut sans doute être attribué au fait que la température sur les UHRH en aval est un peu plus élevée que celle des UHRH en amont à cause de l'influence du gradient vertical des températures. Stednick (1996), avait calculé un accroissement moyen de $4 \text{ mm}\cdot\text{an}^{-1}/\% \text{coupé}$ pour les forêts de conifères suite à l'analyse de 95 études faites aux États-Unis. Les valeurs plus faibles obtenues sur le BEREV peuvent possiblement être expliquées par les précipitations annuelles importantes, et les basses températures qui font en sorte que l'évapotranspiration annuelle est moins importante que celle qui se produit sous des climats plus chauds.

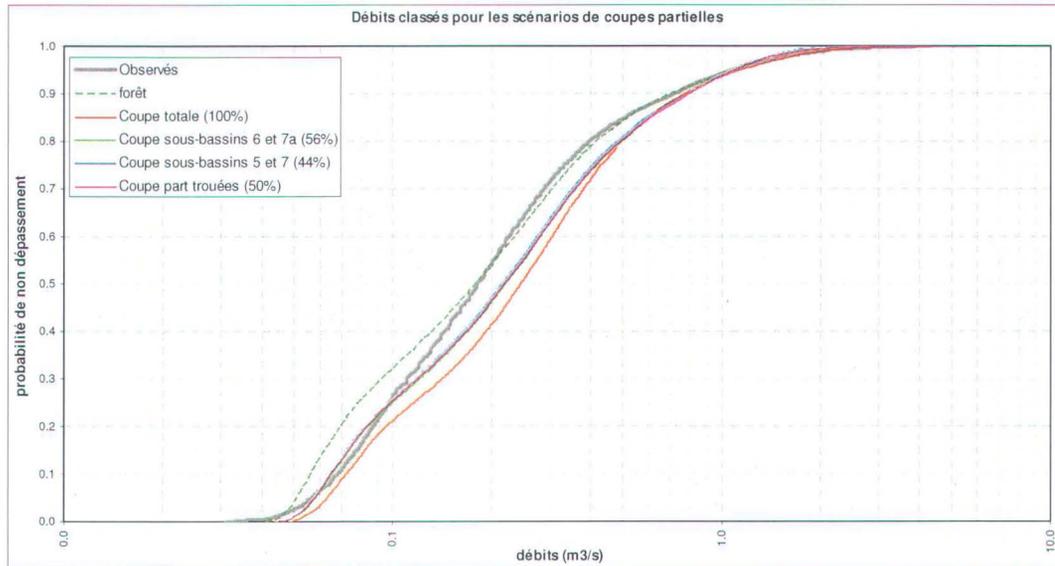


Figure 10.5 : Débits classés journaliers pour une période de 29 années météorologiques pour les scénarios de coupes partielles réparties sur le bassin

La figure 10.5 montre que les débits augmentent tous proportionnellement à la superficie coupée, sauf en ce qui a trait aux débits supérieurs à $1.1 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Ces forts débits sont associés à la fonte printanière et peuvent augmenter ou diminuer en fonction du synchronisme ou du déphasage de la fonte suite aux coupes forestières. Plus d'apports ont ainsi été simulés aux cours des forts débits de fonte pour le scénario de référence, sans coupe forestière, et le scénario de coupe totale que pour les autres scénarios.

La figure 10.6 illustre que les débits simulés sont proportionnels à la superficie coupée durant la saison chaude, à cause de la réduction de l'évapotranspiration. Il n'y a pas d'impact sur les débits hivernaux, sauf lors d'épisodes de fonte, où la fonte est alors augmentée proportionnellement aux superficies coupées. La fonte printanière est quant à elle décalée. Les pics de crue de fonte peuvent alors être soit augmentés, soit diminués selon l'importance du décalage de la fonte. Ainsi le pic de crue de fonte du 16 mai 1972 est augmenté proportionnellement à la superficie coupée, alors que le pic de crue du 30 mai 1972 réagit de façon inverse.

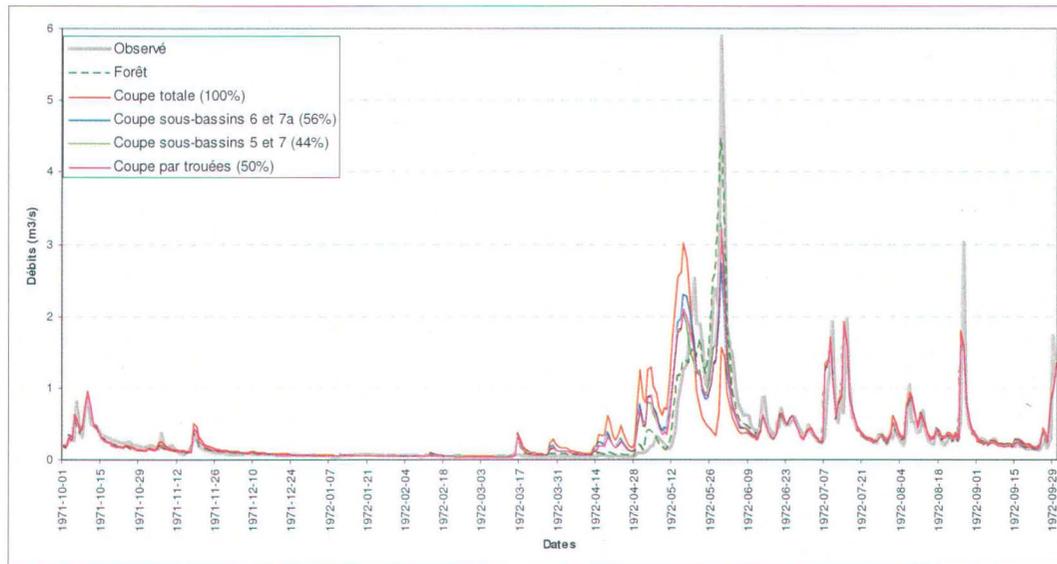


Figure 10.6 : Comparaison des hydrogrammes simulés pour les différents scénarios de coupes partielles réparties sur le bassin pour l'année météorologique 1971-1972

10.4 Discussion

Les résultats obtenus avec HYDROTEL pour un scénario de coupe totale montrent que l'indice foliaire influence grandement le bilan hydrologique sur les parterres de coupe (lorsque la profondeur des racines est égale à 0 m). Les meilleures estimations pour des coupes récentes semblent être obtenues lorsqu'on utilise un indice foliaire égal à 1. Le tableau 10.2 et la figure 10.2 illustrent que les apports simulés augmentent avec l'augmentation de la valeur de l'indice foliaire lorsque la profondeur des racines est égale à 0. Les équations A.45 et A.46 (annexe A) indiquent d'ailleurs que l'évaporation à la surface d'un sol nu diminue de façon exponentielle avec l'augmentation de l'indice foliaire. Comme la transpiration demeure nulle lorsque la profondeur de racines est à zéro, ceci implique que l'évapotranspiration réelle diminue. Ainsi, en attribuant un indice foliaire de 0.2, qui correspond à la superficie moyenne occupée par les

débris de coupes sur les parterres de coupe du BEREV (Guillemette 1999), ou de 0.5, qui peut représenter la superficie occupée par la végétation herbacée et les arbustes quelques années après la coupe, HYDROTEL calcule moins d'évapotranspiration et génère plus d'écoulement que pour un sol nu avec un indice foliaire de 0. Ces résultats laissent perplexes. Les résultats obtenus au scénario 10.2 montrent qu'on ne peut simuler l'impact d'une végétation en régénération en ne modifiant que l'indice foliaire et la profondeur des racines dans HYDROTEL. La modélisation pourrait être améliorée à ce niveau en utilisant la formule d'évapotranspiration de Penman-Monteith qui fait intervenir la conductance stomatale, et en ajoutant un sous-modèle d'interception. Plamondon (1993) estime que l'interception à la forêt Montmorency compte pour 15 à 25 % de l'écoulement annuel. Cette fraction correspond à peu près à l'augmentation qui devrait être simulée suite à une coupe totale sur l'ensemble du BEREV. Une revue des modèles d'interception conceptuels existants est présentée à l'annexe G. En utilisant l'indice foliaire comme paramètre dans un sous-modèle d'interception, il serait possible d'améliorer la modélisation d'une végétation en régénération selon la méthode utilisée pour le scénario 10.2.

Les scénarios de coupes partielles ont démontré qu'on simule, avec HYDROTEL, une augmentation des apports annuels proportionnelle avec le pourcentage de la superficie coupée. Tous les débits sont augmentés par la coupe de façon générale, sauf les débits de crue de fonte qui peuvent être augmentés ou diminués en fonction du synchronisme et du déphasage de la fonte. Ces résultats sont cohérents avec ce qui mentionné dans la littérature.

La principale difficulté rencontrée dans la modélisation du BEREV, comme mentionné au chapitre 6, est liée à la discrétisation du bassin en UHRH non homogènes quant aux profondeurs de sol, à l'inclinaison et à l'exposition. Cette discrétisation non homogène ne permet pas de reproduire certains processus, comme l'impact de coupes sur des zones plus sensibles du bassin. Ces zones sensibles peuvent agir soit comme réservoir, soit comme aires contributrices,

selon leur taux d'humidité initial et l'importance de la précipitation. La présence ou l'absence de forêt peut affecter de façon déterminante la réponse de ces zones lors d'un événement en jouant sur l'état initial de l'humidité du sol et sur la fraction de la précipitation interceptée. On pourra ainsi observer une contribution à l'écoulement de toute la zone sensible déboisée lors d'une précipitation donnée, alors que cette même précipitation n'aurait provoquée aucune réponse de cette même zone si celle-ci avait été occupée par la forêt. La forêt et les aires coupées peuvent influencer la variation des aires contributrices au cours d'une précipitation, et donc la réponse du bassin à cette précipitation. Cette influence ne pourrait être reproduite par HYDROTEL qu'avec une discrétisation améliorée.

Les difficultés rencontrées lors du calage pour reproduire les écoulements de crue laissent supposer que certains processus liés à l'écoulement sur les versants ne sont pas simulés adéquatement. L'écoulement préférentiel par les macropores et les canaux souterrains semble jouer un rôle important sur la génération des pics de crue du BEREV. On peut émettre l'hypothèse que la construction de chemins forestiers et la compaction du sol lors des opérations de récoltes forestières peuvent modifier le réseau de drainage constitué par les macropores et les canaux souterrains. Ces modifications peuvent possiblement altérer le synchronisme de l'écoulement sur les versants, et les débits de crue. Toutefois, ces impacts ne pourraient être détectés que sur un pas de temps horaire sur un bassin de la taille du BEREV. HYDROTEL ne possède pas de sous-modèle permettant de simuler l'écoulement préférentiel séparément de l'écoulement matriciel sur les versants. Le sous-modèle de Bilan Vertical en trois couches de Sol (BV3C) simule ces deux types d'écoulement simultanément sans toutefois les distinguer. Cette méthode est adéquate pour de grands bassins versants, ou des bassins où l'occupation et le type de sol ne sont pas propices à la création de macropores et de canaux souterrains. Toutefois, la sous-estimation systématique des grandes crues estivales lors du calage, et les travaux réalisés par Beckers et Alila (2004) sur le bassin de Carnation Creek, suggèrent que l'addition d'un sous-modèle simulant l'écoulement préférentiel

distinctivement de l'écoulement matriciel pourrait peut-être permettre d'obtenir de meilleurs résultats au niveau de la simulation des crues sur le BEREV. D'autres travaux, faits sur un pas de temps horaire, seront nécessaires pour vérifier ces hypothèses.

La fonte plus hâtive de la neige sur les parterres de coupe est bien simulée par la modification du taux de fonte et de la température seuil de la fonte dans HYDROTEL. Afin d'améliorer les résultats au niveau du synchronisme, il faudrait toutefois pouvoir discrétiser les UHRH de façon à ce qu'elles représentent des unités de territoire à pente et à orientation véritablement homogènes. Un ajustement du bilan énergétique sur les versants d'expositions différentes améliore significativement les hydrogrammes de fonte sur les petits bassins, comme l'ont démontrés Dornes et *al.* (2006). De plus, ces derniers mentionnent que la modification de l'albédo consécutive à l'apparition plus rapide de la végétation sur les versants sud, suite à la fonte du couvert nival, contribue à accroître d'avantage la désynchronisation de la fonte entre les versants. La végétation présente sur le bassin étudié par Dornes et *al.* (2006) se composait principalement d'espèces arbustives ensevelies, puis émergeant du couvert nival lors de la fonte. On peut supposer que la fonte plus hâtive de la neige sur les cimes d'arbres de plus de 10 mètres, comme ceux retrouvés sur le BEREV, peut aussi influencer le bilan énergétique via la modification de l'albédo. L'algorithme d'albédo utilisé dans le sous-modèle de fonte de la neige d'HYDROTEL pourrait servir à reproduire ce phénomène, à condition que les UHRH soient définies adéquatement.

11. CONCLUSION

L'objectif de ce projet de maîtrise était de répondre aux questions suivantes :

1. Est-ce que l'on peut utiliser HYDROTEL pour simuler l'écoulement sur un petit bassin versant forestier comme le BEREV?
2. Quelles sont ses limites spatiales et temporelles d'application sur un bassin comme le BEREV?
3. Peut-on améliorer les simulations d'HYDROTEL sur des petits bassins versants forestiers en considérant une distribution spatiale plus raffinée du coefficient de friction de Manning pour simuler l'écoulement au sol ?
4. Dans quelle mesure HYDROTEL peut-il tenir compte des perturbations en milieu forestier et simuler leurs impacts sur l'écoulement dans les bassins versants ?

De plus, en sous-objectif, ce projet visait à caractériser les paramètres d'HYDROTEL en fonction de leur impact sur les apports annuels et saisonniers, les hydrogrammes annuels et les courbes de débits classés.

Chacun de ces points sera donc revu en regard des résultats présentés dans les chapitres précédents.

11.1 Peut-on utiliser HYDROTEL sur un petit bassin versant forestier comme le BEREV ?

Vu la taille du BEREV il aurait été souhaitable, pour pouvoir bien évaluer les capacités d'HYDROTEL sur ce bassin, de simuler les processus hydrologiques sur un pas de temps horaire. Il n'a toutefois pas été possible de construire les séries de données hydrométéorologiques nécessaires à cet exercice. Des

simulations sur un pas de temps journalier ont tout de même été réalisées et il est possible de tirer certaines conclusions des résultats obtenus.

Un coefficient de Nash-Sutcliffe moyen de 0.79, avec une sous-estimation de 1.1% des apports simulés par rapport aux apports mesurés a été obtenus sur les six années ayant servies au calage et au test. Lorsqu'on ne considère que les périodes de fonte pour ces mêmes années, le coefficient de Nash-Sutcliffe moyen est de 0.73, et les apports sont sous-estimés de 3.7%. Pour les périodes estivales, le coefficient de Nash-Sutcliffe est de 0.62, et il y a eu une surestimation des apports de 6.5%. Ces résultats sont ceux obtenus lorsqu'on a regroupé les UHRH en fonction de quatre classes de profondeurs de sol différentes. Les résultats obtenus par cette méthode sont considérablement meilleurs que ceux obtenus lorsqu'on a assigné une profondeur de sol uniforme à tout le bassin. Ceci met en évidence l'importance de modéliser des UHRH avec des épaisseurs de sol représentatives de la réalité dans HYDROTEL.

Les hydrogrammes produits (annexes B) montrent que l'écoulement de base est généralement bien reproduit. Le synchronisme des pics de crue de fonte est simulée parfois trop tôt, parfois trop tard, et la montée et la récession de plusieurs pics de crue de fonte successifs ne sont pas bien reproduites pour les moins bonnes années. Ceci peut être lié aux erreurs de mesure des débits au seuil jaugeur durant la fonte. Il est aussi probable que le calcul du bilan énergétique sur des UHRH non homogènes quant à l'inclinaison et à l'exposition des pentes, ne soit pas suffisamment précis pour reproduire le décalage de la fonte sur les différents versants d'un bassin montagneux comme le BEREV. Dornes et *al.* (2006) ont démontré, en discrétisant un bassin en fonction des pentes et des expositions, qu'il était possible d'améliorer considérablement la simulation de l'hydrogramme de fonte sur un bassin montagneux de la taille du BEREV.

Bien que la montée et la récession des crues estivales aient été bien simulées, l'amplitude de certains pics de crue n'a pas été reproduite. Aussi, les grands pics de crue estivaux, avec des débits moyens journaliers de plus de $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, n'ont jamais été reproduits. Ceci suggère que l'écoulement préférentiel par les canaux et les macropores n'est pas modélisé adéquatement. Les sols forestiers sont en effet particuliers à cet égard, puisqu'on y retrouve une prolifération de macropores et de canaux, principalement dans la couche de surface, à cause de la forte densité des racines et de l'activité intense de la faune du sol. Ces conduits permettent de court-circuiter la matrice non-saturée, et l'écoulement préférentiel atteint la zone saturée plus rapidement qu'il ne le ferait par la matrice non-saturée (Bouma et Dekker, 1978; Beven et Germann, 1982; Germann, 1990; dans Bonell, 1993). L'observation de nombreux canaux souterrains sur le BEREV lors de la fonte printanière tend à confirmer cette hypothèse.

Aussi, compte tenu des meilleurs résultats de simulation obtenus lorsqu'on assigne des profondeurs du sol plus représentatives aux UHRH, il y a lieu de penser qu'une discrétisation plus fine et plus homogène du bassin versant pourrait améliorer les résultats de simulations. En créant des UHRH plus homogènes quant à la profondeur des sols, on pourrait mieux modéliser les fluctuations des aires contributrices dans le temps en distinguant les zones saturées, qui contribuent davantage à l'écoulement rapide de crue, des zones non saturées.

11.2 Quelles sont les limites spatiales et temporelles d'application d'HYDROTEL sur un bassin comme le BEREV?

La principale contrainte d'application d'HYDROTEL sur le BEREV est liée, comme il vient d'être mentionné, à la discrétisation du bassin versant en unités homogènes. Idéalement, chaque UHRH devrait être composée d'une superficie ayant une pente, une orientation et une profondeur de sol uniforme. Les UHRH

utilisées pour modéliser le BEREV étaient toutefois loin d'être uniformes par rapport à ces critères. Ceci est dû à la procédure employée par PHYSITEL qui oblige à définir les UHRH de façon à ce que chacune d'elle soit associée à un tronçon du réseau hydrographique. Ce dernier est déterminé à partir du MNA selon une définition choisie par l'utilisateur. Idéalement, une procédure devrait exister dans PHYSITEL pour définir les UHRH manuellement, indépendamment du réseau hydrographique. L'utilisateur pourrait ainsi définir des UHRH réellement homogènes en fonction des pentes, des orientations, et de la profondeur du sol. Une meilleure discrétisation pourrait permettre de mieux reproduire la fluctuation des aires contributrices et la réponse du bassin qui lui est associée.

La sous-estimation systématique des grandes pointes de crues estivales simulées peut signifier que la modélisation non distincte des processus d'écoulement matriciel et d'écoulement préférentiel limite la capacité d'HYDROTEL à simuler les grandes pointes de crue sur le BEREV. L'impact de l'écoulement préférentiel par les macropores et les canaux souterrains apparaît en effet déterminant dans la génération des pics de crues sur le BEREV. Les travaux de Lévesque (2006) avec MOUNTAINFLOW sur le BEREV, et de Beckers et Alila (2004) avec un DHSVM modifié pour modéliser l'écoulement préférentiel sur le bassin de Carnation Creek, indiquent que la réponse non linéaire d'un petit bassin versant montagneux forestier est produite par les écoulements matriciel et préférentiel qui contribuent de façon variables à la génération des pointes de crue. En tentant de reproduire ces crues en ne modélisant uniquement que l'écoulement matriciel, on doit faire un compromis entre la simulation des pointes dominées par l'écoulement préférentiel rapide et l'écoulement matriciel plus lent. On peut alors augmenter la conductivité de la matrice pour améliorer les pics de crue, au détriment de la récession et de la simulation de l'écoulement de base, et vice versa (Beckers et Alila, 2004). L'amélioration de la simulation des pointes de crue lors du calage avec des UHRH aux profondeurs de sol minces suggère toutefois que le ruissellement de surface et l'écoulement rapide de crue de la deuxième couche de sol, générés

par BV3C dans HYDROTEL, peuvent reproduire partiellement les comportements liés à l'écoulement préférentiel. D'autres tests sur un pas de temps horaire, et avec une meilleure discrétisation du bassin, sont nécessaires afin de mieux documenter les possibilités d'HYDROTEL dans la génération des pointes de crue sur le BEREV.

Une troisième limite est liée à l'absence de sous-modèle pour simuler le processus d'interception. Les scénarios de coupe ont démontré qu'on pouvait fournir une bonne estimation des écarts entre les apports produits par une zone boisée et une zone coupée avec HYDROTEL, mais qu'on ne pouvait simuler l'impact d'une végétation en régénération sur l'évapotranspiration en ne modifiant que la profondeur des racines et l'indice foliaire. L'addition d'un sous-modèle d'interception, ou l'utilisation de la formule d'évapotranspiration de Penman-Monteith tenant compte de la conductance stomatale permettrait d'augmenter les possibilités d'HYDROTEL à ce niveau. À ce sujet, l'annexe H présente une recension des modèles d'interception disponibles dans la littérature. Il ressort de cette revue que la plupart des modèles nécessiteraient l'ajout de paramètres liés au couvert forestier. Ces paramètres pourraient toutefois être liés aux informations sur les peuplements forestiers contenues dans les cartes écoforestières du MRNFP, ou être associés à l'indice foliaire déjà utilisé dans le calcul de l'évapotranspiration réelle.

Finalement, une dernière limite est liée à la disponibilité et à la précision des données hydrométéorologiques nécessaires pour caler HYDROTEL sur un petit bassin versant comme le BEREV. Ceci s'applique particulièrement à l'utilisation du modèle sur un pas de temps horaire et cette restriction s'applique à tous les modèles hydrologiques. La précision des mesures de précipitations est estimée à $\pm 10\%$, alors que celle associée aux seuils jaugeurs serait de $\pm 5\%$ sur le BEREV (Plamondon, 1998). Si on considère la répartition hétérogène des précipitations dans le temps et dans l'espace habituellement rencontrée en milieu montagneux à cause de l'effet orographique, l'erreur sur les données peut être

considérable en regard de la grande sensibilité des résultats de simulation à la distribution des données météorologiques sur le bassin. Les séquences ininterrompues de données météorologiques et hydrométriques sur un pas de temps horaire se sont avérées difficiles à obtenir. Le laborieux travail de correction, nécessaire pour obtenir une base de données cohérente, laisse planer un doute sur la validité de ces séries et il devient hasardeux de caler un modèle dans ces conditions.

11.3 Peut-on améliorer les simulations d'HYDROTEL sur des petits bassins versants forestiers en considérant une distribution spatiale plus raffinée du coefficient de friction de Manning?

L'analyse de sensibilité du chapitre 7 a démontré que le coefficient de friction de Manning n'avait qu'un impact négligeable sur la simulation de l'écoulement d'un bassin comme le BEREV. Il est raisonnable de penser que ces conclusions s'appliquent également à tous les petits bassins versants qui ont un temps de réponse rapide par rapport au pas de temps de simulation. Ainsi, pour le BEREV, tout l'écoulement généré par une lame d'eau de référence atteignait l'exutoire après deux jours, peu importe la valeur du coefficient de Manning, tant que celle-ci demeurerait dans la plage des valeurs normalement utilisées. Les exercices du chapitre 9 ont démontré que la distribution du coefficient de Manning selon la matrice du sol produisait, à toute fin pratique, des résultats de simulation identiques à ceux obtenus lorsqu'on utilise un coefficient de Manning moyen sur toute l'UHRH. L'exercice visant à comparer les HGM produits avec des valeurs du coefficient de friction extrêmement faible et extrêmement forte, pour deux occupations du sol différentes, laissent croire qu'une légère différence pourrait être observée sur des bassins versants où le ratio du temps de réponse par rapport au pas de temps serait plus élevé, mais que ces différences seraient probablement très inférieures aux erreurs de simulation.

11.4 Dans quelle mesure HYDROTEL peut-il tenir compte des perturbations en milieu forestier et simuler leur impact sur l'écoulement dans les bassins versants.

Les scénarios de coupe du chapitre 10 ont démontré qu'on pouvait obtenir une bonne estimation des écarts entre les apports produits par une superficie boisée par rapport à une superficie récemment coupée avec HYDROTEL. Le scénario d'évolution de la végétation à toutefois démontré qu'on ne peut pas simuler correctement l'impact de l'évolution de la régénération sur l'évapotranspiration entre ces deux états en ne modifiant que l'indice foliaire et la profondeur des racines. L'ajout d'un sous-modèle d'interception, ou l'utilisation de la formule d'évapotranspiration de Penman-Monteith tenant compte de la résistance stomatale, permettrait d'améliorer la flexibilité d'HYDROTEL à ce niveau. L'ajout d'un modèle d'interception nécessite toutefois la prise en compte de nouveaux paramètres, et l'utilisation de la formule de Penman_Monteith tenant compte de la résistance stomatale nécessite des données rarement disponibles.

Les processus régissant l'écoulement rapide de crue en milieu forestier peuvent être divers et complexes à modéliser dans leur intégralité (Bonell, 1993, Kirkby, 1988). Pour bien vérifier les capacités d'HYDROTEL à simuler l'impact des coupes forestières sur l'augmentation des débits de pointe, compte tenu de la petite superficie du BEREV, il aurait fallu effectuer des simulations sur un pas de temps horaire. On peut toutefois supposer qu'une meilleure discrétisation du bassin, avec des UHRH avec des profondeurs de sol et des pentes plus homogènes, permettrait de mieux reproduire la fluctuation des aires contributrices, et l'impact de la présence ou de l'absence de la végétation sur la saturation de ces aires. L'altération potentielle de la synchronisme de l'écoulement préférentiel, par la compaction du sol et la construction de chemins forestiers lors des opérations de récolte, n'a pas été examiné dans ce travail, et nécessiteraient d'autres tests sur un pas de temps horaire. La simple modification du coefficient de Manning pour simuler l'écoulement plus rapide sur

les surfaces coupées ne semble toutefois pas suffisante pour reproduire la complexité de ces processus.

Les paramètres régissant la fonte de la neige sur les parterres de coupes sont adéquats pour simuler le décalage de la fonte printanière sur les parterres de coupe. Une meilleure discrétisation du bassin en fonction des orientations versant, tel que mentionné dans la section 11.1, pourrait toutefois contribuer à améliorer les simulations à ce niveau.

De façon générale, la différence entre les apports sur une surface occupée par la forêt, par rapport à une surface récemment coupée semble être simulé correctement avec HYDROTEL. Les simulations sur le BEREV seraient possiblement améliorées par une discrétisation plus fine, et la création d'UHRH avec des pentes, des orientations, et une profondeur du sol plus homogènes. La version de PHYSITEL utilisée (version 2) ne permettait toutefois pas de créer d'UHRH indépendantes du réseau hydrographique. L'ajout d'un sous-modèle d'interception permettrait de donner plus de flexibilité pour simuler l'impact des différents états du couvert forestier suite à des perturbations. L'ajustement du bilan énergétique en fonction de l'exposition permettrait sans doute d'améliorer les hydrogrammes de fonte, comme démontré par Dornes et *al.* (2006). Finalement, l'ajout d'un sous-modèle permettant de simuler les processus d'écoulement en canaux et par les macropores, qui sont très importants sur les petits bassins forestiers montagneux sous climat humide, pourrait possiblement améliorer la simulation des débits de crue sur le BEREV. Les travaux de Lévesque (2006) et Beckers et Alila (2004) renforcent cette affirmation. Ceci devra toutefois être vérifié par des tests effectués sur un pas de temps horaire.

11.5 Caractérisation des paramètres d'HYDROTEL

Les résultats de cette caractérisation ont illustré que les paramètres ayant un impact important sur les apports totaux sont : le gradient vertical des

précipitations, le coefficient multiplicatif de l'ETP, et la profondeur des racines. La variation maximale de l'humidité relative du sol par pas de temps, qui constitue plus un réglage au niveau du calcul numérique que d'un paramètre à proprement parler, a aussi influencé les apports annuels de façon significative. D'autres paramètres comme le gradient vertical de la température, l'épaisseur des deuxième et troisième couche de sol, le coefficient de récession et le coefficient additif de la classe de sol, ont un certain impact sur les apports totaux, mais les écarts associés à leur variation étaient inférieurs à 5% des apports de référence. Outre les paramètres écartés lors de la première phase de la caractérisation, la profondeur de la première couche de sol, la constante de tassement de la neige, la densité maximale du couvert de neige, le coefficient de rugosité de Manning et l'indice foliaire, sont les paramètres qui ont eu le moins d'influence sur la simulation des apports et des débits. À noter toutefois que, pour un couvert résineux, l'indice foliaire devrait toujours être modifié en combinaison avec les autres paramètres relatifs à la couverture végétale, soit : la profondeur des racines, la hauteur de la végétation (lorsqu'on utilise la formule d'évapotranspiration de Penman), le coefficient de Manning, le taux de fonte dans l'air, et la température seuil de la fonte. Ces deux derniers sont essentiels pour simuler adéquatement le décalage de la fonte causé par l'absence ou la présence de végétation.

Pour l'application du modèle sur le BEREV, la variation maximale de l'humidité relative du sol par pas de temps a été fixée à une valeur basse pour limiter les instabilités numériques provoquant des oscillations des valeurs d'humidité entre les couches de sol. La profondeur des racines correspondait à ce qui était observé sur le terrain. Le gradient vertical des précipitations influence la quantité de précipitations totales reçues sur les UHRH du bassin versant, et ainsi les apports saisonniers sont tous amplifiés lorsqu'on augmente sa valeur. Le coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP affecte la quantité d'eau évapotranspirée à la surface et dans les trois couches de sol. En augmentant sa valeur on provoque une diminution des apports totaux et saisonniers. L'épaisseur

de la deuxième couche de sol s'est révélée être très importante dans la simulation des pics de crues estivaux et printaniers. La profondeur de la troisième couche de sol devrait idéalement être établie en fonction de la profondeur réelle du sol sur le bassin versant. L'épaisseur de la troisième couche de sol agit, en combinaison avec le coefficient de récession, sur la génération de l'écoulement de base. Enfin, le gradient vertical de la température et les paramètres du modèle d'accumulation et de fonte de la neige affectent essentiellement la crue printanière.

Fin

BIBLIOGRAPHIE

- Amatya, D.M., Skaggs, R.W., Gregory, J.D., 1997. Evaluation of a watershed scale forest hydrologic model. *Agricultural Water Management* (32), 239-258.
- Anctil, F., Rousselle, J., et Lauzon, N. 2005. *Modélisation des débits de crue. Hydrologie : cheminements de l'eau*. Presses Internationales Polytechnique, Montréal, pp 217-270.
- Barry, R. 1984. *Prédiction de la teneur en eau du sol minéral dans la sapinière laurentienne de la forêt Montmorency*. Thèse de maîtrise, Faculté de foresterie et de géodésie, Université Laval, Québec, Canada. 100 p.
- Becker, J., Alila, Y. 2004. A model of rapid preferential hillslope runoff contributions to peak flow generation in a temperate rain forest watershed. *Water Resources Research*, vol 40, W03501, 19 p.
- Berthiaume, P. 2003. *Modélisation dynamique des flux d'azote dans les entreprises de production porcine : impact des caractéristiques du troupeau, des bâtiments et de la régie*. Thèse de doctorat, Université de Montréal. Chap 5 : 114-140.
- Bettors, D.R., A Timber-Water Simulation Model for Lodgepole Pine watersheds in the Colorado Rockies. 1975. *Water Resources Research*, vol 11, no 6 : 903-908.
- Beven, K.J. and Germann, P.F., 1982, Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18: 1311-1325.
- Blaikie, J. R., et Eeles, C. W. O. 1985. Lumped catchment models. *Hydrological forecasting*, M. G. Anderson and T. P. Burt, eds., Wiley, New York, pp 311-345.
- Bonell, M., 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *Journal of Hydrology*, 150: 217-275.
- Bosch, J.M., Hewlett, J.D., 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55: 3-23.

- Bouma, J. and Dekker, I.W., 1978. a case study on infiltration into dry clay soil, I. Morphological observations. *Geoderma*, 20: 27-40.
- Brandt, M., Bergström, S., Gardelin, M., 1988. Modelling the effects of Clearcutting on Runoff. Examples from Central Sweden. *Amobio Ambock*, vol. 17, no 5: 307-313.
- Brisson, N. (1989). *Modèle de simulation de la culture du soja et de son fonctionnement hydrique: Estimation agrométéorologique des potentialités de production*. Thèse de Doctorat, l'Institut National Agronomique, Paris-Grignon.
- Camirand, R., 2005. Modélisation des effets à long terme des perturbations en forêt boréale sur la réponse hydrologique : calage, évaluation et fiabilité du modèle MOUNTAINFLOW. Projet de doctorat (non publié) Faculté de foresterie et de géodésie, Université Laval, Québec, Canada. 40 p
- Campbell, G. S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, 117: 311–314.
- Clapp, R. B., and Hornberger, G. M., 1978. Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(4): 601–604.
- Coffey, M.E., Workman, S.R., Taraba, J.L., Fogle, A.W. 2004. Statistical procedure for evaluating daily and monthly hydrologic model predictions. *Transactions of the ASAE*. 47(1): 59-68.
- Crawford, N. H., et Lindsey, R. K. 1966. Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV. *Tech. Rep. No. 39*, Stanford, Univ., Stanford, Calif.
- Dickinson, W.T., 1982. Distributed watershed models for the Marmot Basin. *Proceeding of the Canadian hydrology symposium: 1982. Hydrological processes of forested areas*.
- Dingman, S.L. 1993. *Physical Hydrology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 575 p.
- Dornes, P.F., Pomeroy, J.W., Pietroniro, A., Carey, S.K., Quinton, W.L. (2006). The use of inductive and deductive reasoning to model snowmelt runoff from northern mountain catchments. *Proceedings of the iEMSs Third Biennial Meeting: Summit on Environmental Modelling and Software. International*

- Environmental Modelling and Software Society*, Burlington, USA, July 2006.
CD ROM. Internet: <http://www.iemss.org/iemss2006/sessions/all.html>
- Doten, C.O., Bowling, L.C., Lanini, J.S., Maurer, E.P., Lettenmaier, D.P., 2006. A spatially distributed model for the dynamic prediction of sediment erosion and transport in mountainous forested watersheds. *Water Resources Research*, vol 42, W04417, 15 p.
- Eeles, C. W. O. et Blackie, J.R., 1993. Land use changes in the Balquhider catchment simulated by a daily streamflow model. *Journal of Hydrology*, 145 : 315-336.
- Federer, C.A., 1982. Frequency and intensity of drought in New Hampshire forest : Evaluation by the Brook Model. Applied modeling catchment hydrology. Water Resources Publication, Littleton. pp 459-469.
- Fortin, J.P., Moussa, R., Bocquillon, C., et Villeneuve, J.P., 1995. HYDROTEL, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 8 :97-124.
- Fortin, J.-P., Royer, A. 2004. HYDROTEL: Le Manuel de l'utilisateur. INRS-ETE, Québec.
- Fortin, J.-P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., et Villeneuve, J.-P. 2001a. Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I : Description of model. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2) (March/April 2001): 91-99.
- Fortin, J.-P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J., et Villeneuve, J.-P. 2001b. Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. II : Application to Chaudière Watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(2) (March/April 2001): 100-108.
- Freer, J., Beven, K., Peter, N. 2003. Multivariate seasonal period model rejection within the generalised likelihood uncertainty estimation procedure. Dans Duan, Q., S. Sorooshian, H. Gupta, A. N. Rousseau et R. Turcotte, *Advances in Calibration of Watershed Models*, Water Science & Application 6, American Geophysical Union: 69-87.

- Germann, P.F., 1990. Macropores and hydrologic hillslope process. In: M.G. Anderson and T.P. Burt (Editors), *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Wiley, Chichester, pp. 327-363.
- Goodell, B.C., 1958. A preliminary report on the first year's effects of timber harvesting on water yield from a Colorado watershed. *U.S. Dep. Agri Forest Serv. Rocky Mt. Forest and Range Exp. Stn. Pap. 36*, 12p.
- Gouvernement du Canada, 2004. *Impacts et adaptation liés aux changements climatiques : perspective canadienne*. No de catalogue : M174-2/2004F
- Guillemette, F. 1999. *Effets de la coupe sur le bilan hydrologique, bassin expérimental du ruisseau des Eaux-Volées (BEREV)*. Rapport de projet de fin d'études, Faculté de foresterie et géomatique, Université Laval, Québec, Canada.
- Guillemette, F., Plamondon, A. P., Prévost, M. et Lévesque, D., 2004. Rainfall generated stormflow response to clearcutting a boreal forest: peak flow comparison with 50 world-wide basin studies. *Journal of Hydrology* 302: 137-153.
- Heterington, E.D., 1982. Effects of forest harvesting on the hydrologic regime of Carnation Creek experimental watershed: a preliminary assessment. Dans *Can. Hydrol. Symp. Can. Nat. Res. Council, Ottawa, (CHS:82): 247-267*.
- Hibbert, A.R., 1967. Forest treatment effects on water yield. Dans: W.E. Sopper and H.W. Lull (Editors), *Int. Symp. For. Hydrol.*, Pennsylvania, September 1965. Pergamon, Oxford.
- Hornbeck, J.W., Adams, M.B., Corbett, E.S., Verry, E.S., Lynch, J.A., 1993. Long-term impact of forest treatment on water yield: a summary for northeastern USA. (Référence illisible).
- Hornbeck, J.W., Federer, C.A., et Pierce, R.S., 1987. Effect of whole-tree clearcutting on streamflow can be adequately estimated by simulation. *Forest Hydrology and watershed Management Proceeding of the Vancouver Symposium, August 1987. IAHS Publ. No 167*.
- Kirkby, M.J., 1988. Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology* 100: 315-339.

- Kirby, M.J., 1978. *Hillslope hydrology*. Wiley, Chichester, 389 p.
- Lavigne, M. P., Rousseau, A. N., Turcotte, R., Laroche, A. M., Fortin, J. P. et Villeneuve, J. P. 2004. Validation and use of a semidistributed hydrological modeling system to predict short-term effects of clear-cutting on a watershed hydrological regime. *Earth Interactions* 8 (3): 1-19.
- Lavigne, M.-P. 1999. Modélisation hydrologique de l'impact des coupes forestières : synthèse bibliographique et travaux de simulation avec GIBSI. *Rapport de stage No. R-549-st3*. INRS-Eau.
- Leaf, C.F., et Alexander, R.R., 1975. Simulating Timber Yields and Hydrologic Impacts resulting from Timber Harvest on Subalpine Watersheds. *USDA Forest Service Research Paper RM-133*, 20 p.
- Leaf, C.F., et Brinks, G.E., 1972. Simulating effects of harvest cutting on snowmelt in Colorado subalpine forest. P. 191-196 dans *Watersheds in Transition Symp. [Fort Collins, Colo., June 1972] Proc. Ser. 14*, 405 p. Am. Water Resour. Assoc., Urbana, Ill.
- Legates, D.R., McCabe Jr., G.J., 1999. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1): 233-241.
- Lévesque, D. 2006. Présentation du modèle MOUNTAINFLOW, le 16 mars à l'amphithéâtre du pavillon Abitibi-Price de l'Université Laval.
- Linacre, E. T., 1977. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18: 409-424.
- Lukey, B.T., J. Sheffield, J.C. Bathurst, R.A. Hiley, and N. Mathys, 2000: Test of the SHETRAN technology for modelling the impact of reforestation on badlands runoff and sediment yield at Draix, France. *Journal of Hydrology*, 235: 44-62.
- MacGregor, H.G., 1994. Littérature sur les répercussions de l'environnement et des forêts sur la qualité et le débit des eaux. *Rapport R & D no 10*. *Service canadien des forêts*, Fredericton, 129 p.

- Mahrt, L., et Pan, H., 1984. A two-layer model of soil hydrology. *Boundary-Layer Meteorology*, 29: 1–20.
- Manuel de Foresterie*, 1996. Les Presse de l'Université Laval, St-Nicolas. 1428 p.
- Meng, F. R., Bourque, C. P. A., Jewett, K., Daugharty, D. et Arp, P. A. 1995. The Nashwaak experimental watershed project: analysing effects of clearcutting on soil temperature, soil moisture, snowpack, snowmelt and stream flow. *Water, Air and Soil Pollution* 82: 363-374.
- Meuser, A., 1990. Effects of afforestation on Run-off Characteristics. *Agric. For Meteorol.*, 50 :125-138.
- Monteith, J. L., 1965. Evaporation and environment. *Symp. Soc. Expl. Biol.*, 19: 205–234.
- Moussa, R. 1991. *Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique*. Doctoral thesis, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France, 258 p. + 5 annexes.
- Nations Unis, Département des affaires économiques et sociales, division du développement durable, 1992. Énoncé des Principes d'Aménagement, de Conservation et de Développement Durables des Forêts. Document consulté sur le site web des Nations Unis : <http://www.un.org> le 13 février 2006.
- Nations Unis, Département des affaires économiques et sociales, division du développement durable, 1992. Agenda 21. Document consulté sur le site web des Nations Unis : <http://www.un.org> le 13 février 2006.
- Ouellet, D. 1979. *Influence de la coupe sur la teneur en eau du sol et le régime d'écoulement du bassin expérimental du Ruisseau des Eaux-Volées*. Thèse de maîtrise, Faculté de foresterie et de géodésie, Université Laval, Québec, Canada.
- Plamondon, A .P., Prévost, M., et Naud, R.C., 1984. Accumulation et fonte de la neige en milieu boisé. *Géographie physique et Quaternaire*, 1984, vol. XXXVIII, no 1:27-35.

- Plamondon, A. P., 1988a. The Ruisseau des Eaux-Volées forest experimental watershed, Quebec. *Canadian hydrology symposium 1988, NRCC, Banff, Alberta, Canada.* 87-98.
- Plamondon, A.P., 1998b. Manuel du cours d'Environnement Atmosphérique et Hydrique (FOR-20159. Université Laval, Faculté de Foresterie et Géomatique.
- Plamondon, A.P., 1993. Influence des coupes forestières sur le régime d'écoulement de l'eau et sa qualité. *Revue de littérature pour le Ministère des Forêts du Québec, Ste-Foy.*
- Plamondon, A. P. 1996. Soil and water conservation. Dans *DEMO 96 – Forêt Monmorency: a boreal forest under sustainable management.* Faculté de foresterie et de géomatique, Université Laval, Québec, Canada. 29-33.
- Plamondon, A.P., 2003. Méthode de calcul de l'aire équivalente de coupe d'un bassin versant à dominance résineuse. *Gouvernement du Québec, ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Direction de l'environnement forestier et Université Laval, Faculté de foresterie et de géomatique.* 21 p.
- Plamondon, A. P. 2004. La récolte forestière et les débits de pointe : état des connaissances sur la prévision des augmentations des pointes, le concept de l'aire équivalente de coupe acceptable et les taux régressifs des effets de la coupe sur les débits de pointe. *Direction de l'environnement forestier, Ministère des ressources naturelles, Québec, Canada.*
- Plamondon, A.P., et Ouellet, D.C. 1980. Partial clearcutting and streamflow regime of ruisseau des Eaux-Volées experimental basin. *Actes du colloque d'Helsinki, juin 1980.* 129-136.
- Plamondon, A. P., Lévesque, D., Ma, Y. et Prévost, M. 1998. Long-term effects of forest mosaic management on storm and snowmelt flow, Quebec. Dans Wheeler, H. et Kirby, C. (eds). *Hydrology in a changing environment.* Volume 1, John Wiley & Sons, Chichester, UK. 503-515.
- Pomeroy, J.W., Granger, R.J., Pietroniro, A., Elliot, J.E., Toth, B., et Hedstrom, N. 1997. Hydrological Pathways in the Prince Albert Model Forest. A final

- report submitted to the *Prince Albert Model Forest Association, National Hydrology Institute; Environment Canada ; Saskatoon, Saskatchewan.*
- Prévost, M., 1988. *Modélisation de la fonte de la neige et de l'écoulement dans un bassin de la sapinière laurentienne.* Thèse de doctorat, Faculté de Foresterie et de Géodésie. Université Laval.
- Priestley, C. H. B., et Taylor, R. J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100: 81–92.
- Rawls, W. J., et Brakensiek, D. L., 1989. Estimation of soil water retention and hydraulic properties. *Unsaturated flow in hydrologic modeling: Theory and practice. NATO ASI series. Series C: Mathematical and physical sciences.* H. J. Morel-Seytoux, ed., 275, Kluwer Academic, Boston. 275–300.
- Ressources naturelles Canada, Service canadien des forêts, 1999. *L'état des forêts au Canada.* Sa Majesté la Reine du Chef du Canada 1999, numéro du catalogue Fol-6/1999F, ISBN 0-662-83786-0.
- Ressources Naturelles Canada. 2006.
<http://atlas.nrcan.gc.ca/site/francais/maps/freshwater/distribution>. Site web consulté le 13 février 2006.
- Riley, J.P., Israelsen E.K., Eggleston K.O., 1972. Some approaches to snowmelt prediction. *Actes du colloque de Banff sur le role de la neige et de la glace en hydrologie.* AISH, 2(107): 956-971.
- Robert, C., Banton, O., Lafrance, P., Villeneuve, J.-P. 1992. Analyse de sensibilité paramétrique d'un modèle simulant le transport de pesticides dans le sol. *Revue des sciences de l'eau* 5 : 197-210.
- Robitaille, A., Saucier, J.P., 1998. *Paysages régionaux du Québec méridional.* Publications du Québec, St-Foy. 213 p.
- Rochette, F. J. 1971. *Hydrogeological study of Ruisseau des Eaux Volées experimental basin.* Thèse de maîtrise, University of Western Ontario, London, Canada.
- Rousselle, J., Debs, A., Lauzon, N. et Birikundavyi, S. 1999. Modèles hydrologiques de prévision des apports – revue de littérature. Préparé pour la

- Direction de l'hydraulique, Service de gestion et protection des systèmes hydriques, Québec, Ministère de l'Environnement, *Rapport C.D.T. P2350*, Centre de développement technologique, École Polytechnique de Montréal, 94 p.
- Rutter, A.J., et Morton, A.J., 1977. A predictive model of rainfall runoff interception in forests. III. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal of Applied Ecology*, 14 : 567-588.
- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., et Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests I ; Derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. *Agricultural Meteorology*, 9: 367-384.
- Rutter, A.J., Robins, P.C., et Morton, A.J., 1975. A predictive model of rainfall interception in forests II ; Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology*. 12 : 367-380
- Ryan, J.A., 1979. Evaluation of Hydrologic modeling techniques for forest land management planning. *Water Resources Bulletin*, vol 15, no 2.
- Saameli, R., 1995. Étude de sensibilité du modèle hydrologique HYDROTEL et analyse comparative des composantes de divers modèles hydrologiques en vue de leur implantation dans GIBSI. Rapport de recherche. École Polytechnique Fédérale de Lausanne. 21-56.
- Sandhu, I.S., et Dinshaw, N., 1989. Optimum Manning roughness coefficients for use in a finite element overland flow model. *Proceeding of the international conference on channel flow and catchment runoff : centennial of Mannings formula and Kuichlings rational formula : 22-26 May, 1989 at the University of Virginia*.
- Singh, V.P. 1995. *Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 1130 p.
- Singh, VP, D. Frevert 2002a. *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 507-576.

- Singh, V.P, D. Frevert 2002b. *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 950 p.
- Stednik, J.D., 1996. Monitoring the effects of timber harvest on annual water yield. *Journal of Hydrology* 176: 79-95.
- Storck, P., Bowling, L., Wetherbee, P., Lettenmaier, D., 1998. Application of GIS-based distributed model for prediction of forest harvest effects on peak stream flow in the Pacific Northwest.. *Hydrological Processes*,12: 889-904.
- Swanson, R.H., 1998. Forest Hydrology issue for the 21st century : a consultant viewpoint. *Journal of the American Water Resources Association*. Vol 34, no 4 : 755-763.
- Swift, L.W.Jr., Swank, W.T., Mankin, J.B., Luxmoore, R.J., et Goldstein, R.A., 1975. Simulation of Evapotranspiration and Drainage from Mature Clear-Cut Deciduous Forests and Young Pine Plantation. *Water Resources Research*, vol. 11 no. 5: 667-673
- Thornthwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38: 55–94.
- Thyer, M, Beckers, J., Spittlehouse, D., Alila, Y., Winkler, R., 2004. Diagnosing a distributed hydrologic model for two high elevation forested catchments based on detailed stand and basin-scale data. *Water Resource Research*. Vol 40, W01103, 20 p.
- Tremblay, Y., Rousseau, A.N., Plamondon, A.P., Lévesque, D., Jutras, S. 2006. Rainfall peakflow response of clearcutting 50% of three watersheds in a boreal forest, Montmorency Forest, Québec. (article soumis à la publication).
- Troendle, C.A., et King, R.M., 1985. The Effect of Timber Harvest on the Fool Creek Watershed, 30 Years Later. *Water Resources Research*. Vol 21, no 12 : 1915-1922.
- Turcotte, R, Fortin, L.G., Fortin, J.P., Fortin, V., Villeneuve, J.P (2006- soumis) Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada, *Nordic hydrology*.

- Turcotte, R., A. N. Rousseau, J.-P. Fortin et J.-P. Villeneuve. 2003. Development of a process-oriented, multiple-objective, hydrological calibration strategy accounting for model structure. Dans Duan, Q., S. Sorooshian, H. Gupta, A. N. Rousseau et R. Turcotte, *Advances in Calibration of Watershed Models*, Water Science & Application 6, American Geophysical Union: 153-163.
- Turcotte, R., Fortin, J.-P., Rousseau, A.N., Massicotte, S., et Villeneuve, J.P. 2001. Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology* 240: 225-242.
- Verry, E.S., 1972. Effect of an aspen clearcutting on water yield and quality in northern Minnesota. *Proc. Of Nat. Symp. On Waters. In transition. Amer. Water Resour. Assoc. Proc. Series 14*: 276-284.
- Villeneuve, J.-P., P. Hubert, A. Mailhot, et A. N. Rousseau. 1998a. Modélisation hydrologique et gestion de l'eau. *Revue des Sciences de l'Eau* 11(no spécial): 19-39.
- Villeneuve, J.-P., Blanchette, C., Duchemin, M., Etong, N., Maheu, D., Mailhot, A., Martin, A., Rousseau, A.N., Trépanier, S., et Turcotte, R., 1998b. Rapport synthèse du projet GIBSI : Gestion Intégrée des Bassins Versant à l'aide d'un Système Informatisé, Rapport synthèse No RS-462, INRS-Eau, Ste-Foy (Québec).
- Villeneuve, J.-P., C. Blanchette, M. Duchemin, N. Etong, J.-F. Gagnon, A. Mailhot, A. N. Rousseau, J.-F. Tremblay, M. Roux, et R. Turcotte. 1998c. *Rapport final du projet GIBSI, mars 1998, TOMES 1 et 2 (ANNEXES)*. Rapport final No. R-462. Institut national de la recherche scientifique, INRS-Eau, Sainte-Foy, PQ.
- Wegehenkel, M. 2002. Estimating the impact of land use changes using the conceptual hydrological model THESEUS- a case study. *Physics and Chemistry of the Earth* 27: 631-640.

ANNEXES

ANNEXE A

Équations utilisées par les sous-modèles d'HYDROTEL

A.1 Interpolation des données météorologiques⁶

Le premier sous-modèle détermine d'abord les températures, les précipitations et les autres données météorologiques disponibles (ex. : rayonnement solaire, humidité relative, vitesse du vent, ensoleillement) sur chaque UHRH du bassin versant en fonction des données enregistrées aux stations météorologiques et de la localisation et de l'altitude de ces dernières par rapport aux UHRH. Le sous-modèle effectue ensuite la division des précipitations solides et liquides sur chacune des UHRH.

Deux méthodes sont disponibles pour déterminer la température, la quantité de précipitations reçue, et les autres données météorologiques sur chaque UHRH. La première, celle des polygones de Thiessen, attribue à l'UHRH les données enregistrées à la station météorologique la plus près. La seconde méthode consiste à calculer la moyenne des données enregistrées aux trois stations les plus près de l'UHRH. La contribution de chaque station est pondérée en fonction du rapport entre sa distance par rapport au centre géométrique de l'UHRH et la somme des distances des trois stations considérées. Une correction des températures est aussi effectuée, pour chacune des méthodes, en fonction de la différence d'altitude entre la station et l'altitude moyenne de l'UHRH selon l'équation suivante :

$$T_c = T_m + G_T \left(\frac{A_u - A_s}{100} \right) \quad \text{Éq. A.1}$$

- T_c : Température corrigée (°C)
- T_m : Température mesurée (°C)
- G_T : Gradient vertical des températures (°C·100 m⁻¹); paramètre déterminé par l'utilisateur
- A_s : Altitude de la station (m)
- A_u : Altitude moyenne de l'UHRH (m)

⁶ Les informations présentées dans cette section proviennent du Manuel de l'utilisateur d'HYDROTEL (Fortin et Royer, 2004)

Le gradient vertical des températures (G_T) étant un paramètre déterminé par l'utilisateur, bien qu'en théorie sa valeur devrait se rapprocher de la valeur de l'adiabatique humide ($-0,65^\circ\text{C}/100\text{ m}$). Une correction des précipitations peut aussi avoir lieu selon l'équation suivante :

$$P_c = P_m \left[1 - G_P \left(\frac{A_u - A_s}{100} \right) \right] \quad \text{Éq. A.2}$$

- P_c : Précipitation corrigée ($^\circ\text{C}$)
- P_m : Précipitation mesurée ($^\circ\text{C}$)
- G_p : Gradient vertical du facteur multiplicatif des précipitations ($\text{mm}\cdot 100\text{ m}^{-1}$); paramètre déterminé par l'utilisateur

Le gradient vertical du facteur multiplicatif des précipitations (GP) est un paramètre déterminé par l'utilisateur. Les données météorologiques autres que la température et les précipitations ne sont pas corrigées en fonction de l'altitude. Dans le cas où l'intervalle défini par les températures minimale et maximale du pas de temps de simulation inclut la température de passage de la pluie en neige, alors la division des précipitations en fractions solides et liquides s'effectue avec la formule suivante pour chaque UHRH :

$$f = \min \left(\frac{T_{\max} - T_s}{T_{\max} - T_{\min}} ; 1 \right) \quad \text{Éq. A.3}$$

- f : Fraction liquide de la précipitation
- T_{\max} : Température maximum du pas de temps ($^\circ\text{C}$)
- T_{\min} : Température minimum du pas de temps ($^\circ\text{C}$)
- T_s : Température de passage de la pluie en neige ($^\circ\text{C}$); paramètre déterminé par l'utilisateur
- $\min(;)$: Opérateur mathématique qui retient la valeur la plus faible entre deux expressions séparées par un point virgule

La fraction solide de la précipitation est égale à $1-f$, et la température de passage de la pluie en neige (T_s) est un paramètre déterminé par l'utilisateur.

A.2 Accumulation et fonte de la neige⁷

Le deuxième sous-modèle simule l'accumulation des précipitations solides sous forme de couverture de neige, l'évolution de cette couverture nivale, et sa fonte à l'aide d'une méthode mixte (degrés-jours et bilan énergétique) faisant intervenir la température et un indice d'albédo, influencés par l'occupation du sol, et les précipitations.

Le sous-modèle suppose une seule couche de neige homogène sur la verticale, et compte cinq variables d'état, soit : l'équivalent en eau, le déficit calorifique, l'albédo, la densité et l'eau retenue dans le couvert. L'évolution de ces variables est estimée de façon discrète à chaque pas de temps de simulation. Les deux principales variables, l'équivalent en eau et le déficit calorifique, varient selon deux équations de bilan, exprimant respectivement la conservation de la masse et la conservation de l'énergie :

$$\frac{dÉEN}{dt} = P + N - F + \frac{dER}{dt} \quad \text{Éq. A.4}$$

- ÉEN : Équivalent en eau de la neige au sol (m)
- t : Temps (s)
- P : Taux de précipitation liquide sur un pas de temps donné ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
- N : Taux de précipitation solide sur un pas de temps donné ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
- F : Taux de fonte pour un pas de temps donné ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
- ER : Eau liquide retenue dans la neige au sol (m)

$$\frac{dU}{dt} = u_n - u_p - u_c - u_{s-n}^{(P)} - u_{a-n}^{(P)} \quad \text{Éq. A.5}$$

- U : Déficit calorifique ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$)

⁷ Les équations et les explications présentées dans cette section sont tirées Turcotte *et al.* (2006).

- u_n : Taux d'augmentation du déficit calorifique provenant de la précipitation solide ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\text{ s}^{-1}$)
- u_p : Taux de diminution du déficit calorifique apportée par la précipitation liquide ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\text{ s}^{-1}$)
- u_c : Taux de changement du déficit calorifique provenant du transfert de chaleur par convection à l'interface neige-air ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\text{ s}^{-1}$)
- $u_{a-n}^{(P)}$: Taux de diminution du déficit calorifique apportée par la fonte potentielle à l'interface entre l'air et la neige ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\text{ s}^{-1}$)
- $u_{s-n}^{(P)}$: Taux de diminution du déficit calorifique apportée par la fonte potentielle à l'interface entre le sol et la neige ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\text{ s}^{-1}$)

L'évaluation des différents termes de ces équations est donnée ci-après. Séquentiellement, le calcul débute par l'ajout de la fraction solide de la précipitation (N) à l'équivalent en eau de la neige (ÉEN) sur le pas de temps et de l'impact énergétique (U_n) correspondant, évalué à l'aide de la chaleur spécifique de la neige ($2093 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$), à l'aide de l'équation suivante :

$$u_n = \rho_e \cdot C_g \cdot \left(\frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \right) \cdot N \quad \text{Éq. A.6}$$

- ρ_e : Masse volumique de l'eau ($1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$);
- C_g : Chaleur spécifique de la glace ($2093 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$)

Pour les pas de temps où il y a de la précipitation liquide, la pluie (P) s'ajoute à l'équivalent en eau. Le déficit calorifique est aussi ajusté en fonction de la chaleur apportée au couvert nival par le refroidissement de l'eau et de sa température de chute (U_p), supposée égale à la température de l'air jusqu'à 0 °C , puis par le gel d'une partie ou de la totalité de cette eau, dépendant du déficit calorifique.

$$u_p = \rho_e \cdot \left(C_f + C_e \cdot \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \right) \cdot P \quad \text{Éq. A.7}$$

- C_f : Chaleur de fusion de l'eau ($334000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$)
- C_e : Chaleur spécifique de l'eau ($4184 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$)

Pour les cas où la température de l'air est en dessous de la température seuil de fonte de neige (T_0), le couvert nival perd de l'énergie par convection (U_c). L'approche classique de résolution des problèmes de solide semi-infini, dont la température à la limite est connue (condition de Dirichlet), est préconisée pour estimer cette perte. L'équation discrète suivante est utilisée à cette fin :

$$T_{nei}|_t = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} + erf\left[\frac{p_{T_{nei}}}{2\sqrt{\alpha \cdot \Delta t}}\right] \left(T_{nei}|_{t-\Delta t} - \frac{T_{max} + T_{min}}{2}\right) \quad \text{Éq. A.8}$$

- T_{nei} : Température moyenne de la neige (°C)
- $erf[]$: Opérateur mathématique qui évalue la fonction d'erreur à partir de l'argument donné entre crochets
- $p_{T_{nei}}$: Profondeur à l'intérieur du couvert de neige, à partir de la surface, où la température est égale à la température moyenne (m)
- α : Diffusivité thermique ($m^2 \cdot s^{-1}$)

La température moyenne de la neige au pas de temps précédent est estimée par l'équation suivante :

$$T_{nei}|_{t-\Delta t} = \frac{U|_{t-\Delta t}}{\dot{E}EN|_{t-\Delta t} \cdot C_g \cdot \rho_e} \quad \text{Éq. A.9}$$

La profondeur à l'intérieur du couvert de neige où la température est égale à la température moyenne ($p_{T_{nei}}$), si la hauteur totale du couvert de neige est inférieure à 0.4 m, est donnée par l'équation suivante :

$$p_{T_{nei}} = \frac{Z_{nei}}{2} \quad \text{Éq. A.10}$$

- Z_{nei} : Hauteur de neige au sol (m)

Lorsque la hauteur totale du couvert de neige est supérieure ou égale à 0.4 m, $p_{T_{nei}}$ est alors estimée par l'équation suivante :

$$p_{T_{nei}} = 0.2 + \frac{Z_{nei} - 0.4}{4} \quad \text{Éq. A.11}$$

La diffusivité thermique (α) est défini par l'équation suivante :

$$\alpha = \frac{K_{nei}}{C_q \cdot \rho_{nei}} \quad \text{Éq. A.12}$$

K_{nei} : Conductivité thermique de la neige ($W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)
 ρ_{nei} : Masse volumique de la neige au sol ($kg \cdot m^{-3}$)

Les équations empiriques suivantes servent à faire le lien entre la conductivité thermique et la masse volumique de la neige au sol :

$$K_{nei} = (3.70 \cdot 10^{-1}) + (1.59 \cdot 10^{-3}) P1 + (3.02 \cdot 10^{-6}) P2 + (5.20 \cdot 10^{-9}) P3 + (1.57 \cdot 10^{-11}) P4$$

$$\begin{aligned} P1 &= \rho_{nei} - 329.6 \\ P2 &= (\rho_{nei} - 260.378) P1 - (21166.4) \\ P3 &= (\rho_{nei} - 320.69) P2 - (24555.8) P1 \\ P4 &= (\rho_{nei} - 263.363) P3 - (11739.3) P2 \end{aligned}$$

P1, P2, P3 et P4 : Points de la fonction polynomiale

La diminution du déficit calorifique provenant de la perte de chaleur par convection (u_c) pendant le pas de temps est déterminée par l'équivalent énergétique de la différence entre la température moyenne du couvert de neige au début et à la fin du pas de temps :

$$u_c = (T_{nei}|_t - T_{nei}|_{t-\Delta t}) \cdot \dot{EEN}|_{t-\Delta t} \cdot \rho_e \cdot C_g \quad \text{Éq. A.13}$$

Alors, si le couvert de neige s'est refroidi au cours du pas de temps, il y a une augmentation du déficit calorifique, dans le cas d'un réchauffement, il y a diminution du déficit calorifique. La chaleur fournie à la surface du sol est exprimée comme étant l'énergie correspondant à la fonte potentielle à l'interface entre le sol et la neige. Cette chaleur permet de diminuer le déficit calorifique. Le déficit calorifique par l'apport de chaleur au sol est défini comme étant le produit d'un taux de fonte à l'interface sol-neige (TF_{s-n}), qui est un paramètre déterminé par l'utilisateur, de la masse volumique de l'eau et de la chaleur de fonte de la neige ($334000 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$).

$$u_{s-n}^{(P)} = \frac{TF_{s-n}}{86400} \cdot \rho_e \cdot C_f \quad \text{Éq. A.14}$$

TF_{s-n} : Taux de fonte journalier à l'interface sol-neige ($\text{m}\cdot\text{jour}^{-1}$) : *paramètre déterminé par l'utilisateur*
 86400 : Nombre de seconde par jour ($\text{s}\cdot\text{jour}^{-1}$)

De manière à n'utiliser en entrée que des données aisément disponibles, les apports énergétiques externes fournis par le rayonnement solaire sont évalués par une méthode basée sur un indice de températures. L'ajout de chaleur est donc obtenu par l'équation suivante s'inspirant directement de Riley *et al.* (1972):

$$u_{a-n}^{(P)} = \frac{TF_{a-n}}{86400} \cdot \rho_e C_f \cdot \left(\frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} - T_0 \right) \cdot (1-a) \quad \text{Éq. A.15}$$

TF_{a-n} : Taux de fonte journalier à l'interface air-neige ($\text{m}\cdot\text{jour}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$) : *paramètre déterminé par l'utilisateur pour différentes utilisations du sol*
 T_a : Température de l'air moyenne sur un pas de temps (°C)
 T_0 : Température à laquelle la fonte débute (°C) : *paramètre déterminé par l'utilisateur pour différentes utilisations du sol*
 a : Albédo ; *donnée fournie par l'utilisateur pour chaque occupation du sol et modifiée par l'accumulation de la neige au sol*

dans laquelle le taux de fonte journalier à l'interface air-neige (TF_{a-n}) est un paramètre déterminé par le modélisateur. Si l'apport calorifique fourni au couvert nival par les processus précédents provoque un surplus calorifique au couvert, alors il y a fonte de neige. Cette fonte (F) est estimée en divisant le surplus calorifique par le produit de la chaleur de fonte de la neige et de la densité de l'eau.

$$si U < 0 \quad : \quad F = \frac{-U}{\Delta t \cdot \rho_e \cdot C_f} \quad \text{Éq. A.16}$$

L'eau de fonte peut être retenue dans le couvert qui agit comme un milieu poreux. Dans la littérature, les valeurs sur la capacité de rétention du couvert nival varient beaucoup. Cette capacité a été fixée à 10% de l'épaisseur dans ce sous-modèle, et la quantité d'eau retenue par le couvert de neige (ER) est calculée par l'équation suivante :

$$ER|_t = \min \left(\frac{Z_{nei}|_{t-\Delta t}}{10}; ER|_{t-\Delta t} + F \right) \quad \text{Éq. A.17}$$

Ainsi, si la capacité de rétention excède la lame de fonte, l'eau de fonte est entièrement conservée dans le couvert et il n'y a aucun apport par la fonte qui atteint le sol. Si la lame de fonte est plus grande que la capacité de rétention, le couvert ne retient qu'une lame de fonte égale à la capacité de rétention, la différence apparaît comme apport vertical à la surface du sol. Cet apport vertical est la variable de sortie la plus importante du sous-modèle d'accumulation et de fonte de la neige puisque c'est la variable/donnée d'entrée principale dans le cas d'une modélisation apport/débit (équivalent à une modélisation pluie-débit mais incluant le processus de fonte de neige).

$$AV = F - ER|_t + ER|_{t-\Delta t} \quad \text{Éq. A.19}$$

AV : Apport vertical ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Deux options sont disponibles pour estimer la valeur de l'albédo. La première suppose que le couvert de neige est opaque et la seconde considère qu'il absorbe l'énergie incidente à sa surface sur une certaine épaisseur. Dans le premier cas, une couche mince de neige suffit pour faire passer l'albédo d'une valeur représentative de la végétation ou du sol, soit 0.15, à la valeur maximale pour une surface de neige, soit 0.8. Dans le second, l'albédo passe progressivement de l'une à l'autre de ces valeurs, respectivement, en tenant compte des nouvelles chutes de neige et du vieillissement de la neige au sol. Les équations nécessaires au calcul de l'albédo ne sont pas présentées puisque seule la première méthode a été utilisée pour simuler l'évolution du couvert nival dans le cadre de ce travail.

Le sous-modèle simule aussi l'évolution de la hauteur de neige (H_{nei}) en incluant d'abord les changements de hauteurs provoqués par l'ajout de nouvelle neige. Il faut noter que l'ajout de précipitations liquides ne change en rien la hauteur de neige.

$$\frac{dZ_{nei}}{dt} = N \cdot \frac{\rho_e}{\rho_{ps}} - H_{nei} \cdot CN - F \cdot \frac{Z_{nei}}{ÉEN} \quad \text{Éq. A.20}$$

ρ_{ps} : Masse volumique de la précipitation solide ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)
CN : Taux de réduction de la hauteur de neige par compaction (s^{-1})

Avec

$$\rho_{ps} = 151 + 10.63 \left(\frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \right) + 0.2767 \left(\frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \right)^2 \quad \text{Éq. A.21}$$

pour $\left(\frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}\right)$ entre 0 et -17 °C, et

$$\rho_{pn} = 50$$

pour $\left(\frac{T_{\max} + T_{\min}}{2}\right)$ sous -17 °C.

et avec

$$CN = \frac{C_t}{86400} \left(1 - \frac{\dot{E}EN|_{t-\Delta t} \cdot \rho_e}{Z_{nei}|_{t-\Delta t} \cdot \rho_{nei_{\max}}} \right) \quad \text{Éq. A.22}$$

C_t : Constante de tassement (jour⁻¹) ; *paramètre déterminé par l'utilisateur*
 $\rho_{nei_{\max}}$: Masse volumique maximale de la neige au sol (kg·m⁻³) ; *paramètre déterminé par l'utilisateur*

Il faut finalement noter que l'équivalent en eau de la neige (ÉEN) et la hauteur de neige au sol (Z_{nei}) sont liés à la masse volumique de la neige au sol par l'équation qui suit :

$$\rho_{nei} = \frac{\dot{E}EN}{Z_{nei}} \cdot \rho_e \quad \text{Éq. A.23}$$

A.3 Évapotranspiration potentielle⁸

Le troisième sous-modèle calcule l'évapotranspiration qui pourrait potentiellement exister si l'eau n'était pas un facteur limitatif. Cinq algorithmes sont disponibles : Penman-Monteith (Monteith, 1965), Priestley-Taylor (1972), Linacre (1977), Thornthwaite (1948), et un algorithme développé par Hydro-

⁸ Les informations présentées dans cette section proviennent du Manuel de l'utilisateur HYDROTEL (Fortin et Royer, 2004)

Québec pour le Québec. Le choix d'un de ces algorithmes dépend des données disponibles.

L'algorithme de Penman-Monteith est celui qui nécessite le plus d'informations météorologiques, soit des données sur la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent, le rayonnement global ou insolation, et l'albédo des différentes classes d'occupation du sol. Les algorithmes de Priestley-Taylor et de Linacre sont dérivés de l'équation de Penman-Monteith. L'équation de Priestley-Taylor nécessite les mêmes données que celle de Penman-Monteith, à l'exception de la vitesse du vent. L'équation de Linacre ne nécessite que la température de l'air et l'albédo des différentes classes d'occupation du sol. L'équation de Thornthwaite, développée originalement pour des estimations mensuelles, et l'équation d'Hydro-Québec ne nécessitent que les températures de l'air pour être utilisées. Dans le cadre de ce travail, les algorithmes de Penman-Monteith, de Thornthwaite, et d'Hydro-Québec ont été utilisés pour faire la calage d'HYDROTEL sur le BEREV et sont donc présentés ici.

A.3.1 Équation de Penman

Deux formulations de l'équation originale de Penman sont disponibles. La première, dite « à base physique », est celle modifiée par Monteith (1965). Elle s'applique aux surfaces saturées et sa différence fondamentale avec l'équation originale de Penman est liée à la fonction de vent. Cette équation est un cas particulier de l'équation plus générale développée par Monteith, incluant à la fois les résistances aérodynamique et stomatique à la transpiration, et utilisable pour évaluer l'évapotranspiration réelle. Comme les données sur les échanges de chaleur avec le sol sont rarement disponibles, le terme lié à la résistance stomatique n'est pas considéré. La seconde forme de l'équation, dite « empirique », conserve la relation de vent empirique de Penman.

L'équation de Penman est souvent présentée sous la forme compacte suivante:

$$ETP = \left(\frac{\Delta R_n + E_a}{\Delta + \gamma} \right) \frac{1}{L_e} \quad \text{Éq. A.24}$$

- ETP** : Évapotranspiration potentielle (mm·jour⁻¹)
Δ : Pente de la tension de vapeur d'eau saturante en fonction de la température (mb·°K⁻¹)
γ : Constante psychrométrique (mb·°K⁻¹)
R_n : Rayonnement net à la surface d'où se fait l'ÉTP (J·m⁻²·jour⁻¹)
E_a : Pouvoir évaporant de l'air (J·m⁻²·jour⁻¹·mb·°K⁻¹)
L_e : Chaleur de vaporisation de l'eau (2 250 000 J·kg⁻¹)

Le rayonnement net, quant à lui, est estimé par l'équation suivante:

$$R_n = (1 - a) R_g - \sigma T_{ak}^4 (0.56 - 0.08 \sqrt{e_v}) \left(0.1 + 0.9 \frac{h_{ens}}{h_{jour}} \right) \quad \text{Éq. A.25}^9$$

- R_g** : Rayonnement solaire global au sol (J·m⁻²·jour⁻¹) ; donnée fournie par l'utilisateur ou calculée par l'équation A.26
σ : Constante de Stefan-Boltzman (4.8986 X 10⁻³ ·J·m⁻²·°K⁻¹·jour⁻¹)
T_{ak} : Température moyenne de l'air (°K) ; donnée fournie par l'utilisateur
e_v : Tension de vapeur de l'eau dans l'air (mb)
h_{ens} : Durée d'ensoleillement (h) ; donnée fournie par l'utilisateur
h_{jour} : Durée du jour (h)

Si l'utilisateur ne dispose pas de données observées du rayonnement solaire, il peut l'estimer par l'équation A.26 :

$$R_g = \left(w + y \frac{h_{ens}}{h_{jour}} \right) I_{ga} \quad \text{Éq. A.26}$$

w et y : Constante de régression fournies par l'utilisateur

⁹ Équation tirée du Manuel de l'utilisateur d'HYDROTEL (Fortin et Royer, 2004). Il n'y a pas de référence dans le Manuel quant à la provenance de cette relation empirique.

I_{ga} : Rayonnement solaire extra-atmosphérique pour la journée simulée
($J \cdot m^{-2} \cdot jour^{-1}$)

La tension de vapeur (e) est estimée à partir de l'équation A.27 :

$$e_v = HR e_s \quad \text{Éq. A.27}$$

HR : Humidité relative de l'air ; donnée fournie par l'utilisateur

e_s : Tension de vapeur saturante de l'eau dans l'air (mb)

Quant à la tension de vapeur saturante de l'eau dans l'air (e_s), elle est estimée par l'équation A.28 :

$$e_s = (a_0 + T (a_1 + T (a_2 + T (a_3 + T (a_4 + T (a_5 + a_6 T)))))) \quad \text{Éq. A.28}$$

$$a_0 = 6984.505294$$

$$a_1 = -188.903931$$

$$a_2 = 2.133357679$$

$$a_3 = -1.288580973 \times 10^{-2}$$

$$a_4 = 4.393587233 \times 10^{-5}$$

$$a_5 = -8.023923082 \times 10^{-8}$$

$$a_6 = 6.136820929 \times 10^{-11}$$

La pente Δ de la tension de vapeur de l'eau en fonction de la température peut alors être estimée par l'équation A.29 :

$$\Delta = \frac{0.622 L_e e_s}{R_d T^2} \quad \text{Éq. A.29}$$

Δ : Pente de la tension de vapeur de l'eau en fonction de la température

R_d : Constante des gaz ($287.04 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)

Le pouvoir évaporant de l'air (E_a) est quant à lui, calculé à l'aide de l'équation A.30, lorsqu'on utilise la relation « à base physique », et par l'équation A.31, lorsqu'on utilise la relation « empirique ».

$$E_a = \frac{\rho_a C_p k^2 V_{za} (e_s - e_v) 3600 \Delta t}{\ln\left(\frac{Z_a - d}{Z_o}\right) \ln\left(\frac{Z_a - d}{Z_{ov}}\right)} \quad \text{Éq. A.30}$$

$$E_a = 0.26 \gamma L_e (1 + 0.54) V_{za} (e_s - e_v) \quad \text{Éq. A.31}$$

- V_{za} : Vitesse du vent ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) à la hauteur Z_a de simulation ; *donnée fournie par l'utilisateur*
- ρ_a : Densité de l'air égale ($1.2923 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$)
- C_p : Chaleur spécifique de l'air ($1005 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)
- k : Constante de Von Karman (0.4)
- Δt : Pas de temps de calcul (h)
- d : Hauteur à laquelle on considère le vent comme nul , égale à 70% de la hauteur Z_{vg} de la végétation (m)
- Z_a : Hauteur de simulation considérée comme égale à $d + 2$ (m)
- Z_o : Hauteur de déplacement vertical pour le momentum reliée à la rugosité de la surface et égale à $0.13 \cdot (Z_{vg} - d)$ (m)
- Z_{ov} : Hauteur de déplacement vertical dans le cas de la vapeur d'eau reliée à la rugosité de la surface et égale à $Z_o / 5$
- Z_{vg} : Hauteur de la végétation (m) ; *donnée fournie par l'utilisateur*

A.3.2 Équation de Thornthwaite

A l'origine, l'équation de Thornthwaite est une équation permettant d'estimer l'ETP sur une base mensuelle. Comme elle est appliquée ici au pas de temps journalier, la valeur obtenue est divisée par 30.4, c'est-à-dire par le nombre de jours dans une année divisé par le nombre de mois. Elle s'écrit donc sous la forme suivante :

$$ETP = \frac{16.2}{30.4} L_j \left(\frac{10T_a}{I} \right)^4 \quad \text{Éq. A.32}$$

- ETP : Évapotranspiration potentielle ($\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1}$)
- L_j : Coefficient d'ajustement tenant compte de la longueur du jour et de la latitude de la station
- T_a : Température moyenne journalière de l'air sur l'UHRH ($^{\circ}\text{C}$)

- I : Indice thermique de Thornthwaite
 A : Exposant déterminé à partir de l'indice thermique I

L'équation peut aussi tenir compte de la longueur du jour et donc de la possibilité d'une ETP plus élevée pour une température donnée. Ce coefficient d'ajustement (L_j) varie entre 0.6535 au solstice d'hiver et 1.3465 au solstice d'été. Il est estimé par l'équation A.33 :

$$L_j = \frac{2}{\pi} \cos^{-1} \left(-\operatorname{tg} \left(\sin^{-1} \left(\frac{23.45 \pi}{180} \right) \sin \left(\frac{2 \pi}{365} (j - j_d) \right) \right) \right) \operatorname{tg} (lat_m) \quad \text{Éq. A.33}$$

- j : Jour julien de l'année pour lequel ETP est estimé
 j_d : Jour julien de l'année considéré comme facteur de décalage
 lat_m : Latitude moyenne du bassin en degrés et centièmes

La valeur que l'utilisateur désire donner à l'indice thermique I de Thornthwaite peut être calculée à l'aide de l'équation suivante :

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_{mm}}{5} \right)^{1.514} \quad \text{Éq. A.34}$$

- T_{mm} : Température mensuelle moyenne interannuelle pour chaque mois de l'année en °C

L'indice thermique sert aussi à estimer l'exposant A de l'équation de Thornthwaite:

$$A = 6.75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7.71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 0.0179 I + 0.492 \quad \text{Éq. A.35}$$

A.3.3 Équation d'Hydro-Québec

L'équation d'ETP développée par Hydro-Québec se formule de la façon suivante :

$$ETP = 0.029718 (T_{\max} - T_{\min}) e^{0.019 \left(\frac{9}{5}(T_{\max} + T_{\min}) + 64 \right)} \quad \text{Éq. A.36}$$

ETP : Évapotranspiration potentielle (mm·jour⁻¹)

T_{\max} : Température maximum journalière (°C)

T_{\min} : Température minimum journalière (°C)

Pour les équations de Thornthwaite et d'Hydro-Québec, lorsque le pas de temps est inférieur à la journée, la valeur de l'ETP obtenue par l'équation A.32 ou A.36 est distribuée dans le temps à l'aide des valeurs présentées dans le tableau 3.2.

Tableau A.1 : Distribution horaire des valeurs journalière d'ETP

Heure	% ETP	Heure	% ETP
1	0.5	13	10.9
2	0.5	14	10.8
3	0.5	15	9.6
4	0.5	16	7.8
5	1.0	17	5.0
6	2.2	18	2.0
7	4.0	19	0.5
8	5.4	20	0.5
9	8.0	21	0.5
10	8.4	22	0.5
11	9.6	23	0.5
12	10.4	24	0.5

Finalement, l'usager peut ajuster la quantité d'évapotranspiration potentielle calculée avec l'un ou l'autre des algorithmes sélectionnés en modifiant un coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP :

$$ETP = COE \cdot ETP \quad \text{Éq. A.37}$$

ETP : Évapotranspiration potentielle modifiée par le COE (mm·jour⁻¹)

COE : Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'ETP; paramètre déterminé par l'usager

A.4 Bilan d'eau vertical¹⁰

Le bilan d'eau vertical sert à séparer les lames d'eau qui ruissellent à la surface du sol de celles qui s'y infiltrent. L'eau qui s'infiltre modifie ensuite l'état de saturation du profil de sol et participe aux écoulements retardés, dans la partie supérieure non-saturée du sol, et aux écoulements de nappe en zone saturée. L'évapotranspiration réelle est aussi calculée par ce sous-modèle en tenant compte de l'évapotranspiration potentielle, calculée par le sous-modèle précédent, et de l'état de saturation du sol.

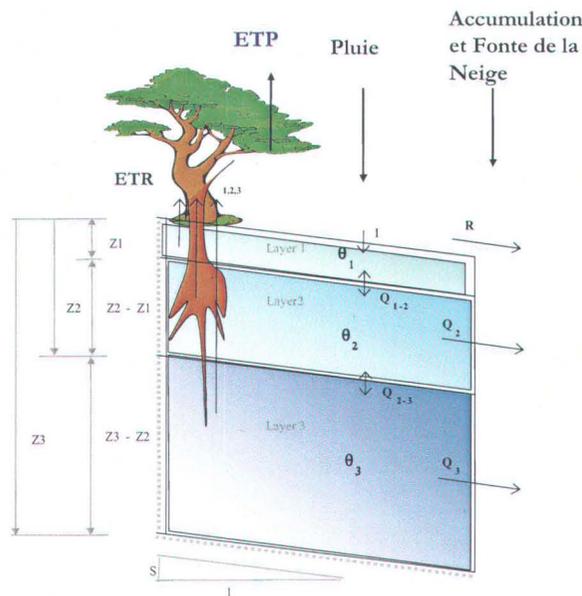


Figure A.1 : Illustration du sous-modèle BV3C

Une seule option était disponible pour simuler l'écoulement vertical dans le sol dans la version d'HYDROTEL utilisée dans le cadre de ce projet. Il s'agit du sous-modèle de Bilan Vertical en 3 couches de sol (BV3C). Ce sous-modèle, conçu spécifiquement pour HYDROTEL, divise le sol de chaque UHRH en trois couches (figure A.1).

¹⁰ Les informations présentées dans cette section proviennent du Manuel de l'utilisateur d'HYDROTEL (Fortin et Royer, 2004)

La première couche contrôle l'infiltration et sa teneur en eau peut être affectée par l'évaporation à la surface du sol. Cette couche est normalement peu profonde (< 20 cm) et sa teneur en eau peut être évaluée par télédétection. La seconde couche peut être associée à l'écoulement hypodermique, alors que l'écoulement de base est contrôlé par la troisième couche. Les équations de transfert entre les couches sont basées sur les propriétés hydrauliques du sol de l'UHRH, qui sont déterminées par le type de sol dominant représenté par la matrice numérique des types de sol. Le tableau A.2 présente les propriétés hydrauliques utilisées par défaut par HYDROTEL pour chaque type de sol. Ces équations ne simulent pas exactement le comportement complexe de l'écoulement et du stockage de l'eau dans la colonne de sol, mais sont une estimation de ce qui peut être observé en moyenne sur une UHRH.

Tableau A.2 : Propriétés hydrauliques selon la texture du sol

Texture	Thetas (cm ³ .cm ⁻³)	Thetacc (cm ³ .cm ⁻³)	Thetapf (cm ³ .cm ⁻³)	Ks (m.h ⁻¹)	Psis (cm)	Lambda	Alpha
sand	0.417	0.091	0.033	0.21	0.1598	0.694	10
loamy_sand	0.401	0.125	0.055	0.0611	0.2058	0.553	6
sandy_loam	0.412	0.207	0.095	0.0259	0.302	0.378	4.5
loam	0.434	0.27	0.117	0.0132	0.4012	0.252	3.5
silt_loam	0.486	0.33	0.133	0.0068	0.5087	0.234	3
sandy_clay_loam	0.33	0.255	0.148	0.0043	0.5941	0.319	3.5
clay_loam	0.39	0.318	0.197	0.0023	0.5643	0.242	2
silty_clay_loam	0.432	0.366	0.208	0.0015	0.7033	0.177	1.5
sandy_clay	0.321	0.339	0.239	0.0012	0.7948	0.223	1
silty_clay	0.423	0.387	0.25	0.0009	0.7654	0.15	0.8
clay	0.385	0.396	0.272	0.0006	0.856	0.165	0.5

Au début de chaque pas de temps, l'infiltration (P) en provenance de la pluie ou de la fonte est contrôlée par la lame de pluie ou de fonte, lorsque la couche de surface n'est pas saturée, et par la conductivité hydraulique à saturation lorsque cette couche est saturée. L'excès d'eau à la surface devient du ruissellement de surface (R). Finalement, le contenu en eau (θ_j) de chaque couche j varie en fonction des flux verticaux ($q_{1,2}$ et $q_{2,3}$) entre les couches, des écoulements hors de la colonne de sol (Q_2 et Q_3), de la transpiration en provenance de chaque couche (Tr_j) et de l'évaporation (E) pour la couche de surface. Le pas de temps

externe imposé par l'utilisateur est normalement subdivisé en pas de temps Δt nettement plus petits pour assurer la stabilité numérique. Les équations de continuité décrivant les processus dans les trois couches sont les suivantes :

$$\theta_{1f} = \theta_{1i} + \frac{\Delta t}{Z_1} (P - q_{1,2} - E - Tr_1) \quad \text{Éq. A.38}$$

$$\theta_{2f} = \theta_{2i} + \frac{\Delta t}{Z_2 - Z_1} (q_{1,2} - q_{2,3} - Tr_2 - Q_2) \quad \text{Éq. A.39}$$

$$\theta_{3f} = \theta_{3i} + \frac{\Delta t}{Z_3 - Z_2} (q_{2,3} - Tr_3 - Q_3) \quad \text{Éq. A.40}$$

- Z_j : Profondeur de la couche de sol j (m) ; *paramètre déterminé par l'utilisateur*
- θ_j : Teneur en eau de la couche de sol j ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)
- j : Indice représentant la première, seconde, ou troisième couche de sol
- f et i : Indices identifiant respectivement les valeurs finales et initiales de la teneur en eau (θ_j) de chacune des couches
- P : Infiltration en provenance de la pluie ou de la fonte ($\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1}$)
- $q_{1,2}$: Flux verticaux entre la première et la deuxième couche de sol ($\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1}$)
- $q_{2,3}$: Flux verticaux entre la deuxième et la troisième couche de sol ($\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1}$)
- Tr_j : Transpiration dans la couche de sol j ($\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1}$)
- Q_j : Flux horizontaux des deuxième et troisième couches de sol ($\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1}$)

Dans le but d'estimer tous les flux entre les couches et les écoulements vers l'extérieur de la colonne de sol, la conductivité hydraulique $K(\theta_j)$ de chaque couche est d'abord estimée en fonction de sa valeur à saturation K_s , des valeurs de contenu en eau θ_j et θ_s et de la distribution des dimensions des pores selon l'équation de Campbell (1974). La conductivité hydraulique $K_{j,j+1}$ entre les couches j et $j+1$ est ensuite déterminée comme étant la valeur la plus élevée

entre $K(\theta_j)$ et $K(\theta_{j+1})$ selon l'approche de Mahrt et Pan (1984). Le potentiel matriciel $\Psi(\theta_j)$ est aussi obtenu à partir de sa valeur à saturation Ψ_s , du contenu en eau θ_j et de la distribution des dimensions des pores selon l'équation de Clapp et Hornberger (1978), de manière à éviter la discontinuité près de θ_s . Les flux verticaux sont alors exprimés par les équations A.41 et A.42 :

$$q_{1,2} = K_{1,2} \left(2 \frac{\Psi(\theta_2) - \Psi(\theta_1)}{Z_1 + (Z_2 - Z_1)} + 1 \right) \quad \text{Éq. A.41}$$

$$q_{2,3} = K_{2,3} \left(2 \frac{\Psi(\theta_3) - \Psi(\theta_2)}{(Z_2 - Z_1) + (Z_3 - Z_2)} + 1 \right) \quad \text{Éq. A.42}$$

- $K_{1,2}$: Conductivité hydraulique entre les première et deuxième couche de sol ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$)
- $K_{2,3}$: Conductivité hydraulique entre les deuxième et troisième couche de sol ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$)
- $\Psi(\theta_j)$: Potentiel matriciel de la couche de sol j pour une teneur en eau θ_j (m)

Selon l'approche adoptée, l'écoulement latéral Q_2 de la couche 2 ne devient important que lorsque le contenu en eau de cette couche est entre la capacité au champ et la saturation. L'écoulement latéral Q_2 est par conséquent estimé en fonction de la pente S_n de l'UHRH, de l'épaisseur $(Z_2 - Z_1)$ de la couche et de sa conductivité hydraulique $K(\theta_2)$, par l'équation suivante :

$$Q_2 = K(\theta_2) \sin \arctan(S_n)(Z_2 - Z_1) \quad \text{Éq. A.43}$$

- $K(\theta_j)$: Conductivité hydraulique de la couche de sol j pour une teneur en eau θ_j ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$)
- S_n : Pente de l'UHRH ($\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$)

Enfin, l'écoulement Q_3 de la couche 3 est modélisé par l'équation A.44 en fonction du contenu en eau (θ_3) de cette couche, de son épaisseur ($Z_3 - Z_2$) et d'un coefficient de récession k_r , qui peut être déterminé à partir des débits observés :

$$Q_3 = k_r (Z_3 - Z_2) \theta_3 \quad \text{Éq. A.44}$$

k_r : Coefficient de récession; *paramètre déterminé par l'utilisateur*

L'évapotranspiration réelle (ETR) se produisant sur chaque UHRH est considérée comme étant la somme pondérée des ETR de chaque classe d'occupation du territoire par la fraction de la superficie de l'UHRH couverte par cette classe. Quant à l'ETR de chaque classe, elle est dérivée de l'évapotranspiration potentielle ETP de cette classe et de la teneur en eau des différentes couches de sol. L'évapotranspiration maximale E_m du sol nu est d'abord estimée par l'équation suivante (Brisson, 1989) :

$$E_m = ETP e^{-D \cdot IF} \quad \text{Éq. A.45}$$

E_m : Évapotranspiration maximale (mm·jour⁻¹)
 D : Coefficient d'extinction du rayonnement solaire dans la végétation; *paramètre déterminé par l'utilisateur*
 IF : Indice foliaire correspondant à la classe d'occupation du territoire pour laquelle E_m est calculée; *donnée fournie par l'utilisateur*

L'évaporation du sol nu (E) est alors estimée par :

$$E = C_s E_m \quad \text{Éq. A.46}$$

E : Évapotranspiration du sol nu (mm·jour⁻¹)
 C_s : Coefficient d'assèchement

où

$$C_s = COA \left(\frac{1 - e^{-\alpha_{tx}\theta_{r,1}}}{1 - 2e^{-\alpha_{tx}} + e^{-\alpha_{tx}\theta_{r,1}}} \right) \quad \text{Éq. A.47}$$

$$\theta_{r,1} = \frac{\theta_1 - \theta_{pf}}{\theta_{cc} - \theta_{pf}} \quad \text{Éq. A.48}$$

COA : Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement ; *paramètre déterminé par l'utilisateur*

α_{tx} : Coefficient dépendant de la texture du sol tx

$\theta_{r,1}$: Teneur en eau relative de la première couche de sol

θ_{cc} : Teneur en eau à la capacité au champ pour la texture de sol tx

θ_{pf} : Teneur en eau au point de flétrissement pour la texture de sol tx

Finalement, la transpiration totale (Tr) provenant du profil de sol influencé par le système de racines de la classe d'occupation du sol pour laquelle le calcul est fait en fonction du contenu en eau relatif moyen (θ_{rm}) du profil et d'un coefficient d'assèchement (C_t) similaire à C_s avec θ_{rm} remplaçant $\theta_{r,1}$:

$$T_r = C_t \left[(ETP - E_m) \left(\beta + (1 - \beta) \frac{E}{E_m} \right) \right] \quad \text{Éq. A.49}$$

Tr : Transpiration totale du profil de sol influencé par le système de racines ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$)

C_t : Coefficient d'assèchement pour la transpiration

β : Représente l'effet de l'assèchement en surface sur l'évapotranspiration (normalement égal à 1.1)

La valeur de T_r est ensuite redistribuée entre les couches en fonction du rapport entre le contenu en eau de chaque couche atteinte par le système de racines et du contenu en eau moyen du profil de sol, de manière à déterminer l'ETR de chaque couche pour la classe d'occupation du territoire en cours et le pas de temps interne auquel la simulation est rendue.

Pour la couche de surface, l'évaporation du sol nu s'ajoute à la transpiration dans le calcul de la teneur en eau, comme on peut le voir à l'équation A.38. Finalement, l'ETR sur l'UHRH est estimée comme étant la moyenne pondérée de l'ETR de chaque classe d'occupation du territoire, en fonction du pourcentage de superficie attribué à chacune de ces classes sur l'UHRH.

A.5 Écoulement sur la partie terrestre du bassin versant¹¹

Ce sous-modèle simule l'écoulement latéral, jusqu'au réseau hydrographique défini dans PHYSITEL, des apports provenant du ruissellement de surface (R) et des deuxièmes (Q_2) et troisièmes (Q_3) couches de sol tels que déterminés par le sous-modèle BV3C. De façon à diminuer le temps de calcul de ce processus, le calcul de l'écoulement sur la partie terrestre du bassin a été décomposé en deux étapes : (1) le calcul d'un hydrogramme géomorphologique de référence (HGM) pour chaque UHRH et (2) le calcul de la quantité d'eau qui quitte l'UHRH à chaque pas de temps.

L'hydrogramme géomorphologique de référence (Moussa, 1991) est défini comme un hydrogramme fictif présentant la variation temporelle du débit à la sortie d'une UHRH produite à partir d'une lame d'eau de référence (dont l'épaisseur est déterminée par l'usager) disponible pour l'écoulement pendant le pas de temps considéré. Le HGM est donc la réponse d'une UHRH à une impulsion de référence. Lors de la génération d'un HGM, l'écoulement jusqu'à la sortie d'une UHRH est calculé de maille à maille, pour chacune des mailles de l'UHRH (figure 3.4).

¹¹ Les informations présentées dans cette section proviennent du Manuel de l'utilisateur HYDROTEL (Fortin et Royer, 2004)

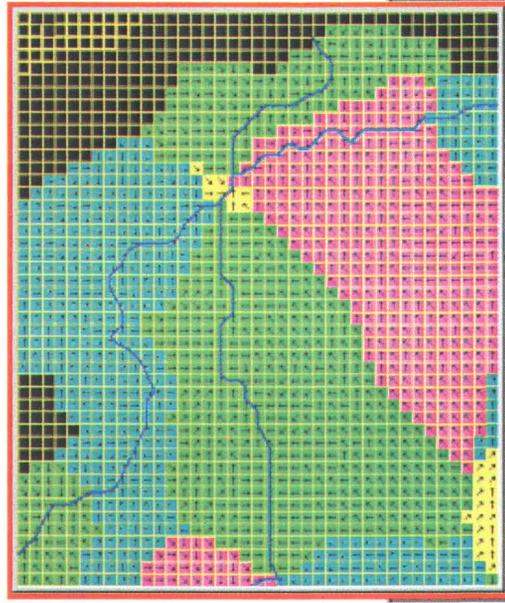


Figure A.2 : Illustration de l'écoulement sur les UHRH lors de la génération des HGM

(Tirée du Manuel de l'utilisateur d'HYDROTEL, Fortin et Royer, 2004)

HYDROTEL utilise l'algorithme de l'onde cinématique en tenant compte de la pente (S_0) de chaque cellule ainsi que de la direction de l'écoulement telle que déterminée par PHYSITEL (section 3.1), et du coefficient de rugosité de Manning tel que déterminé par l'utilisateur. Avec l'onde cinématique, les équations qui régissent l'écoulement sont une approximation unidimensionnelle du système complet des équations de Saint-Venant. Dans le présent cas, l'équation de continuité se formule ainsi :

$$\frac{\delta q_{lat}}{\delta x} + \frac{\delta Z_{lam}}{\delta t} = i_{BV} \quad \text{Éq. A.50}$$

Et l'équation cinématique de type Manning utilisée par HYDROTEL est:

$$Z_{lam} = \left(\frac{n}{1.49 \sqrt{S_m}} \right)^{\frac{3}{5}} q_{lat}^{\frac{3}{5}} \quad \text{Éq. A.51}$$

- q_{lat} : Écoulement latéral par unité de longueur de maille en maille ($m^2 \cdot s^{-1}$)
 Z_{lam} : Épaisseur de la lame écoulee (m)
 I_{BV} : Écoulement en provenance du bilan vertical (R) ($m^3 \cdot s^{-1}$)
 n : Coefficient de friction de Manning; *paramètre déterminé par l'utilisateur pouvant prendre une valeur différente pour trois groupes de classe d'occupation du sol*
 S_m : Pente de la maille ($m \cdot m^{-1}$)
 x : Distance (m)

Dans la version originale d'HYDROTEL, un coefficient de Manning uniforme, correspondant au coefficient de Manning moyen pondéré en fonction de la superficie de l'UHRH couverte par les différentes occupations du sol, est utilisé pour l'ensemble des cellules de l'UHRH. Pour ce travail, une nouvelle version d'HYDROTEL, qui attribue à chaque maille le coefficient de Manning propre à sa classe d'occupation du sol, a été testée (cf. section 9). Le calcul des HGM spécifiques à chaque UHRH se fait, lors de la première simulation, pour une lame de référence et des coefficients de Manning donnés, indépendamment des données météorologiques utilisées. Si l'épaisseur de la lame ou les coefficients de Manning sont changés par l'utilisateur, HYDROTEL doit calculer de nouveaux HGM.

La répartition dans le temps de la lame produite à un pas de temps donné est fournie par l'équation :

$$\bar{Q}_{UHRHt} = \overline{HGM}_t \frac{i_{BVt}}{i_{ref}} \quad \text{Éq. A.52}$$

- \bar{Q}_{UHRHt} : Écoulement à la sortie d'une UHRH au pas de temps t (m^3)
 \overline{HGM}_t : HGM de l'UHRH considéré (m^3)
 i_{BVt} : Apport produit par le sous-modèle BV3C au pas de temps t (m^3)
 i_{ref} : Apport de référence considéré lors de la génération de l'HGM (m^3)

À un pas de temps donné t , le débit total à l'exutoire de l'UHRH est donc la somme de la première valeur du vecteur Q_{UHRHt} et des valeurs $Q_{UHRHt-1}$, $Q_{UHRHt-2}$,... Le même processus se répète aux temps ultérieurs. La figure 3.5 illustre la production d'un hydrogramme de sortie (écoulement cumulé) à partir des valeurs d'un HGM de référence multiplié par le rapport entre l'épaisseur de la lame produite par le sous-modèle BV3C et la lame de référence utilisée pour l'HGM de référence.

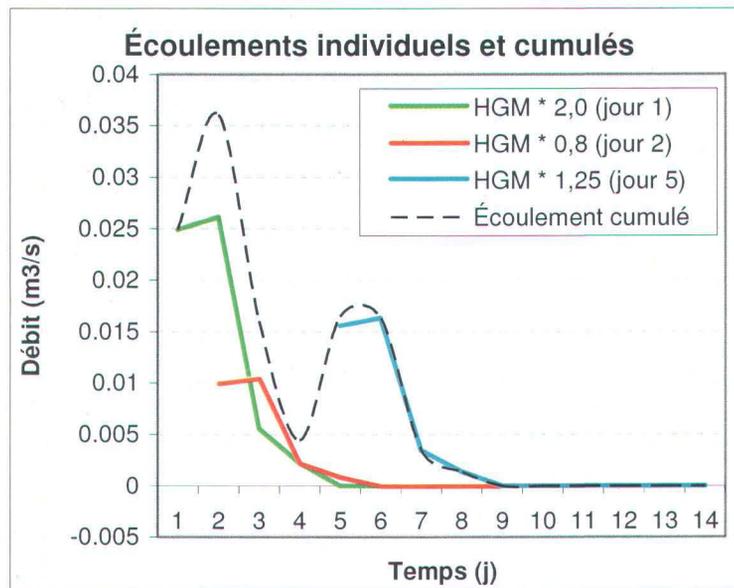


Figure A.3: Production d'un hydrogramme de sortie d'une UHRH à partir des valeurs de l'HGM de cette UHRH et du rapport entre les lames réelles et la lame de référence

Dans l'exemple de la figure A.3, le HGM de référence au pas de temps 1 est multiplié par 2, ce qui signifie que la lame d'eau calculée par BV3C pour le pas de temps 1 est deux fois plus épaisse que la lame d'eau utilisée lors du calcul du HGM de référence. Au pas de temps 2, la lame d'eau calculée par BV3C correspond à 8/10 de la lame d'eau utilisée lors du calcul du HGM de référence, et au pas de temps 3, cette fraction est de 1.25. Les hydrogrammes calculés pour

chaque pas de temps sont combinés, comme illustré à la figure A.3, pour générer la réponse de l'UHRH lors des simulations.

A.6 Écoulement en rivière

Le sixième sous-modèle simule l'écoulement de l'eau dans les rivières et les lacs du bassin-versant, et peut simuler l'effet des barrages sur l'écoulement. Pour l'application d'HYDROTEL sur le BEREV, seul l'écoulement dans les tronçons de rivières a été simulé. Deux algorithmes, basés sur des approximations du système complet des équations de Saint-Venant, sont disponibles soit l'onde cinématique et l'onde diffusante. Seul celui de l'onde cinématique a été utilisé pour ce projet.

L'algorithme de l'onde cinématique est basé sur deux équations, l'une exprimant la conservation de la masse et l'autre exprimant la conservation de la quantité de mouvement sous une forme unidimensionnelle :

$$\frac{\delta Q_{riv}}{\delta x} + \frac{\delta SM}{\delta t} = q_{UHRH} \quad \text{Éq. A.53}$$

$$\frac{\delta Z_{riv}}{\delta x} = S_i - S_f \quad \text{Éq. A.54}$$

Ce système d'équation peut être solutionné en assumant les relations suivantes entre la surface mouillée, le débit, et la pente de la surface libre et entre le débit et le niveau d'eau:

$$SM = m Q_{riv}^b S_f^{\frac{-b}{2}} \quad \text{Éq. A.55}$$

$$Z_{riv} = r Q_{riv}^s \quad \text{Éq. A.56}$$

Q_{riv} : Débit en rivière ($m^3 s^{-1}$)

SM : Surface mouillée (m^2)
q_{UHRH} : Flux latéral en provenance des mailles ou des UHRH ($m^2 \cdot s^{-1}$)
Z_{riv} : Profondeur de l'écoulement (m)
S_l : Pente du lit ($m \cdot m^{-1}$)
S_f : Pente de la surface libre ($m \cdot m^{-1}$)
r : Coefficient
b : Coefficient
m : Coefficient
s : Diffusion ($m^2 \cdot s^{-1}$)

ANNEXE B

Hydrogrammes du calage avec les données journalières

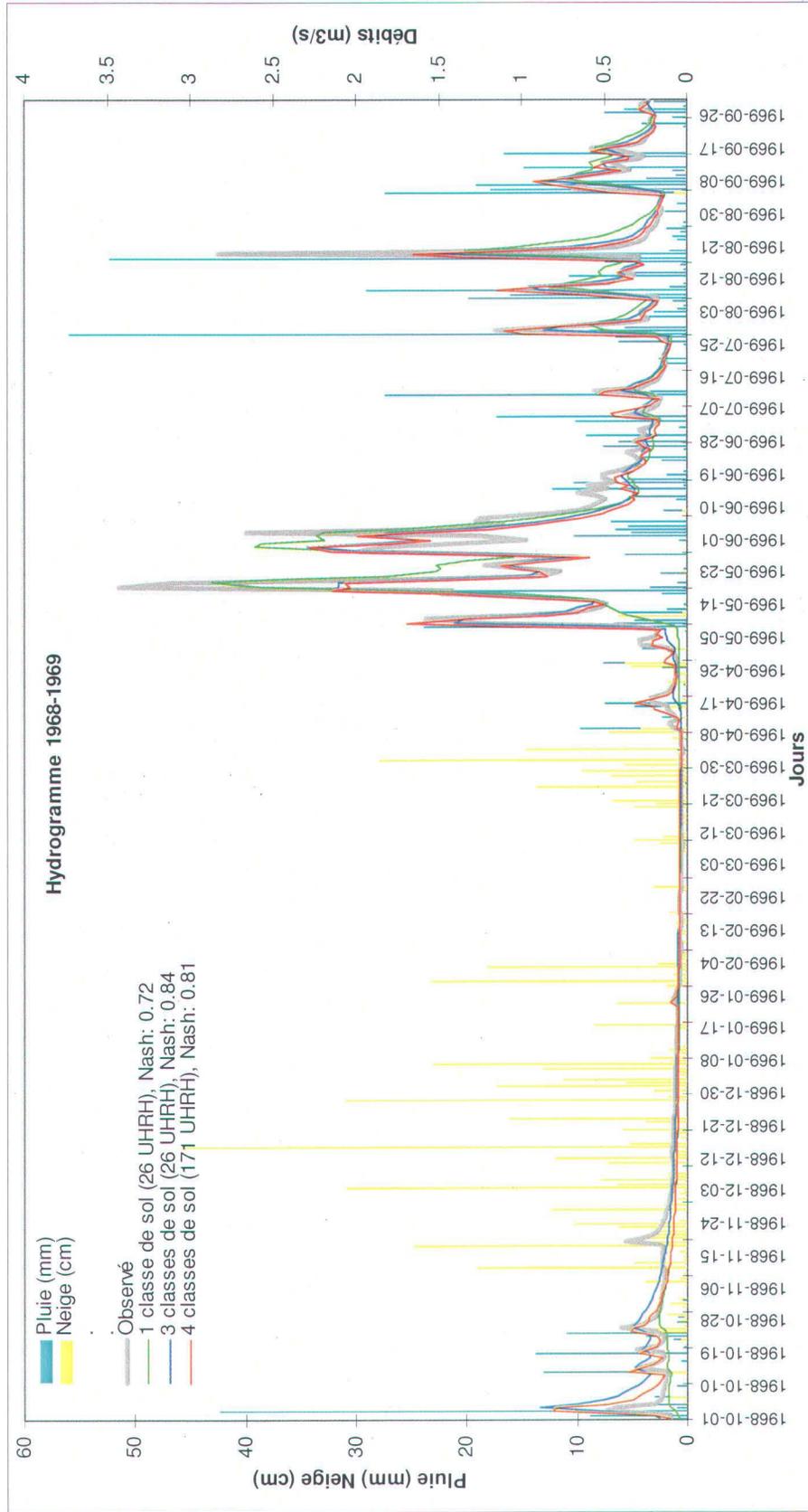


Figure B.1 : Hydrogrammes obtenus pour l'année de calage du 1^{er} octobre 1968 au 30 septembre 1969 au seuil jaugeur 0051003 (à l'exutoire du BEREV)

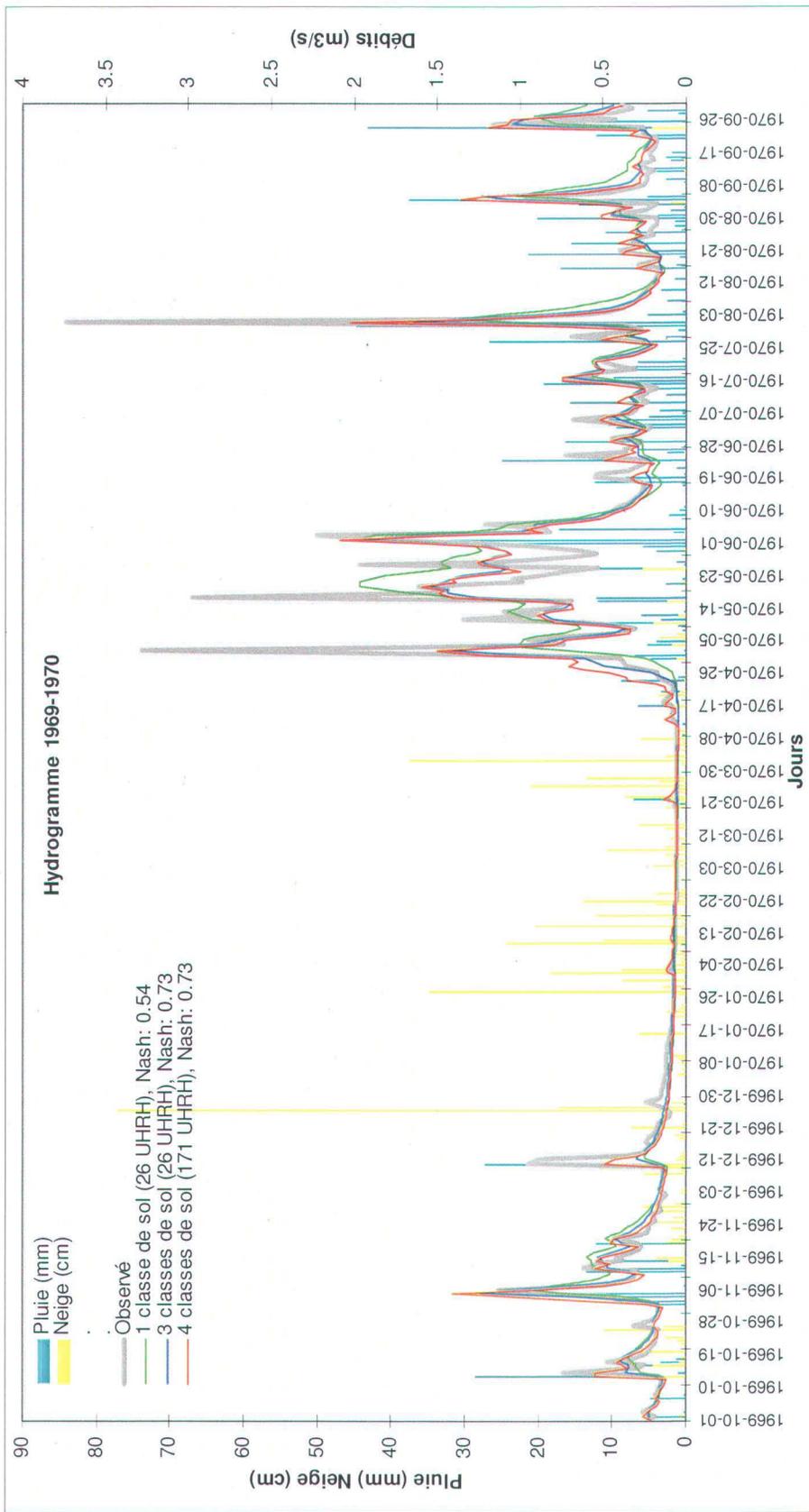


Figure B.2 : Hydrogrammes obtenus pour l'année de calage du 1^{er} octobre 1969 au 30 septembre 1970 au seuil jaugeur 0051003 (à l'exutoire du BEREV)

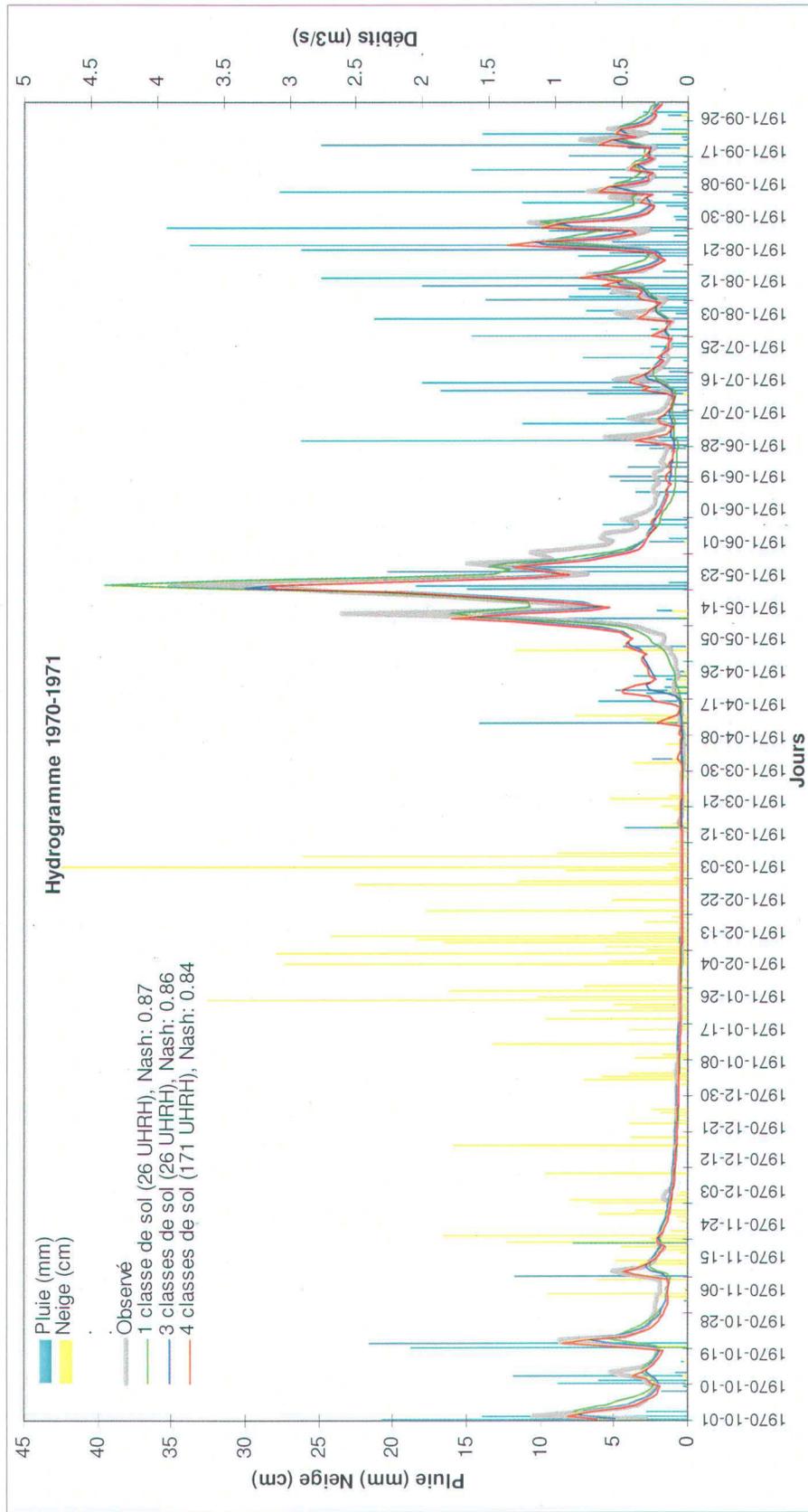


Figure B.3 : Hydrogrammes obtenus pour l'année de calage du 1^{er} octobre 1970 au 30 septembre 1971 au seuil jaugeur 0051003 (à l'exutoire du BEREV)

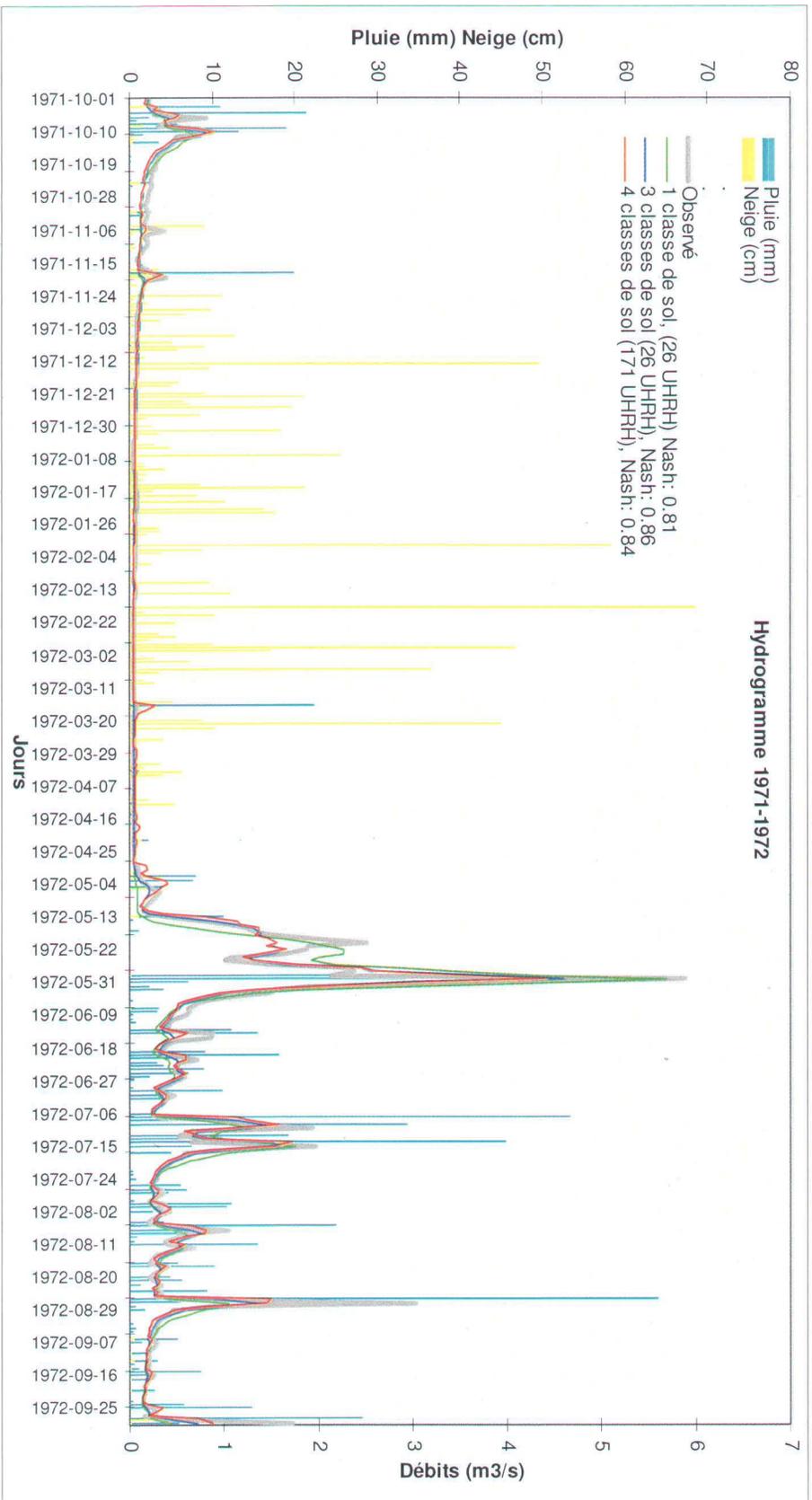


Figure B.4 : Hydrogrammes obtenus pour l'année de test du 1^{er} octobre 1971 au 30 septembre 1972 au seuil jaugeur 0051003 (à l'exutoire du BEREV)

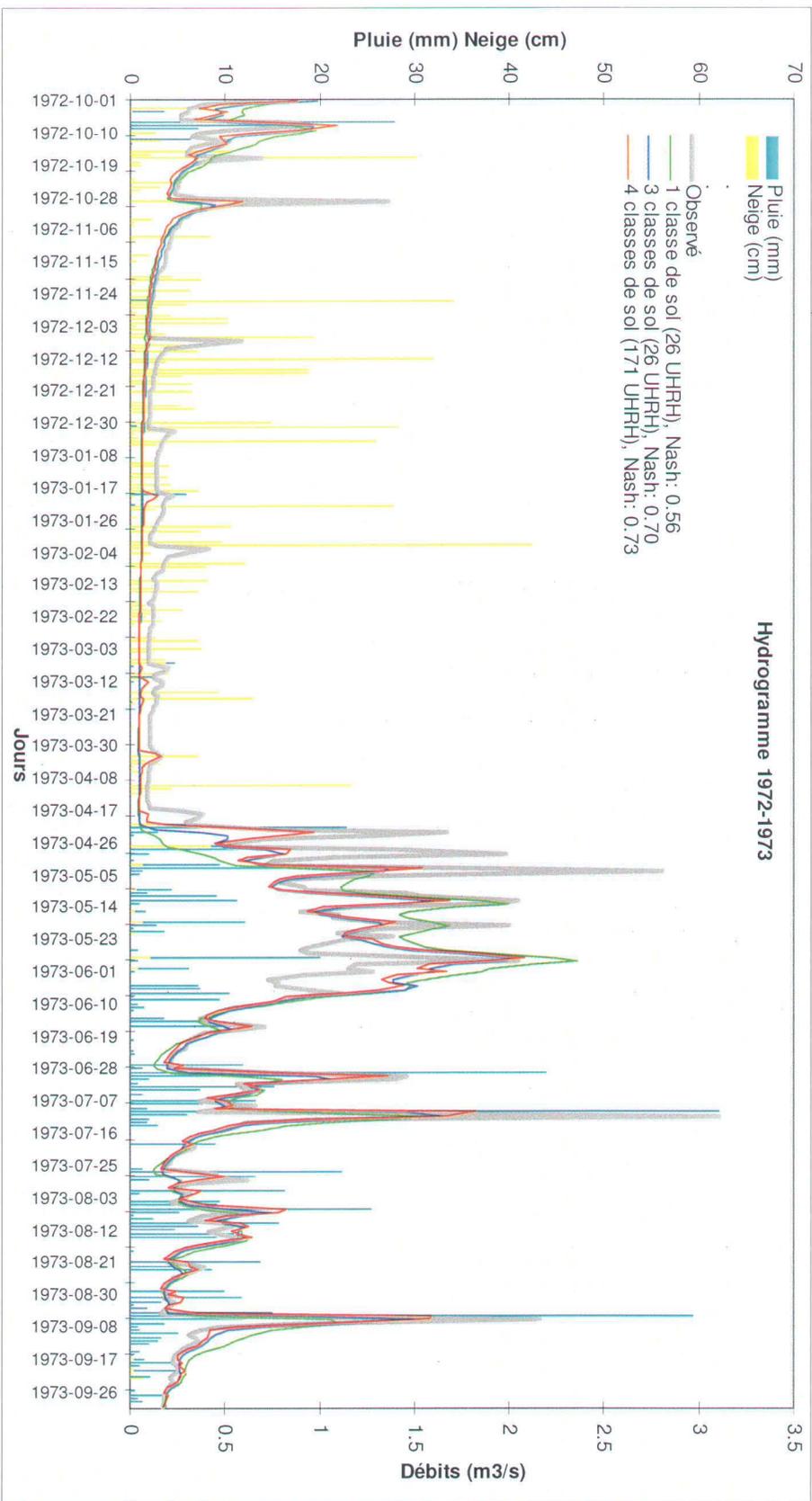


Figure B.5 : Hydrogrammes obtenus pour l'année de test du 1^{er} octobre 1972 au 30 septembre 1973 au seuil jaugeur 0051003 (à l'exutoire du BEREV)

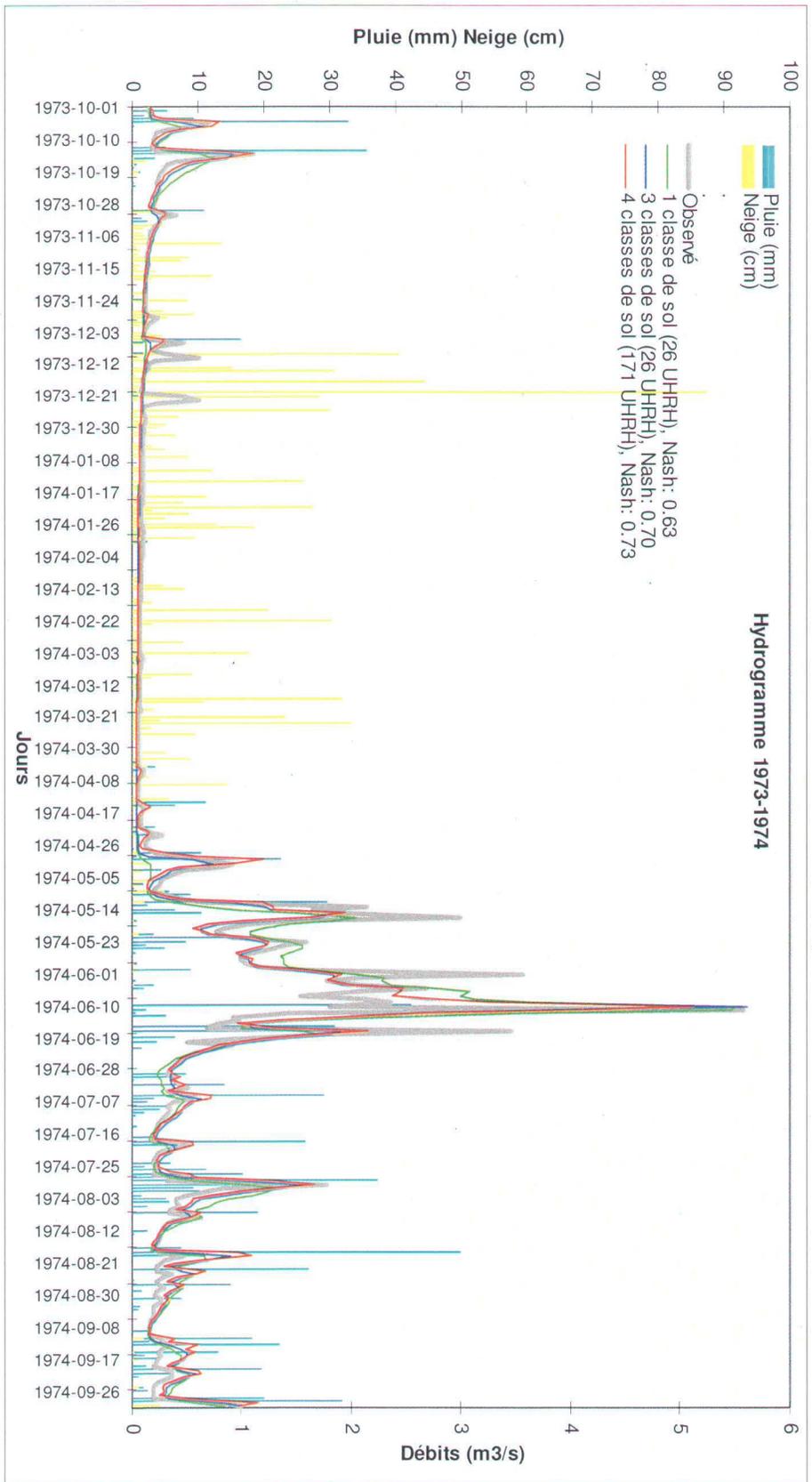


Figure B.6 : Hydrogrammes obtenus pour l'année de test du 1^{er} octobre 1973 au 30 septembre 1974 au seuil jaugeur 0051003 (à l'exutoire du BEREV)

ANNEXE C

Graphiques de sensibilité relative des paramètres

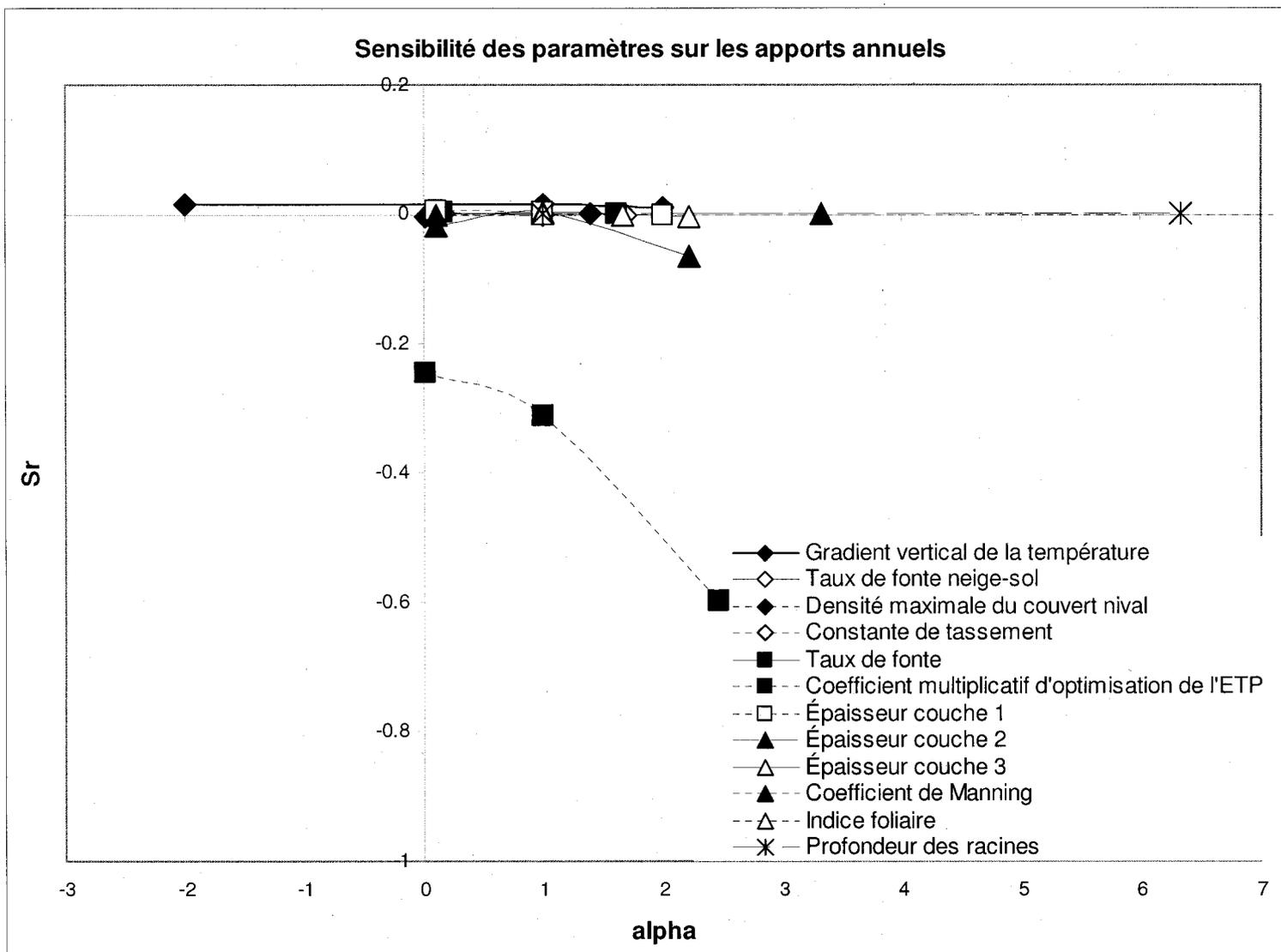


Figure C.1 : Sensibilité relative des paramètres sur les apports annuels

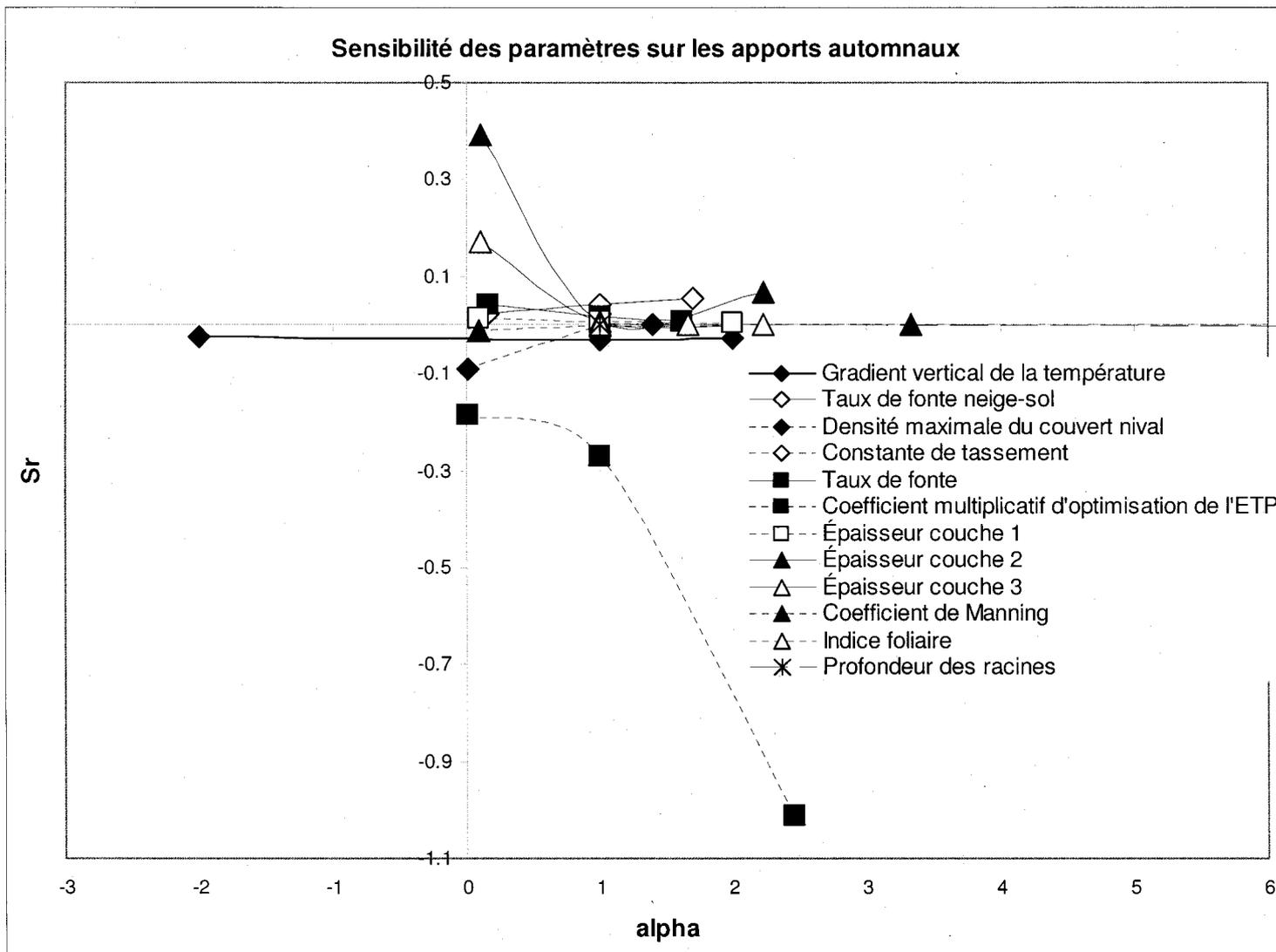


Figure C.2 : Sensibilité relative des paramètres sur les apports automnaux

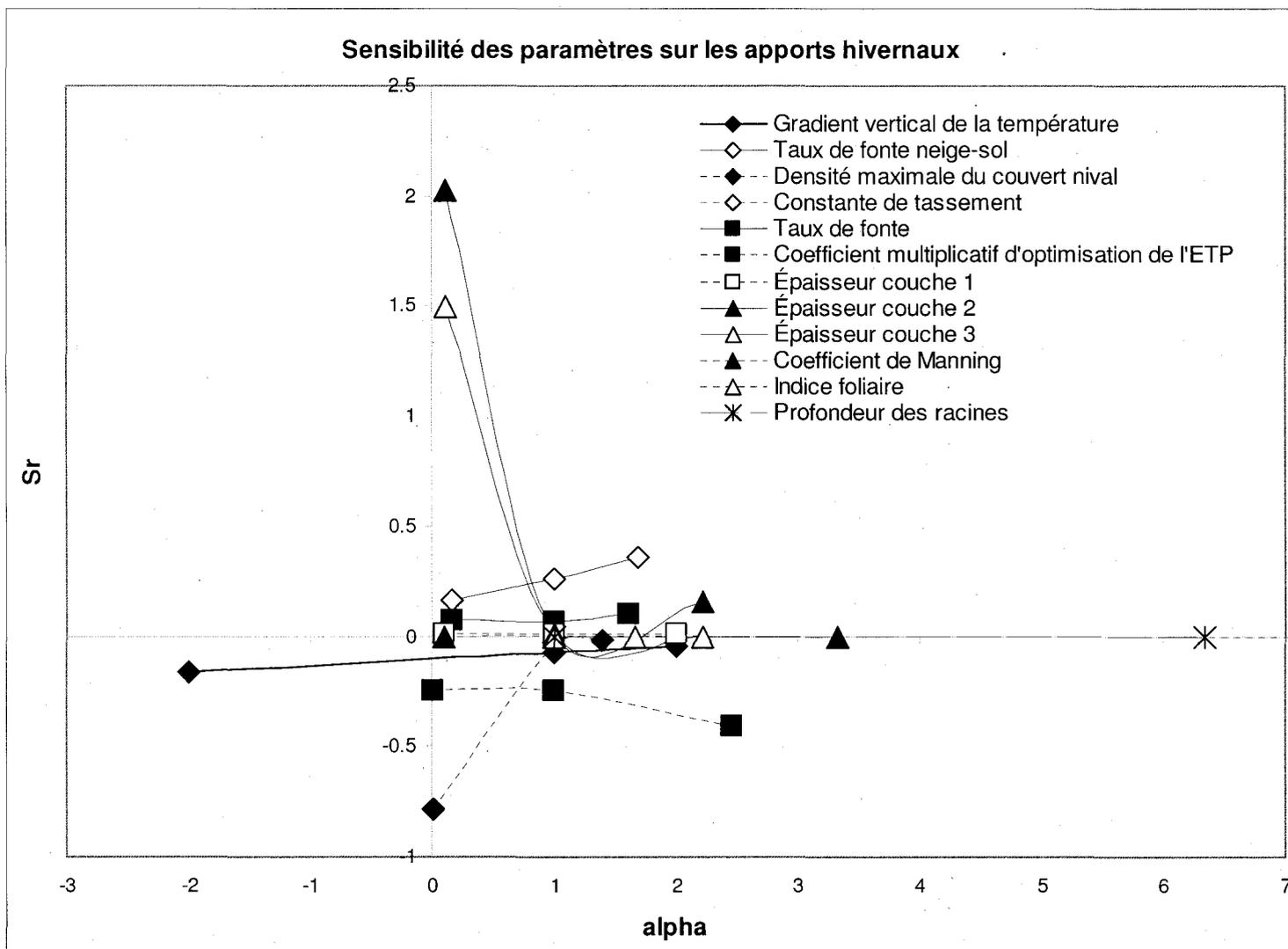


Figure C.3 : Sensibilité relative des paramètres sur les apports hivernaux

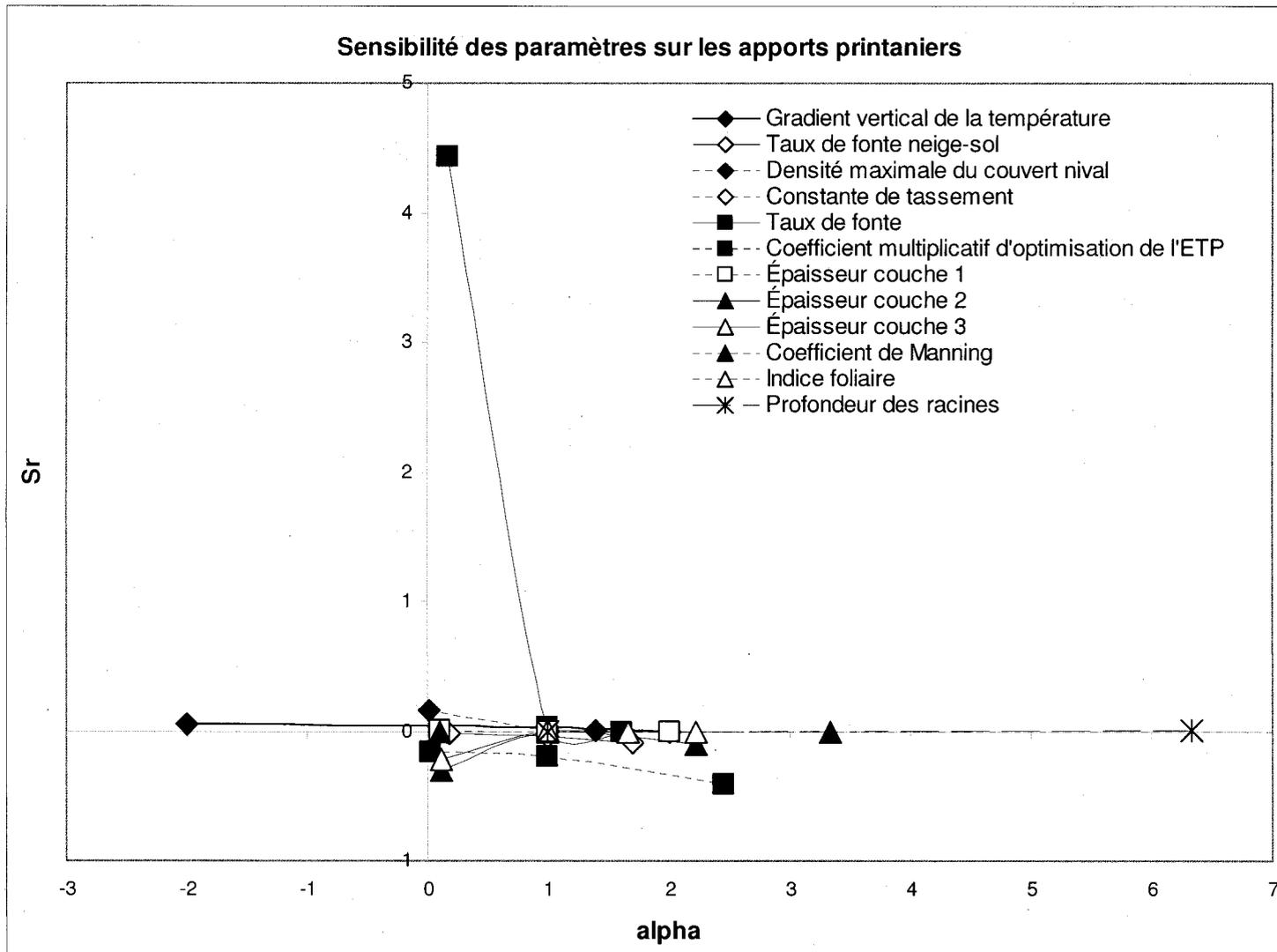


Figure C.4 : Sensibilité relative des paramètres sur les apports printaniers

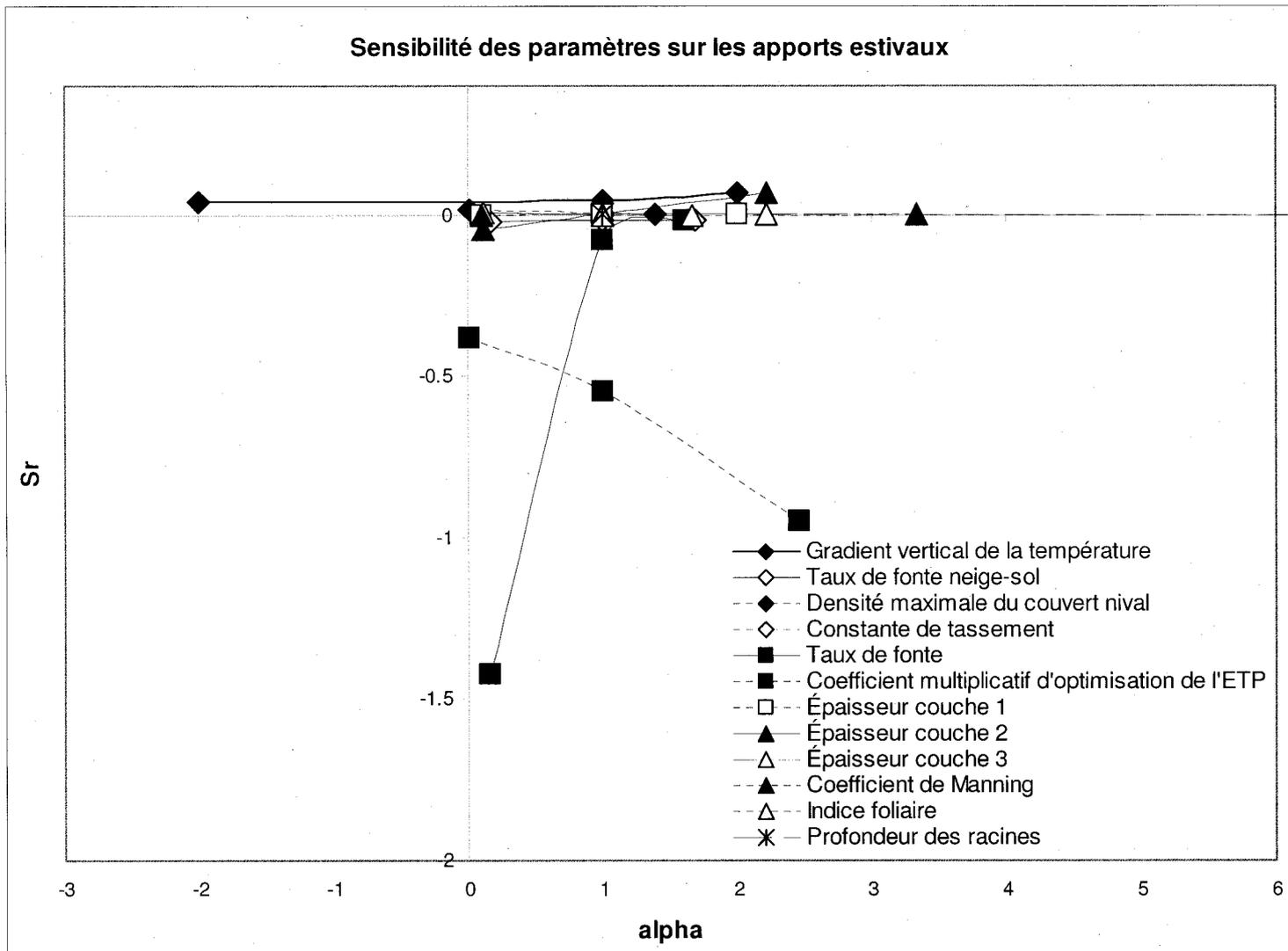


Figure C.5 : Sensibilité relative des paramètres sur les apports estivaux

ANNEXE D

Courbes de débits classés par paramètre

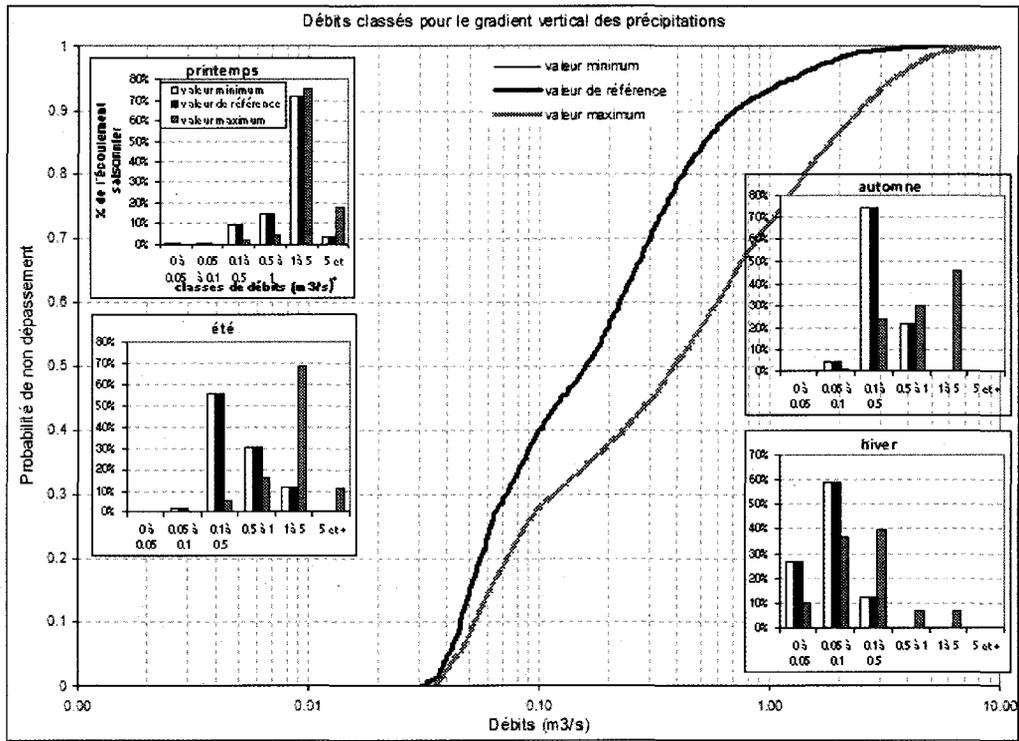


Figure D.1. Courbes de débits classés pour le gradient vertical des précipitations

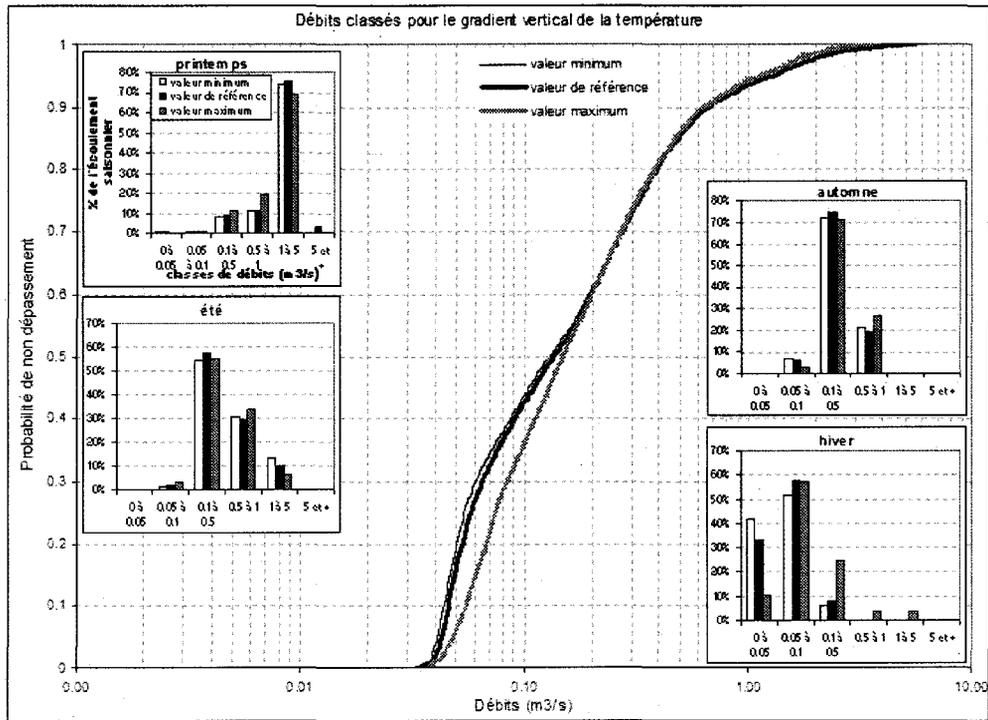


Figure D.2. Courbes de débits classés pour le gradient vertical des températures

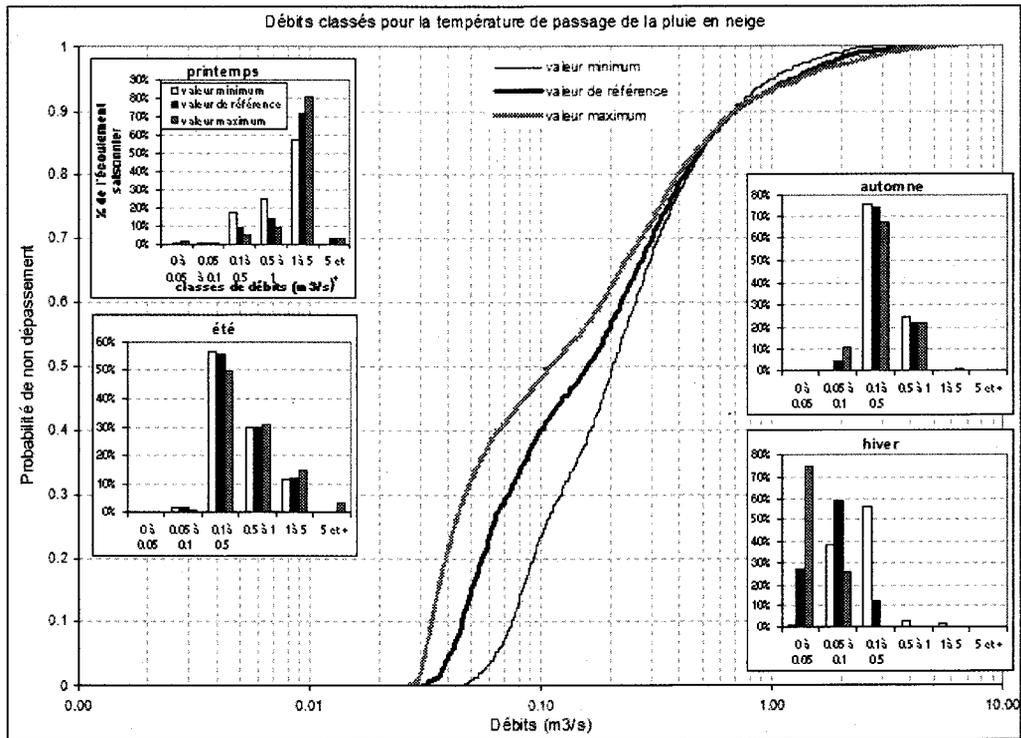


Figure D.3. Courbes de débits classés pour la température de passage de la pluie en neige

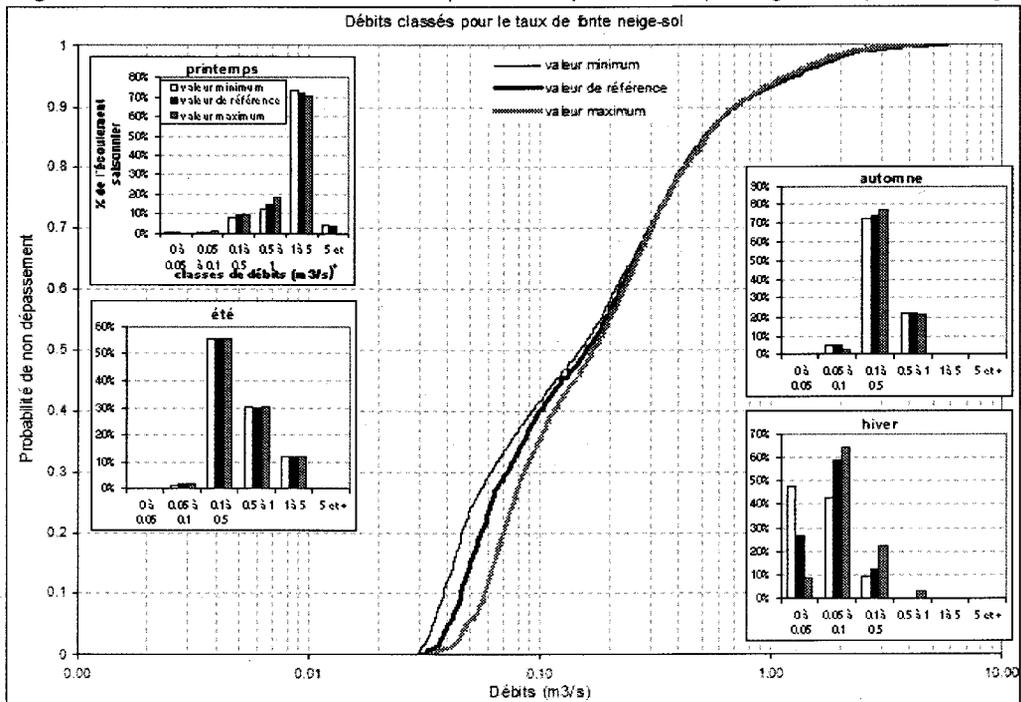


Figure D.4. Courbes de débits classés pour le taux de fonte neige-sol

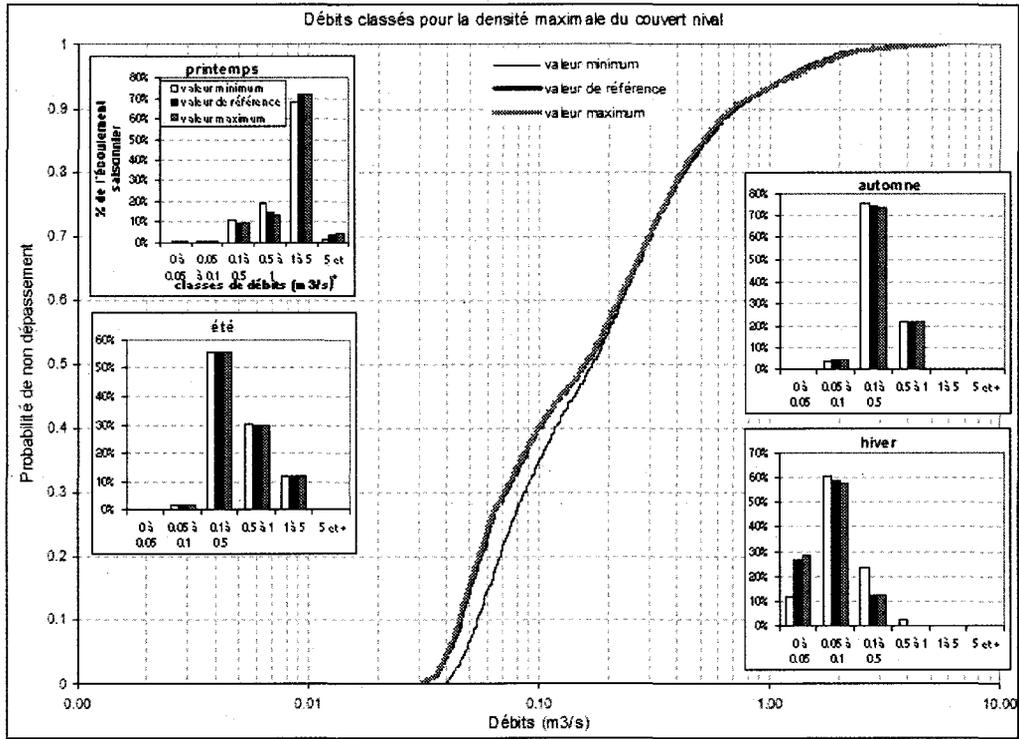


Figure D.5. Courbes de débits classés pour la densité maximale du couvert nival

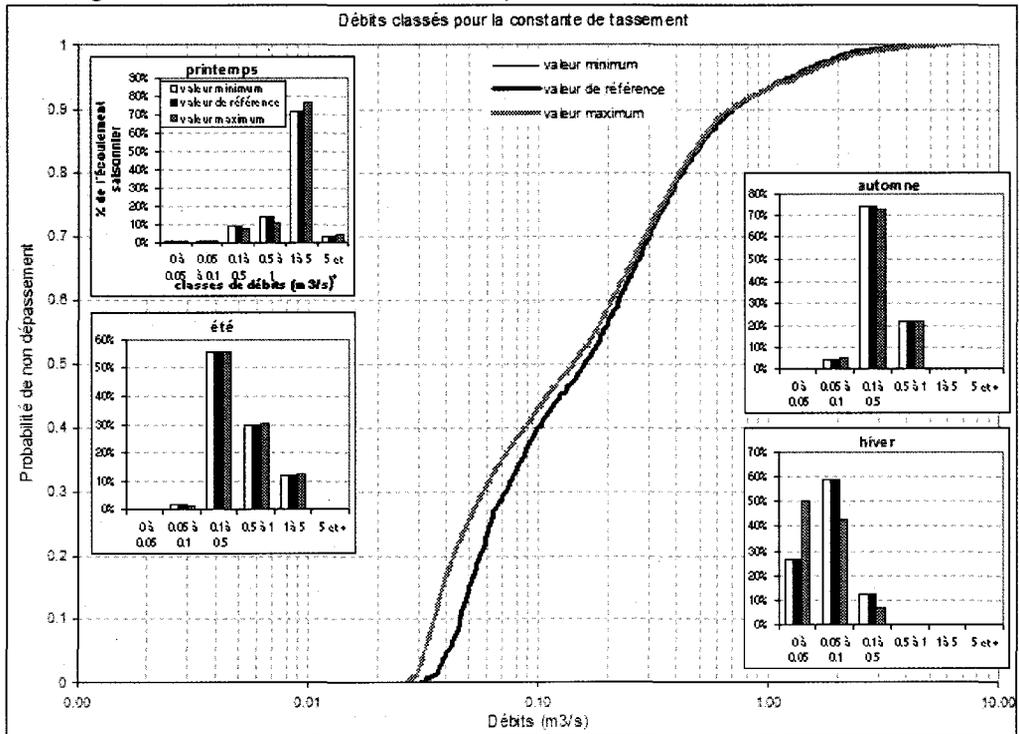


Figure D.6. Courbes de débits classés pour la constante de tassement

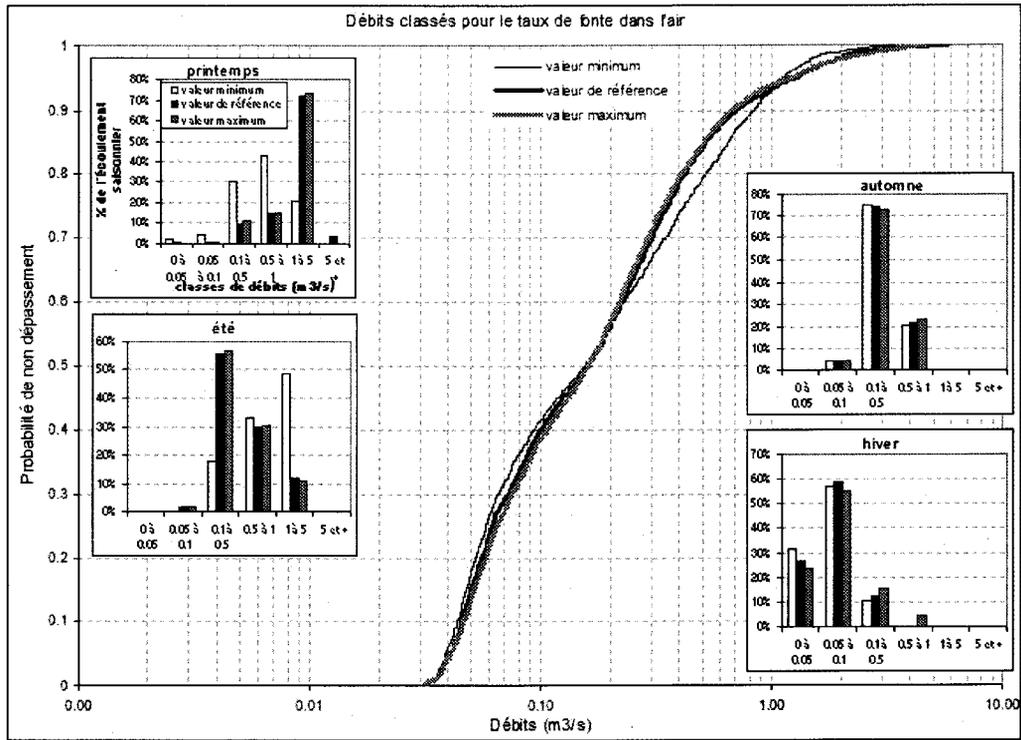


Figure D.7. Courbes de débits classés pour le taux de fonte dans l'air

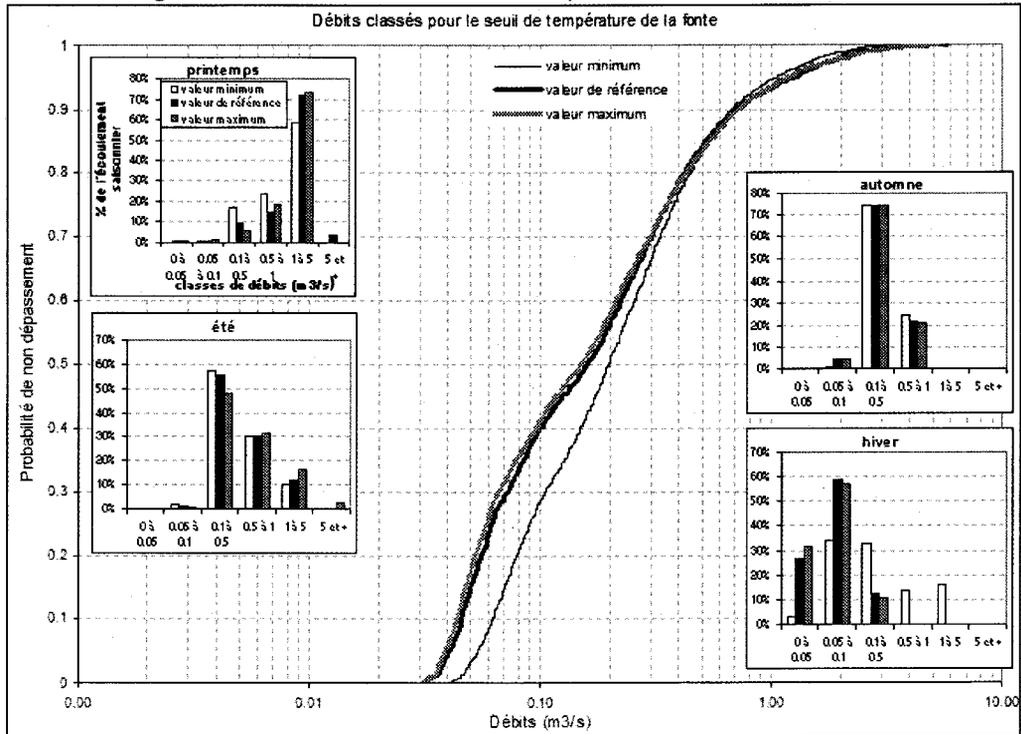


Figure D.8. Courbes de débits classés pour le seuil de température de la fonte

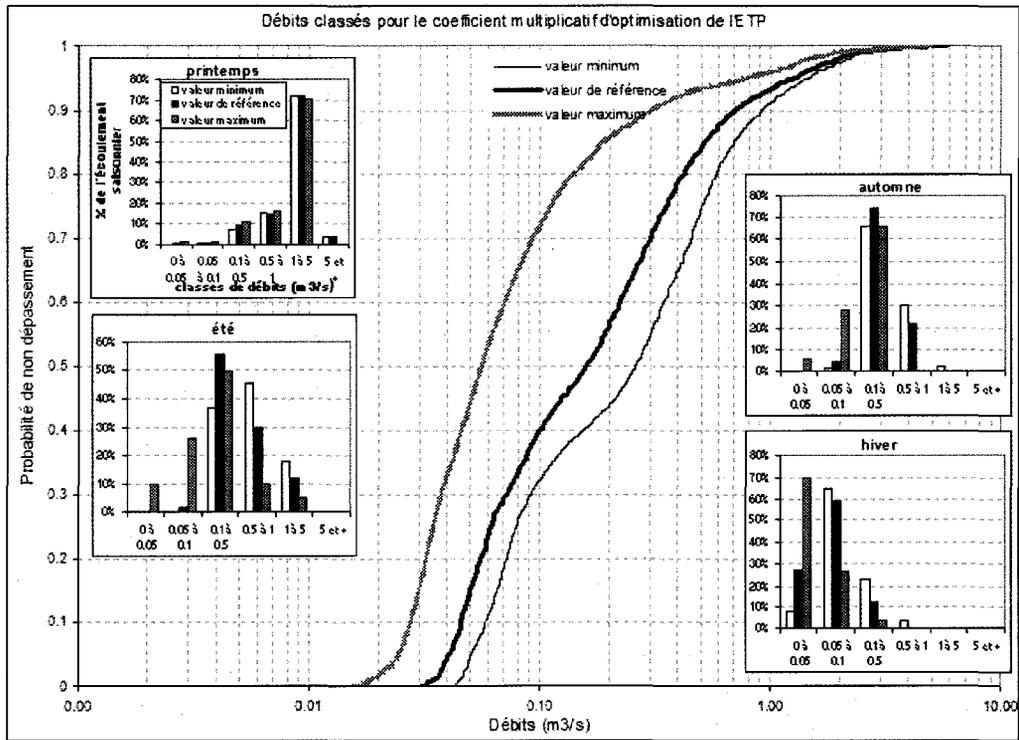


Figure D.9. Courbes de débits classés pour le coefficient multiplicatif de l'ETP

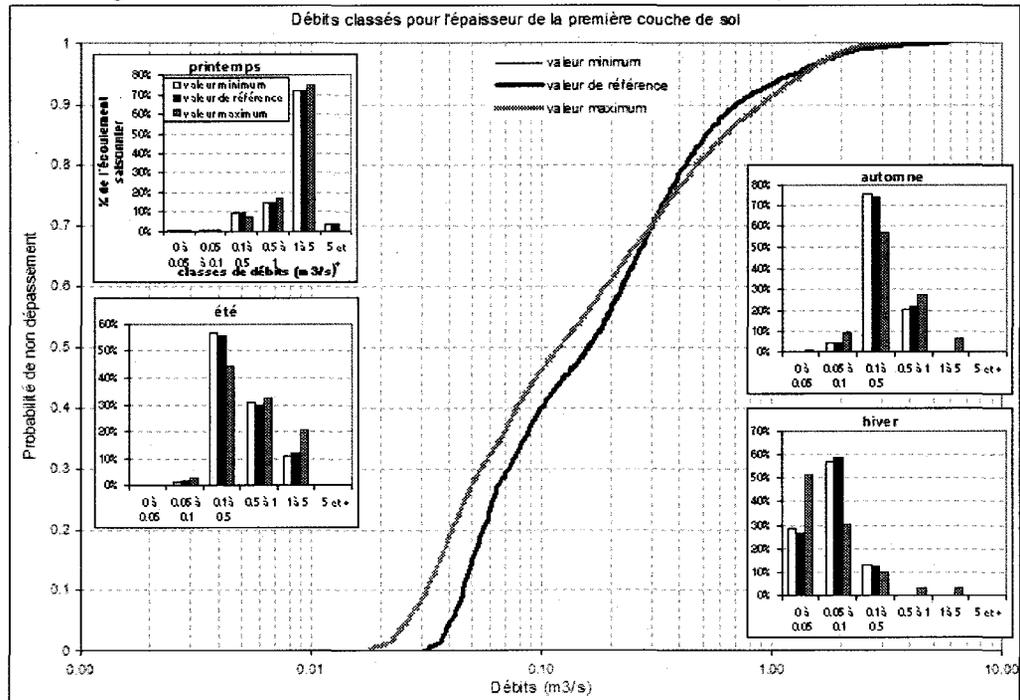


Figure D.10. Courbes de débits classés pour l'épaisseur de la première couche de sol

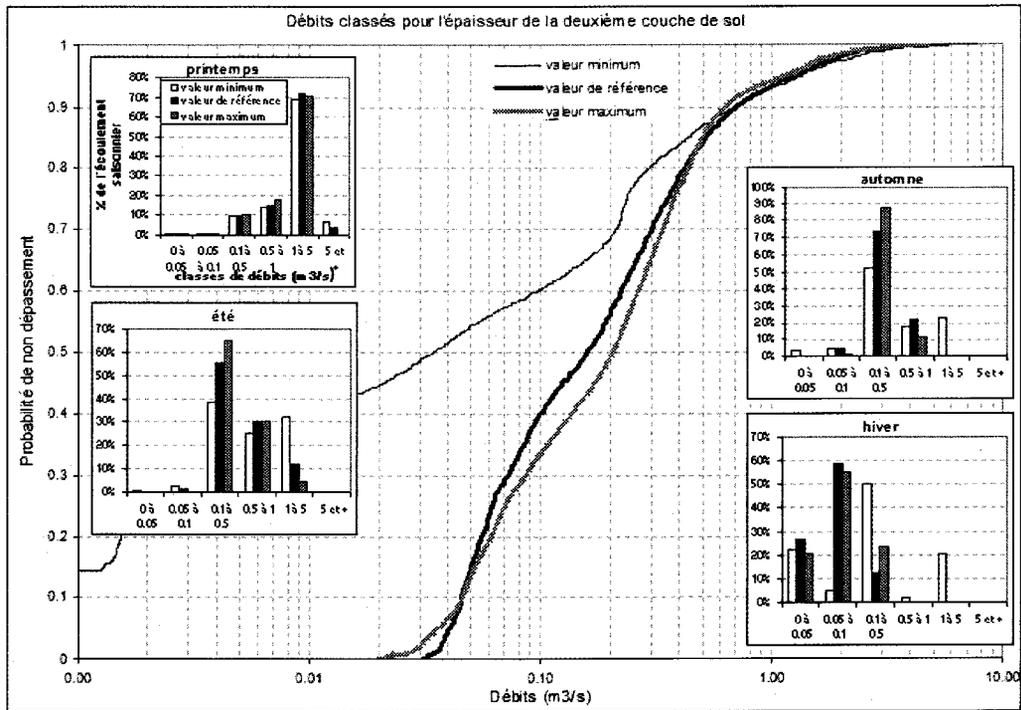


Figure D.11. Courbes de débits classés pour l'épaisseur de la deuxième couche de sol

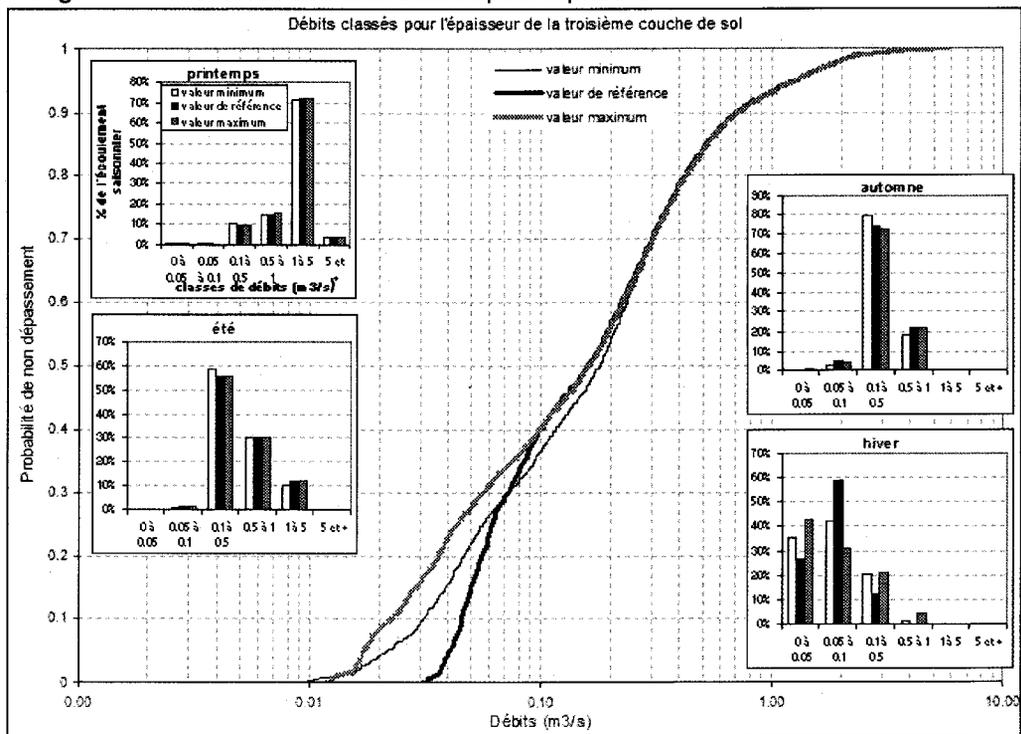


Figure D.12. Courbes de débits classés pour l'épaisseur de la troisième couche de sol

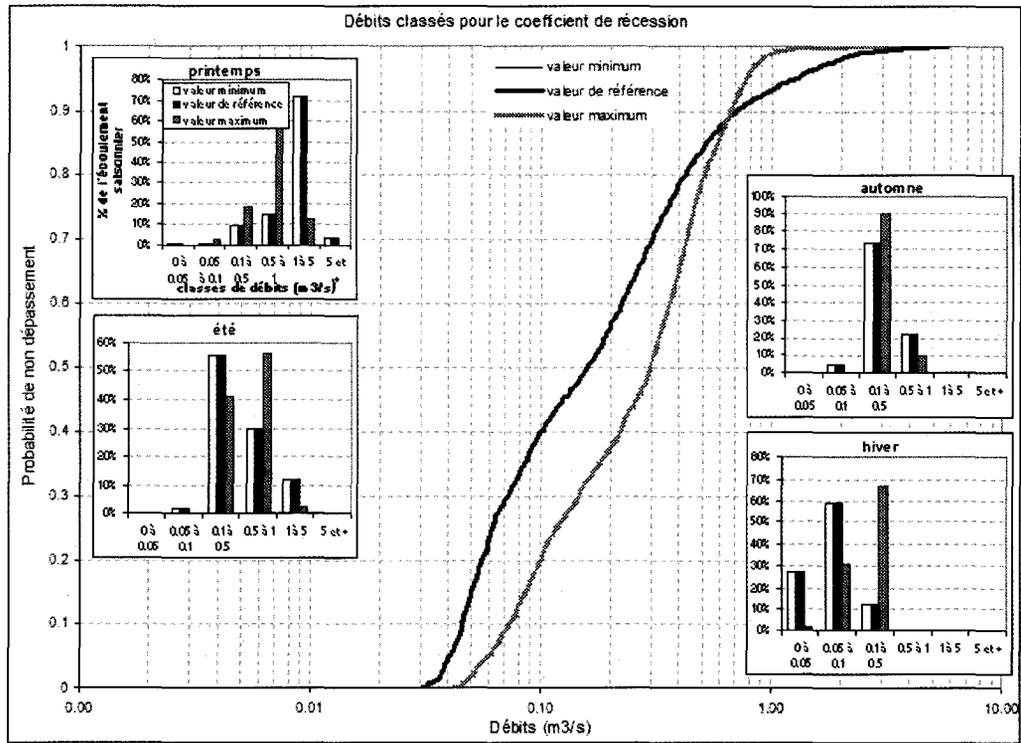


Figure D.13. Courbes de débits classés pour le coefficient de récession

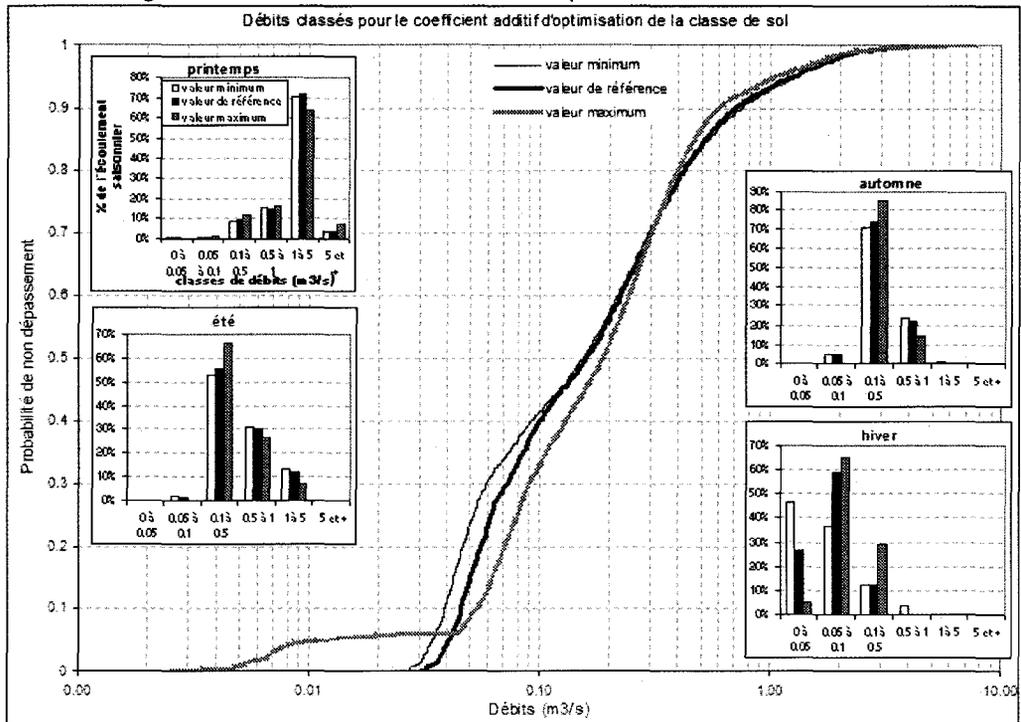


Figure D.14. Courbes de débits classés pour le coefficient additif d'optimisation de la classe de sol

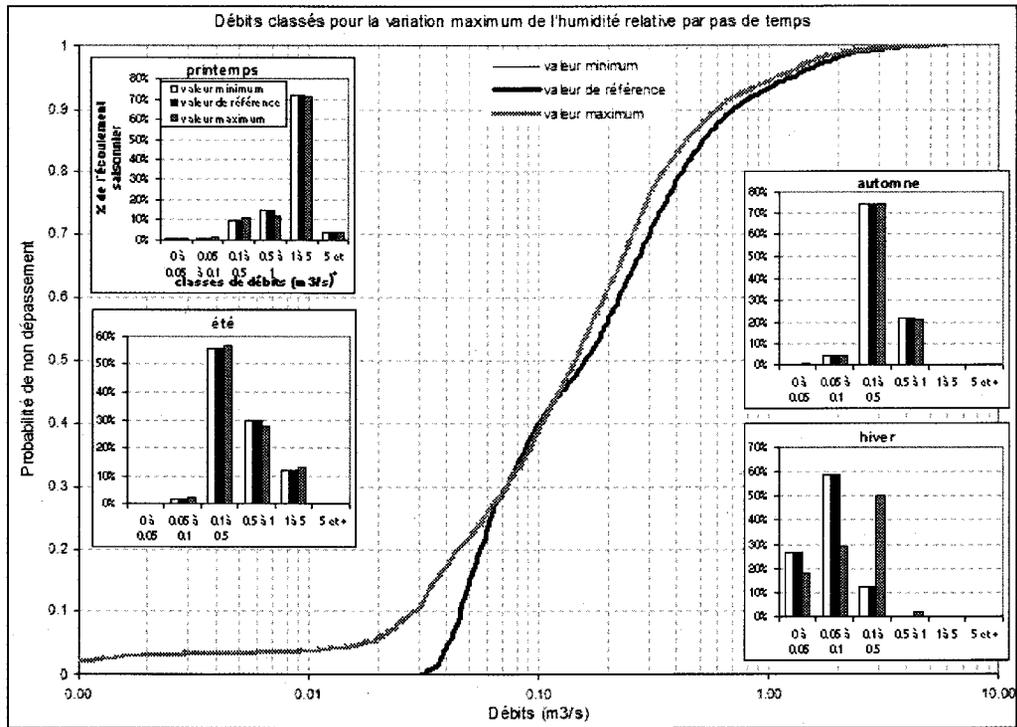


Figure D.15. Courbes de débits classés pour la variation maximum de l'humidité relative par pas de temps

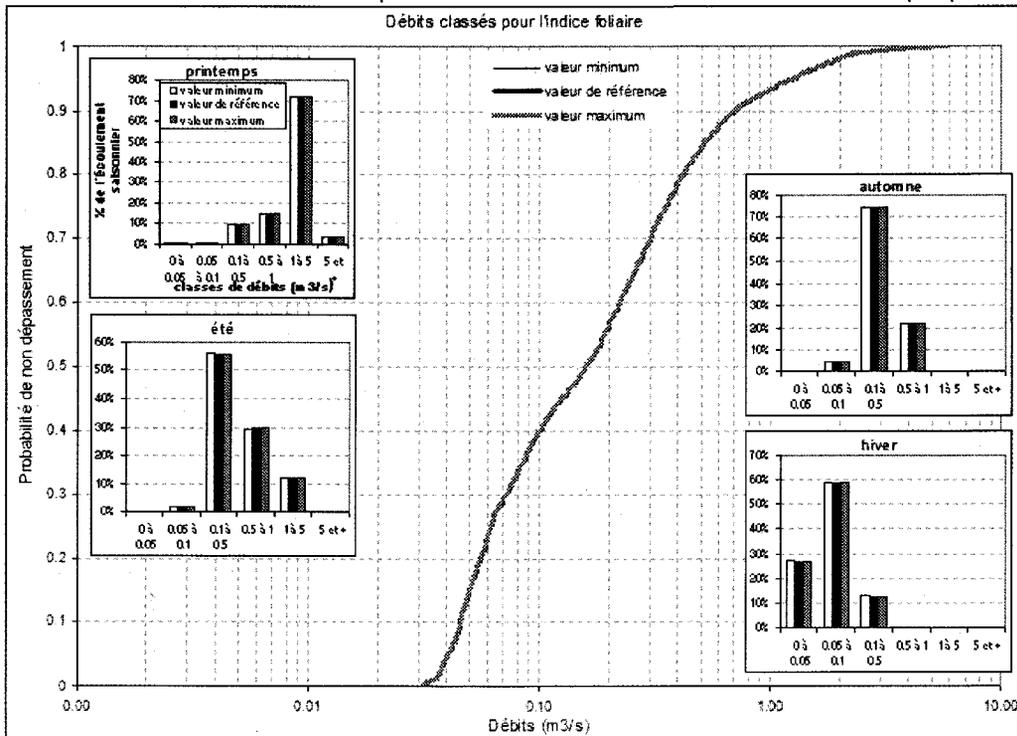


Figure D.16. Courbes de débits classés pour l'indice foliaire

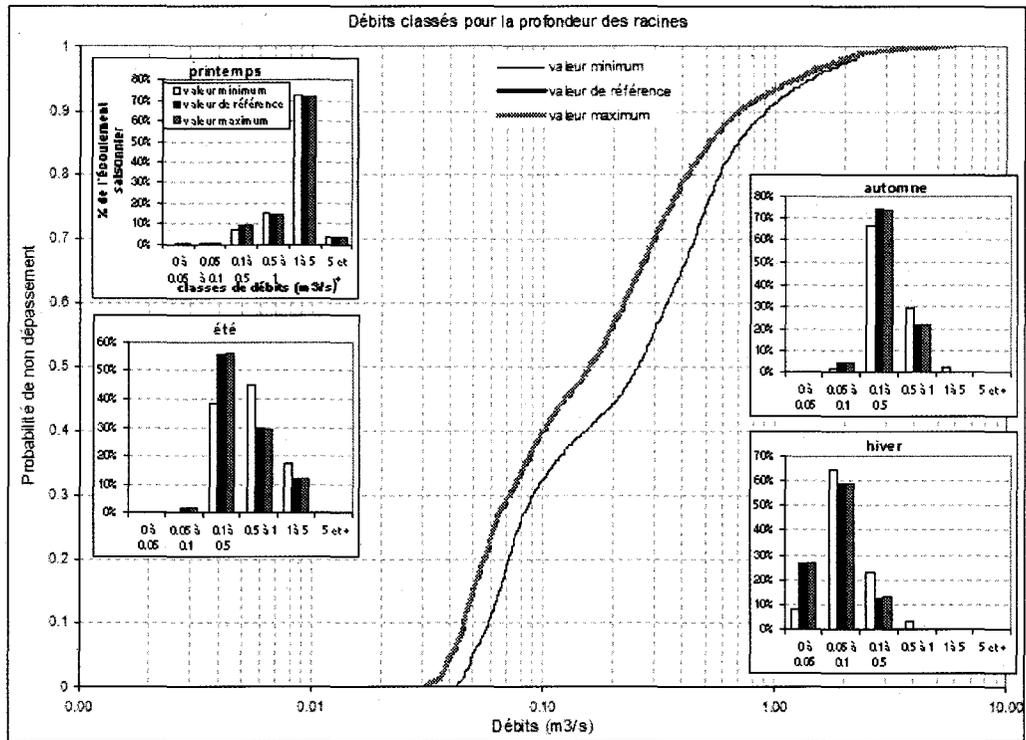


Figure D.17. Courbes de débits classés pour la profondeur des racines

ANNEXE E

**Comparaison des hydrogrammes géomorphologiques (HGM) produits
avec différents coefficients de friction de Manning**

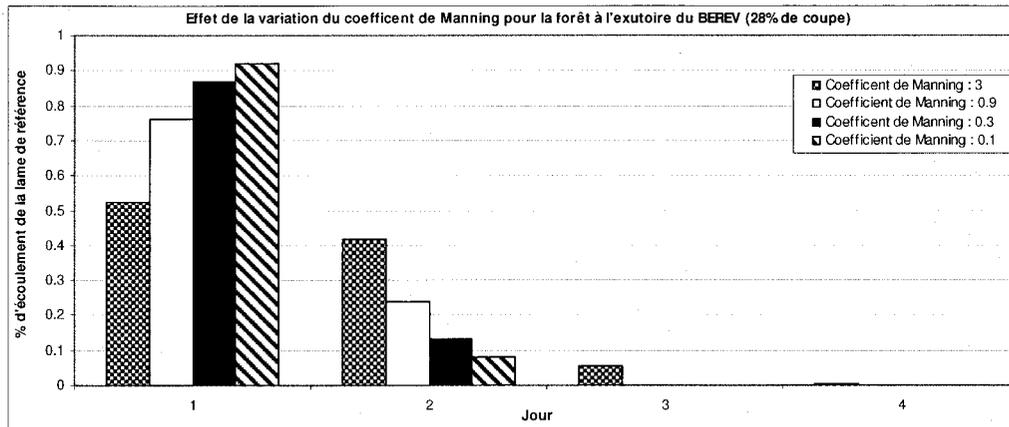


Figure E.1. Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la forêt sur les HGM à l'exutoire du BEREV (28% de coupe)

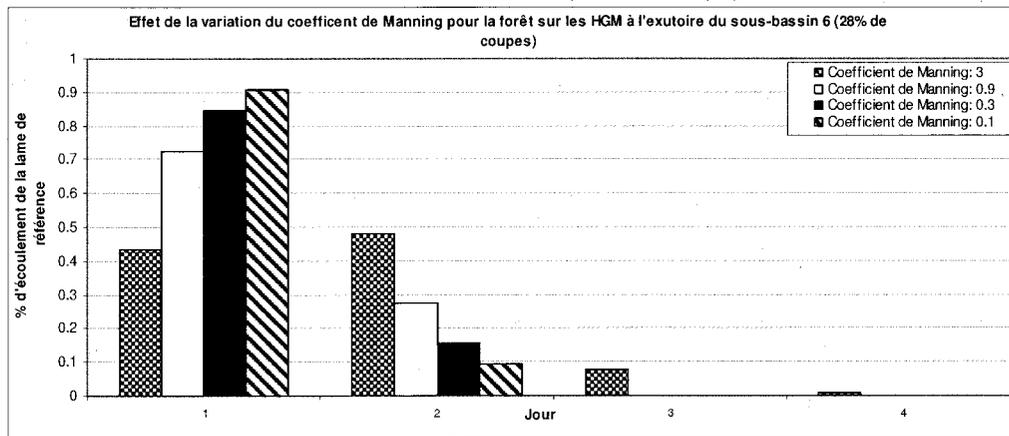


Figure E.2. Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la forêt sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 6 (28% de coupe)

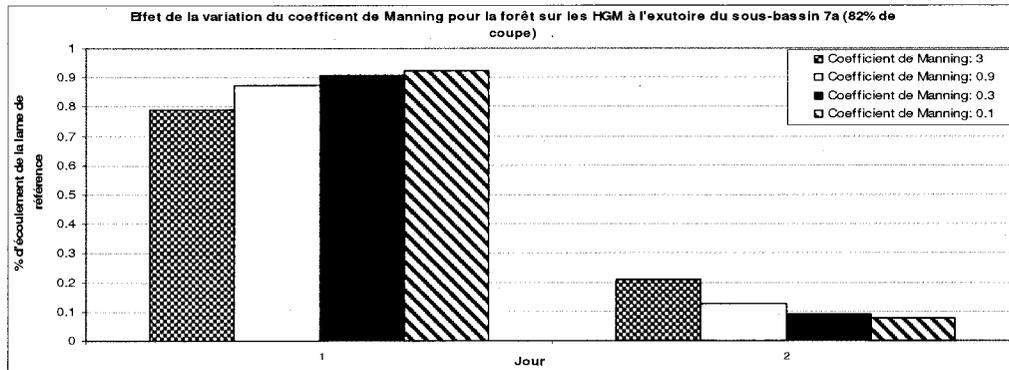


Figure E.3. Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la forêt sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 7a (82% de coupe)

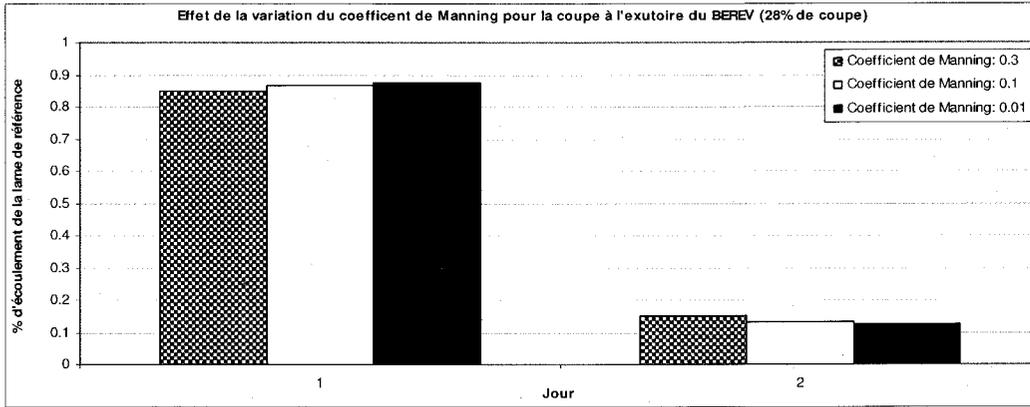


Figure E.4. Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la coupe sur les HGM à l'exutoire du BEREV (28% de coupe)

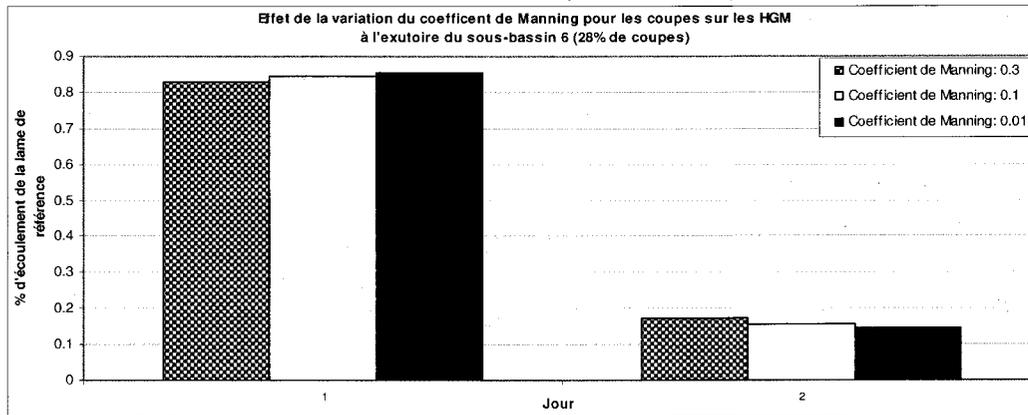


Figure E.5. Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la coupe sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 6 (28% de coupe)

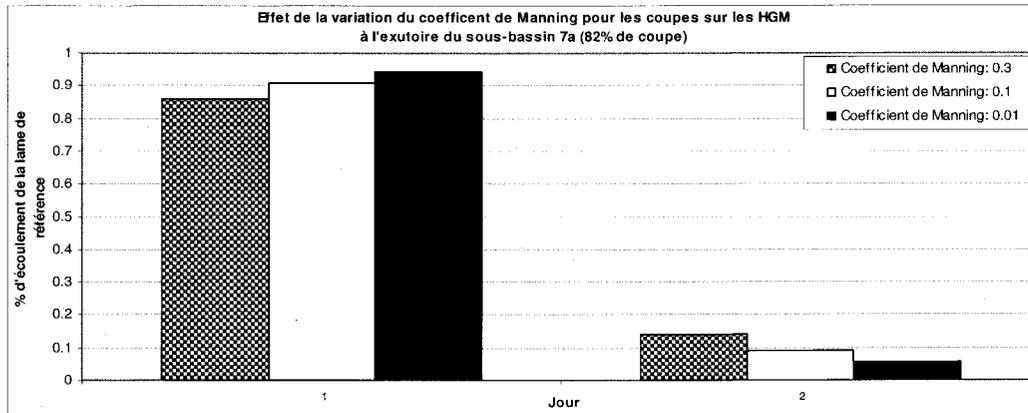


Figure E.6. Effets de la variation du coefficient de friction de Manning pour la coupe sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 7a (82% de coupe)

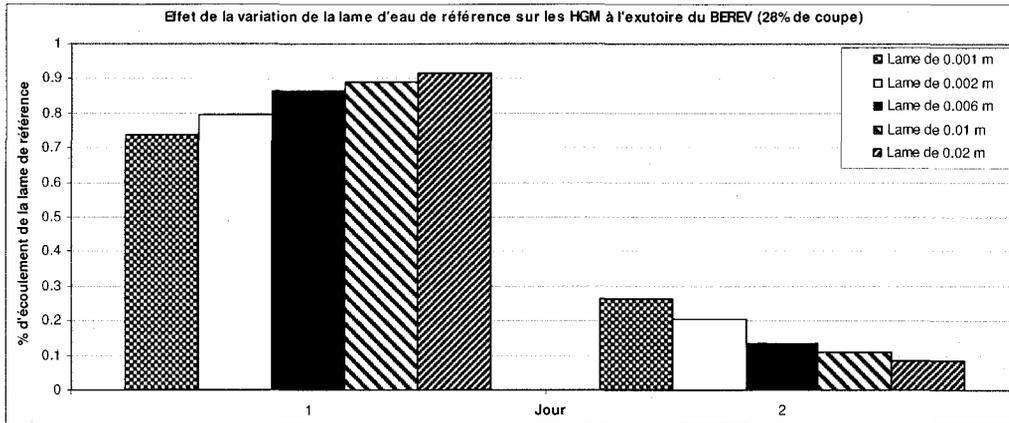


Figure E.7. Effets de la variation de l'épaisseur de la lame de référence sur les HGM à l'exutoire du BEREV (28% de coupe)

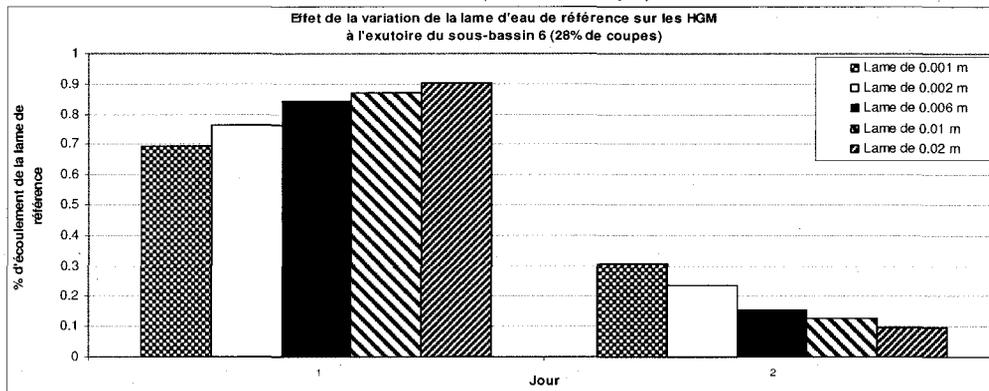


Figure E.8. Effets de la variation de l'épaisseur de la lame de référence sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 6 (28% de coupe)

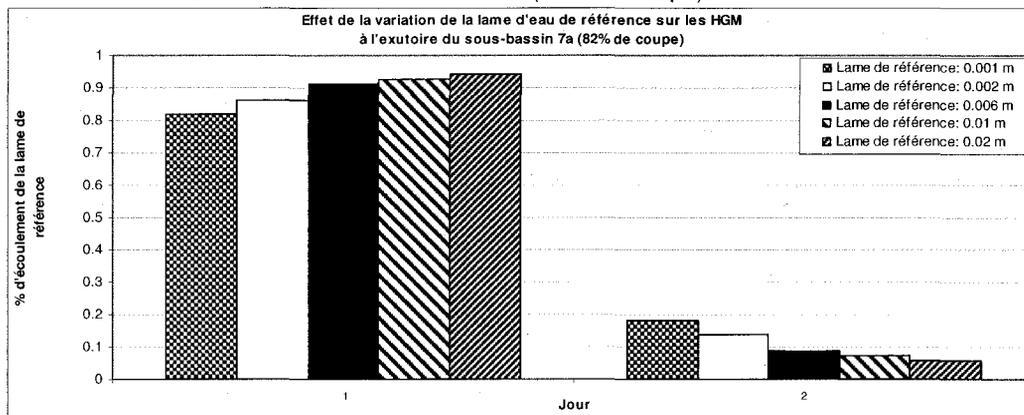


Figure E.9. Effets de la variation de l'épaisseur de la lame de référence sur les HGM à l'exutoire du sous-bassin 7a (82% de coupe)

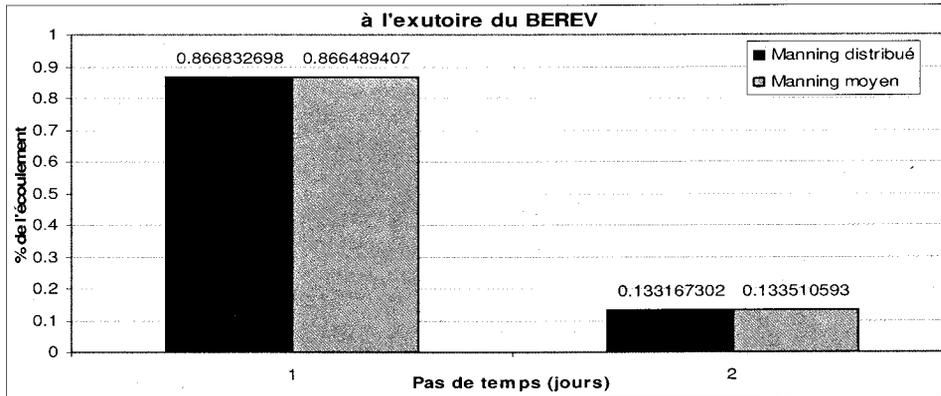


Figure E.10. HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du BEREV (Coefficient de Manning pour la forêt : 0.3, coefficient de Manning pour la coupe : 0.1, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.006 m)

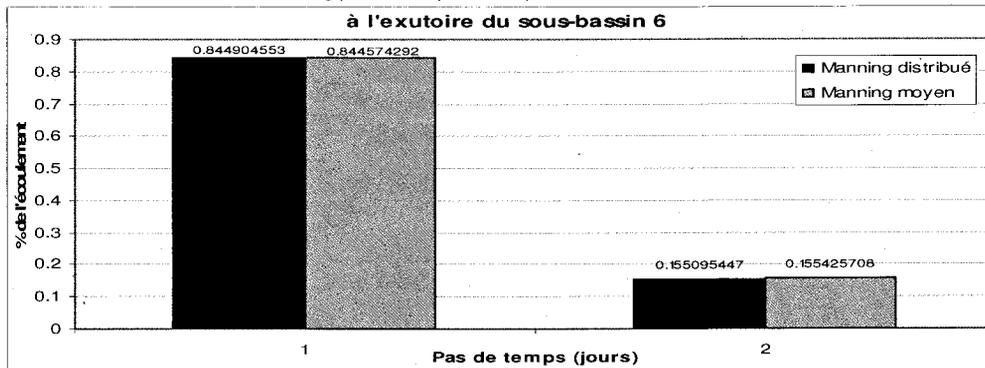


Figure E.11. HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du sous-bassin 6 (Coefficient de Manning pour la forêt : 0.3, coefficient de Manning pour la coupe : 0.1, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.006 m)

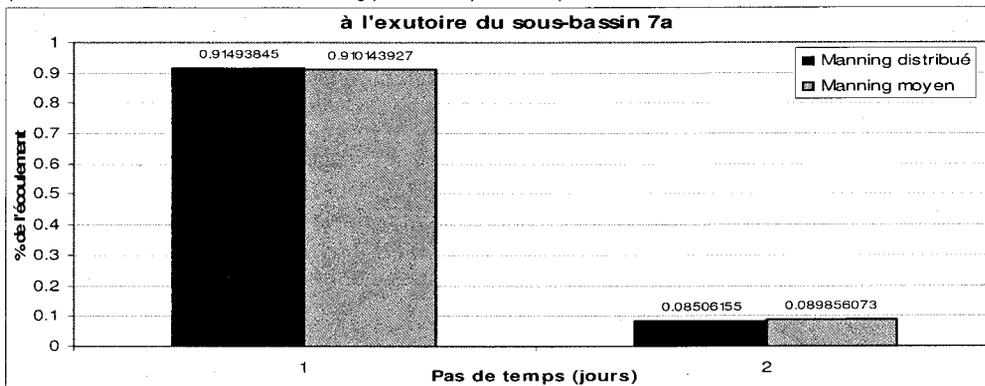


Figure E.12. HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du sous-bassin 7a (Coefficient de Manning pour la forêt : 0.3, coefficient de Manning pour la coupe : 0.1, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.006 m)

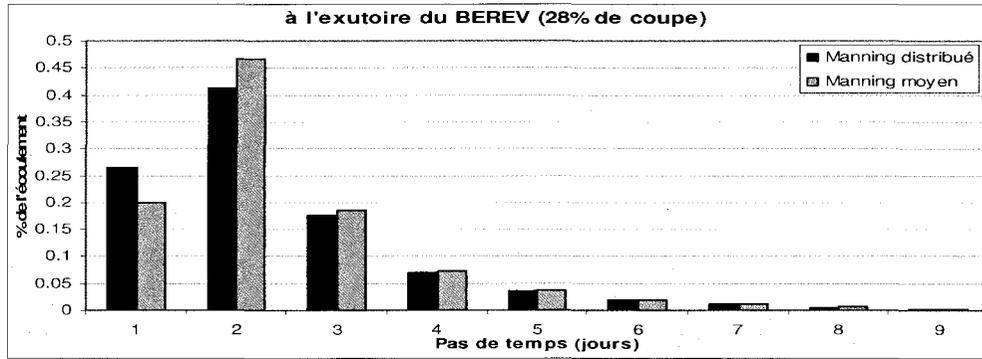


Figure E.13. HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du BEREV (Coefficient de Manning pour la forêt : 3.0, coefficient de Manning pour la coupe : 0.01, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.001 m)

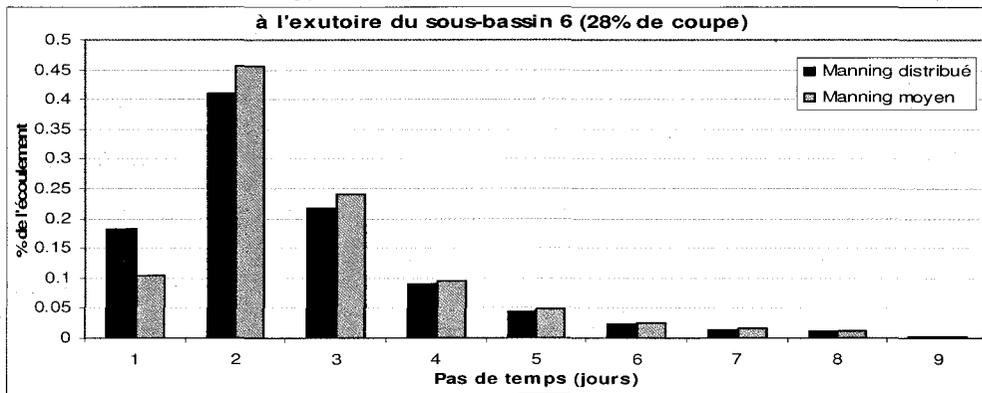


Figure E.14. HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du sous-bassin 6 (Coefficient de Manning pour la forêt : 3.0, coefficient de Manning pour la coupe : 0.01, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.001 m)

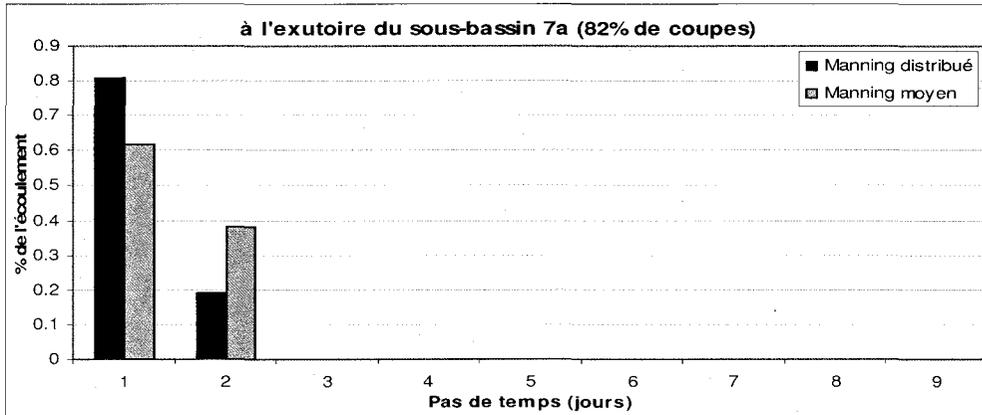


Figure E.15. HGM produits avec un coefficient de Manning moyen, et un coefficient de Manning distribué en fonction des occupations du sol : à l'exutoire du sous-bassin 7a (Coefficient de Manning pour la forêt : 3.0, coefficient de Manning pour la coupe : 0.01, épaisseur de la lame d'eau de référence : 0.001 m)

ANNEXE F

**Taux régressifs de l'effet de la coupe et des perturbations
naturelles sur le débit de pointe selon l'âge de
l'intervention/perturbation et les caractéristiques de la
régénération**

Tableau F.1 Taux régressifs de l'effet de la coupe et des perturbations naturelles sur le débit de pointe selon l'âge de l'intervention/perturbation et les caractéristiques de la régénération

(Tiré de Plamondon, 2003)

A		B	C	D		E	F	G	H	I
Régénération		Hauteur	Âge de l'intervention / perturbation	TREC (%)						
Surface terrière	DHP > 1cm (m ² /ha)			CPRS, CPR		CPHRS	CPPTM	EPC	EC	ES
		CT, P etc.		CPH	CPT			CHI		
				RPS, CRB, CB ²	(standard)			DT		
				BR (avec route)				BR (sans route)		
		0,5	0	100	85	75	85	35	80	
		0,65	1	100	80	70	80	30	80	
		0,8	2	100	75	65	75	25	80	
		0,95	3	100	70	60	70	20	80	
		1,1	4	100	65	55	65	15	80	
		1,25	5	100	60	55	60	10	80	
		1,5	6	95	55	50	55	5	75	
1		1,75	7	90	55	45	50	0	70	
2		2	8	85	50	45	50		70	
3		2,25	9	80	45	40	45		65	
4		2,5	10	75	45	35	45		60	
6		2,75	11	70	40	35	40		55	
8		3	12	65	35	30	35		50	
10		3,25	13	60	35	30	35		50	
12		3,5	14	55	30	25	30		45	
13		3,75	15	55	30	25	30		40	
14		4	16	50	25	20	25		40	
15		4,25	17	45	25	15	25		35	
17		4,5	18	45	20	15	20		35	
20		4,75	19	40	15	15	15		30	
22		5	20	35	15	10	15		30	
25		5,25	21	35	15	10	10		30	
26		5,5	22	30	10	10	10		25	
27		5,75	23	30	10	10	5		25	
29		6	24	25	10	5	0		20	
30		6,25	25	25	10	0			20	
36		6,5	26	20	5				15	
38		6,75	27	15	0				15	
40		7	28	15					10	
41		7,25	29	15					10	
42		7,5	30	10					10	
43		7,75	31	10					10	
44		8	32	10					10	
46		8,25	33	10					5	
48		8,5	34	5					5	
53		8,75	35	0					0	

* Les surfaces soumises à la coupe par bande doivent être préalablement pondérées en fonction de leur portion récoltées avant l'application du TREC.

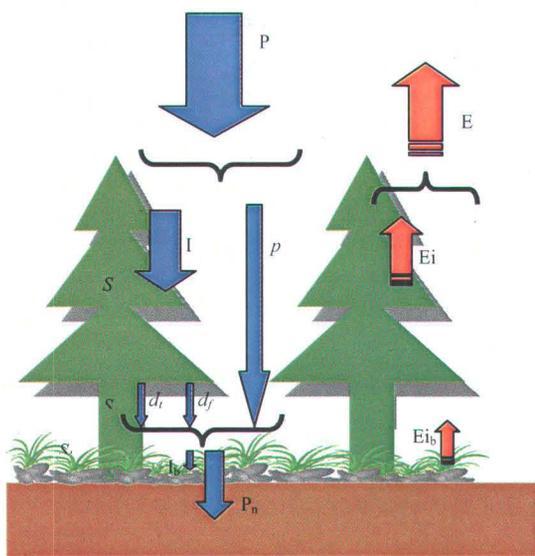
ANNEXE G

Revue des modèles d'interception

G.1 Introduction sur les modèles d'interception

L'interception, telle que définit par Horton (1919), est l'eau emmagasinée sur la partie aérienne de la végétation, qui est ultérieurement évaporée, plus la perte en eau par évaporation durant l'épisode pluvieux. La partie évaporée qui ne se rend pas au sol, modifie quantitativement le bilan hydrique. Les modèles simulant l'interception peuvent se grouper en trois catégories : les modèles empiriques, les modèles stochastiques, et les modèles physiques, ou conceptuels. Une revue de la littérature précédente (Lavigne *et al.* 1999) avait permis d'identifier les relations empiriques de quelques peuplements forestiers. Celle-ci vise à présenter les principaux modèles conceptuels d'interception publiés.

Le premier modèle conceptuel qui fut publié est celui de Rutter (Rutter *et al.* 1971). La plupart des modèles conceptuels publiés par la suite se basent sur le modèle de Rutter. C'est entre autre le cas du modèle de Gash (Gash, 1979; Gash *et al.*, 1995), fréquemment mentionné dans la littérature, et du modèle de Liu (2001), plus récent. Un modèle par réservoir de Hashino et Yoshida (Hashino, Yao et Yoshida, 2002), ainsi que les algorithmes d'interception contenus dans les modèles hydrologiques SOIL (Alavai *et al.* 2001) et DHSVM (Thyer *et al.* 2004) sont également présentés. De tous les modèles d'interception présentés, seul ce dernier permet de simuler l'interception de la neige. La figure H.1 illustre les différentes composantes du processus d'interception



- P : Précipitations incidentes
- I : Précipitations interceptées par le feuillage et les branches
- p : Précipitations non interceptées par le couvert forestier
- d_t : Écoulement le long des troncs
- d_f : Égouttement du feuillage saturé
- I_b : Interception de la végétation basse
- P_n : Précipitation nette
- E : Évaporation de l'eau interceptée :
 $E = E_i + E_{i_b}$ (comprend l'évaporation pendant, et après la précipitation)
- E_i : Évaporation de l'eau accumulée sur le feuillage, les branches, et les troncs
- S : Capacité de rétention du couvert forestier (peut inclure la capacité de rétention des troncs S_t)
- S_b : Capacité de rétention de la végétation basse

Figure G.1 : Illustration des composantes du processus d'interception

G.2 Le modèle de Rutter (Rutter *et al.*, 1971; Rutter *et al.*, 1975; Rutter et Morton, 1977)

Le modèle de Rutter est de type semi-conceptuel, avec des éléments empiriques, et devrait présenter une réponse réaliste pour des systèmes avec des conditions similaires à celles pour lesquelles il a été testé (Rutter et Morton, 1977). Il a été développé originalement sur un peuplement de pins de Corse (*Pinus nigra var. maritima*) du sud-est de l'Angleterre (Rutter *et al.* 1971). Les prédictions mensuelles du modèle étaient alors cohérentes avec les observations sur une période de 18 mois. Le modèle a ensuite été appliqué sur deux autres peuplements de conifères, et trois peuplements feuillus, en considérant les changements saisonniers du couvert pour ces derniers (Rutter *et al.*, 1975). Ses prévisions mensuelles, sur des périodes de 8 à 18 mois, se situaient à l'intérieur de 10% des observations, sauf pour un vieux bosquet de chêne où les prévisions sous-estimaient l'interception de 20%, et de 32% pour les parcelles de ce même peuplement défolié artificiellement. Les coefficients de corrélation entre

l'interception simulée et l'interception mesurée étaient tous de 0.9, sauf pour le bosquet de chêne défolié où il était de 0.82. Une étude de sensibilité du modèle aux conditions climatiques, aux paramètres du couvert forestier, et à l'interaction de ces facteurs, a aussi été faite par Rutter et Morton (1977) afin de déterminer quels étaient les paramètres déterminants dans les prévisions du modèle.

Le modèle est conçu pour simuler de façon continue un bilan des précipitations, de la pluie non-interceptée qui atteint le sol, de l'évaporation, et de l'eau contenue dans le couvert forestier. Il a été programmé dans SIM2 (Rutter *et al.* 1971), SIM5 et SIM5T (Rutter *et al.*, 1975), pour simuler sur un pas de temps de cinq minutes à l'aide de données de précipitations horaires, et de données aux trois heures (il s'agit de l'exigence minimum) de température de l'air, d'humidité, de vitesse moyenne du vent, et de radiation nette (ou de nébulosité). Le modèle nécessite aussi une estimation de 6 paramètres liés au couvert végétal, soit :

- H* : La hauteur du peuplement (m);
- p* : Fraction de la pluie qui n'est pas interceptée par le couvert végétal. Elle est inversement proportionnelle à la densité du couvert végétal;
- S* : Capacité d'emmagasinement du couvert végétal (mm). Des valeurs de 1 mm pour les peuplements de pin ou de feuillus en feuille, de 0.5 pour les peuplements feuillus sans feuille, de 1.5 à 2.0 mm pour les peuplements résineux plus dense peuvent être utilisées (Rutter et Morton, 1977);
- D'* : Paramètre lié au drainage, considéré peu sensible et pouvant être estimé par $D' = 3.91 \times 10^{-5} S \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$;
- b* : Paramètre lié au drainage, considéré peu sensible et pouvant être estimé par $b = 3.89/S \text{ mm}^{-1}$;
- albedo* : Paramètre utilisé pour le calcul de la radiation nette R_n . Considéré comme très peu sensible. Une valeur constante de 0.15 a été utilisée pour les travaux de Rutter.

Et de trois autres paramètres lorsqu'on veut simuler l'écoulement le long des tiges :

- p_i* : Fraction de la pluie qui est interceptée par les branches et les troncs;
- S_i* : Capacité d'emmagasinement des branches et des troncs (mm);
- e* : Constante du peuplement végétal représentant la proportion de l'évaporation potentielle du couvert végétal qui est associée à l'évaporation potentielle sur les branches et les troncs. Les valeurs utilisées par Rutter et Morton (1977) se situent entre 0 et 0.05.

La contribution de l'interception par les tiges est très faible, comparée à celle du couvert végétal. Rutter et Morton (1977) suggèrent de la négliger à moins que des preuves montrent que plus de 10% des précipitations s'écoulent le long des tiges. La plus grande faiblesse du modèle, selon Rutter et Morton (1977), réside dans l'estimation de z_0 pour le calcul de la résistance aérodynamique (paramètre de l'équation d'évaporation de Penman-Monteith). En assumant que $z_0=0.1H$, on peut générer des erreurs de +/-20% si la véritable valeur se situe près de $0.05H$ ou $0.15H$. Le tableau G.1 présente les paramètres des différents peuplements étudiés par Rutter *et al.* (1975), et le tableau G.2 présente les paramètres liés à l'interception des tiges de quelques peuplements compilés par Rutter et Morton (1977).

Tableau G.1 : Paramètres du couvert végétal de quelques peuplements

(tiré de Rutter *et al.*, 1975)

Stand	Duration of records (months)	h, m	p	p_t	S_i , mm	S_t , mm	e	Source of data
Corsican pine	18	20	0.25		1.05			Robins (1969, 1974)
Douglas fir	18	24	0.09	0.15	1.2	0.9	0.04	Robins (1969, 1974)
Norway spruce	8	10	0.25		1.5			Leyton <i>et al.</i> (1967)
Hornbeam, leafy	12	17	0.35		1.0			Leyton <i>et al.</i> (1967)
leafless			0.55		0.65			
Oak (Control) leafy	12	15	0.45	0.04	0.875	0.125	0.01	Thompson (1972)
leafless			0.80	0.06	0.275	0.125	0.03	
Oak, defoliated	12	15	0.85	0.06	0.175	0.125	0.03	Thompson (1972)

Tableau G.2: Paramètre liés à l'interception des tiges de différents peuplements

(tiré de Rutter et Morton, 1977)

Stand	p_i	S_i (mm)	Author
Hardwoods of eastern U.S.			
leafy	0.04	0.125	Helvey & Patric (1965)
leafless	0.06	0.125	
<i>Pinus canariensis</i>	0.03	0.5	Kittredge, Loughhead & Mazurak (1941)
<i>P. raeda</i>	0.22	0.45	Hoover (1953)
<i>Nothofagus truncata</i>	0.19	0.3-0.6	Aldridge & Jackson (1973)
<i>Pseudotsuga menziesii</i>	0.15	0.9	Robins (1974)

Le taux d'interception d'eau (I) par le couvert forestier est donné par :

$$I = (1-p) \cdot R \quad \text{Éq. G.1}$$

Où R est le taux de précipitation, et p est la fraction de la pluie qui atteint le sol sans être interceptée. Lorsque la quantité d'eau contenue dans le couvert végétal (C) est égale ou dépasse sa capacité d'emmagasinement (S), l'évaporation est égale à l'évaporation potentielle :

$$E_p = \frac{\Delta R_n + \rho c \delta e / r_a}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad \text{Éq. G.2}$$

Où Δ est le taux d'augmentation de la pression de vapeur de l'eau en fonction de la température (à la température de l'air), R_n est la radiation nette, ρ et c sont la densité et la chaleur spécifique de l'air respectivement, δe est le déficit de pression de vapeur de l'air, r_a est la résistance aérodynamique de l'air au transport de la vapeur d'eau du couvert végétal à un plan situé 2 m au-dessus, λ est la chaleur latente de vaporisation de l'eau, et γ est la constante psychométrique. Lorsque $C < S$, le taux d'évaporation est réduit proportionnellement :

$$E = E_p * C / S \quad \text{Éq. G.3}$$

La résistance aérodynamique (r_a) est liée à la vitesse du vent à 2 m au-dessus du couvert par la constante f :

$$r_a = f/u \quad \text{Éq. G.4}$$

et

$$f = \left(\ln \frac{z-d}{z_0} \right)^2 / k^2 \quad \text{Éq. G.5}$$

Les paramètres aérodynamiques du couvert d et z_0 sont assumés égal à $0.75H$ et $0.1H$, H étant la hauteur du peuplement. z est égal à $H+2$ m et k est la constante de von Karman. Le taux de drainage (D) du couvert végétal est décrit par :

$$D = D' \exp(bC) \text{ mm} * \text{min}^{-1} \quad \text{Éq. G.6}$$

Où D' est égal à $3.91 \times 10^{-5} S \text{ mm} * \text{min}^{-1}$ et b est égal à $3.89/S \text{ mm}^{-1}$. Pour les peuplements où l'écoulement le long des tiges constitue une composante significative, le modèle considère qu'une proportion constante (p_t) des précipitations est déviée par les branches jusqu'au tronc, et que l'ensemble du système, constitué des branches et des troncs, a une capacité d'emmagasinement S_t . L'évaporation potentielle (E_{pt}) de ce réservoir est lié à E_p par une constante du peuplement e :

$$E_{pt} = e E_p \quad \text{Éq. G.7}$$

Lorsque la quantité d'eau (C_t) sur les branches et les troncs est inférieure à S_t , l'évaporation (E_t) est :

$$E_t = E_{pt} * C_t / S_t \quad \text{Éq. G.8}$$

Et le drainage de l'eau qui déborde de S , est considéré comme instantané.

G.3 Le modèle de Gash (Gash *et al.*, 1995; Carlyle-Moses et Price, 1999; van Dijk et Bruijnzeel, 2001a,b; Deguchi *et al.* 2006)

Le modèle original de Gash (Gash *et al.* 1979) se base sur le modèle de Rutter, mais nécessite moins de données. Il a été validé pour des peuplements de conifères (Gash *et al.*, 1980; Hattori *et al.*, 1988, dans Degushi *et al.*, 2006), pour les peuplements mixtes à feuillage persistant (Pearce et Rowe, 1981, dans Degushi *et al.* 2006), pour les peuplements de hêtres à feuillage persistant (Rowe, 1983, dans Degushi *et al.* 2006), pour des peuplements de chênes (Dolman, 1987, dans Degushi *et al.* 2006), pour des communautés végétales semi-arides (Navar et Bryan, 1994, dans Degushi *et al.* 2006) et les forêts pluvieuses tropicales (Lloyd *et al.* 1988b dans Degushi *et al.* 2006; Hutjes *et al.* 1990; Bruijnzeel et Wiersum, 1987 dans van Dijk et Bruijnzeel, 2001a). Le modèle original de Gash prédisait toutefois une évaporation globale plutôt qu'une évaporation par unité de couvert végétal. Les prédictions pour des couverts forestiers clairsemés étaient donc surestimées. Une version améliorée du modèle de Gash (Gash *et al.* 1995) a permis d'améliorer les prédictions à ce niveau (Carlyle-Moses et Price, 1999). Cette version améliorée a aussi fourni de bons résultats pour les forêts tropicales (Dykes, 1997 dans van Dijk et Bruijnzeel, 2001a) et les systèmes agro-forestiers (Jackson, 2000 dans van Dijk et Bruijnzeel, 2001a). Van Dijk et Bruijnzeel (2001a) ont modifié d'avantage le modèle de Gash afin d'améliorer la simulation de l'évaporation pour la végétation dont les caractéristiques du couvert varient dans le temps. Les modifications apportées ont amélioré les performances du modèle sur la prévision de l'interception des cultures en Indonésie (Van Dijk et Bruijnzeel, 2001b). Le tableau 3 présente les équations du modèle de Gash original, du modèle révisé par Gash (1995), et du modèle adapté par van Dijk et Bruijnzeel (2001a).

Tableau G.3 : Équations du modèle de Gash, du modèle de Gash révisé (Gash et al. 1995), et du modèle de Gash adapté par van Dijk et Bruijnzeel (2001a)

(tiré de van Dijk et Bruijnzeel (2001a))

	Original Gash (1979) model	Revised Gash et al. (1995) model	Present adaption of Gash et al. (1995)
<i>Component of interception loss</i>			
For m storms insufficient to saturate the canopy ($P_G \leq P'_G$)	$(1 - p - p_t) \sum_{j=1}^m P_{G,j}$	$c \sum_{j=1}^m P_{G,j}$	$\sum_{j=1}^m c_j P_{G,j}$
For n storms sufficient to saturate the canopy ($P_G > P'_G$)			
Wetting up of canopy	$n\{(1 - p - p_t)P'_G - S\}$	$n(cP'_G - S)$	$\sum_{j=1}^n (c_j P'_{G,j} - S_{v,j})$
Wet canopy evaporation during storm	$\frac{\bar{E}}{\bar{R}} \sum_{j=1}^n (P_{G,j} - P'_G)$	$\frac{\bar{E}}{\bar{R}} \sum_{j=1}^n (P_{G,j} - P'_G)$	$\sum_{j=1}^n \frac{\bar{E}_j}{\bar{R}} (P_{G,j} - P'_{G,j})$
Evaporation after rainfall ceases	nS	nS	$\sum_{j=1}^n S_{v,j}$
Evaporation from stems for q storms $> S_t/p_t$, which saturate the stem and in the left column for the $n + m - q$, or in the middle column for the $n - q$, which do not	$qS_t + p_t \sum_{j=1}^{n+q} P_{G,j}$	$qS_t + p_t \sum_{j=1}^{n+q} P_{G,j}$	Included in all terms above as the fraction $S_t/S_{v,j}$ of total interception loss
<i>Parameters</i>			
Rainfall necessary to saturate the canopy	$P'_G = -\frac{\bar{R}S}{\bar{E}} \ln\left[1 - \frac{\bar{E}}{(1 - p - p_t)\bar{R}}\right]$	$P'_G = -\frac{\bar{R}S}{\bar{E}} \ln\left[1 - \frac{\bar{E}}{c\bar{R}}\right]$	$P'_{G,j} = -\frac{\bar{R}S_{v,j}}{\bar{E}_j} \ln\left[1 - \frac{\bar{E}_j}{c_j\bar{R}}\right]$
Mean wet canopy evaporation rate	$\bar{E} = \bar{E}_w$	$\bar{E} = c\bar{E}_c$	$\bar{E}_j = (1 - e^{-\alpha L_j})\bar{E}_a$
Canopy capacity	S	$S = cS_c$	$S_{v,j} = L_j S_L + S_s$
Canopy cover fraction	$1 - p$	c	$c_j = 1 - e^{-\alpha L_j}$

Où

- p (P) : Coefficient représentant la fraction de la pluie qui atteint le sol sans être interceptée;
 p_t (P_t) : Coefficient représentant la fraction de la pluie interceptée par les tiges de la végétation;
 P_G : Précipitation incidente (mm);
 P'_G : Quantité de pluie nécessaire pour saturer le couvert végétal (mm);
 c : Fraction du sol couverte par la végétation, $c=1-e^{-KL}$;
 S : Capacité de rétention du couvert végétal (mm) $S=S_L*L$;
 S_t (S_s) : Capacité de rétention des tiges végétales (mm);
 S_v : Capacité de rétention totale de la végétation (couvert et tiges, mm), $S_v=S_L*L + S_s$;
 S_c : Capacité de rétention du couvert végétal par unité de couvert végétal (mm), $S=c*S_c$;
 S_L : Capacité de rétention du couvert végétal pour une espèce spécifique par unité foliaire (mm), $S=S_L*L$;
 \bar{E} (E , \bar{E}_w) : Taux d'évaporation moyen du couvert végétal ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$);
 \bar{E}_c : Taux d'évaporation moyen du couvert végétal par unité de couvert végétal ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$),
 $\bar{E} = c*\bar{E}_c$
 \bar{E}_a : Taux d'évaporation moyen du couvert végétal par unité foliaire ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$),
 $\bar{E} = (1 - e^{-\alpha L}) * \bar{E}_a$
 \bar{R} (R) : Taux de précipitation moyen Durant un événement ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$);
 L (LAI) : Indice foliaire;
 K : Coefficient d'extinction dans l'équation de Beer-Lambert;
 α : Coefficient d'échange énergétique entre le couvert et l'atmosphère.

Le modèle de Gash original considère que la pluie peut être discrétisée en événements distincts qui peuvent être divisés en trois phases :

- 1) Une phase de mouillage du couvert végétal au cours de laquelle la pluie, P_G (mm), est plus basse que la valeur seuil nécessaire pour saturer le couvert P_G' (mm);
- 2) Une phase de saturation, qui se produit lorsque l'intensité de la pluie, R , est supérieure à l'évaporation du couvert mouillé E ;
- 3) Une phase de séchage du couvert qui se produit après la pluie.

Le modèle assume que le couvert végétal a suffisamment de temps pour être totalement asséché entre les événements. Le modèle n'est donc pas adapté pour être utilisé pour de la basse végétation dans les latitudes tempérées, puisque ces dernières demeurent mouillées sur des périodes prolongées.

La structure de la végétation est définie, premièrement, par la capacité de rétention du couvert végétal S (mm), qui constitue la quantité d'eau retenue dans un couvert saturé lorsqu'il n'y a pas d'évaporation et que la pluie et le drainage du couvert ont cessé. Ensuite, un coefficient p représente la fraction de la pluie qui atteint le sol sans être interceptée par le couvert végétal. Une certaine fraction p_t de la précipitation incidente est interceptée par les tiges végétales, qui ont une certaine capacité d'emmagasinement S_t (mm). La fraction du sol couverte par la couverture végétale c est parfois définie comme étant égale à $1-p$, lorsqu'on considère que les tiges font partie du couvert, ou $1-p-p_t$, lorsque ce n'est pas le cas. Finalement, le modèle nécessite le ratio du taux d'évaporation du couvert mouillé \bar{E} ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) sur le taux de précipitation \bar{R} ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$).

La version originale du modèle de Gash assume que :

- 1) La pluie peut être discrétisée en événements distincts, séparés par des périodes de séchage au cours desquelles le couvert forestier sèche

complètement. Les mesures de la précipitation incidente (P_c), de la précipitation non interceptée (T_f) et de l'écoulement le long des tiges (S_f) sur une base événementielle peut servir à modéliser l'interception.

- 2) Le taux d'évaporation moyen (\bar{E}) représente adéquatement l'évaporation du couvert végétal durant l'événement. Aussi, le modèle suppose que le ratio entre le taux d'évaporation moyen et l'intensité moyenne de la précipitation (\bar{E}/\bar{R}) est égal pour tous les événements.
- 3) L'eau ne s'égoutte pas du couvert végétal avant que la capacité de rétention (S) de ce dernier ne soit dépassée.
- 4) L'évaporation des tiges se produit uniquement lorsque la pluie a cessé.

La version révisée du modèle de Gash (Gash *et al.* 1995) introduit un nouveau paramètre, la fraction couverte par la végétation (c), qui influence la capacité de rétention du couvert végétal (S) et le taux d'évaporation moyen de couvert mouillé (\bar{E}). Cette modification avait pour but d'améliorer les prévisions du modèle pour des couvertures végétales non uniformes. Une autre modification fait en sorte que la pluie n'est pas dirigée vers les tiges avant que le couvert ne soit saturé.

Les adaptations proposées par van Dijk et Bruijnzeel (2001a) visaient quant à elles à améliorer les possibilités du modèle pour simuler les changements liés à l'évolution de la végétation dans le temps. Ces adaptations se basent sur trois hypothèses :

1. La capacité de rétention du couvert (S_L) est linéairement corrélée à l'indice foliaire (L),
2. le taux d'évaporation relative (\bar{E}/\bar{R}) peut s'exprimer en fonction de l'indice foliaire (L)
3. L'eau retenue sur les tiges saturées s'évapore de façon similaire à celle retenue dans le couvert au cours de l'événement.

Une étude récente de Deguchi, Hattori et Park (2006) compile les valeurs des paramètres employées pour les études publiées sur l'utilisation du modèle de Gash avec différents types de végétation. Ces valeurs sont présentées au tableau 4.

Tableau G.4 : Revue des paramètres utilisés pour le modèle de Gash
(tiré de van Dijk et Bruijnzeel (2001 a))

Vegetation type	Country		R	E	Ec	S	Sc	C	LAI	P'_G	P	Pt	St	P'_G	Reference	
Secondary broad leaved deciduous forests	Japan	(I)	1.82	0.23	0.35	1.07	1.57	0.68		1.74	0.32					This study site
		(II)	2.36	0.30	0.26	1.26	1.48	0.85	3.48	1.61	0.15					
Secondary broad leaved deciduous forests	Japan	S	1.31	0.13	0.23	0.97	1.76	0.55	2.05	1.94	0.45					Park (2000)
		W		0.14		0.39			2.7							
Secondary broad leaved deciduous forests	Japan	S		0.60		0.74			6.41							
		W			0.37		0.56		3.42							
Mature mixed deciduous forest	Canada		4.87	0.55	0.65		1.16	0.85		1.24		0.062		2.02	Price and Carlyle-Moses (2003)	
Mixed agricultural cropping system	Indonesia		4.87	0.28	0.33		1.07	0.85		1.12		0.071	0.0044	3.77	Van Dijk and Bruijnzeel (2001b)	
			4.7	0.86	1.178		0.12	0.73	2.1			0.024				
Agroforestry systems	Kenya		4.3	0.30	0.545		0.09	0.55	1.3			0.039	0.0036		Jackson (2000)	
			2.28		0.23			0.02-0.54	0.71-0.93			0.026	0.185			
Mature rain forests	Colombian Amazonia		5.88	0.342	0.411	1.16		0.832	4.4		0.59				Marin et al. (2000)	
			7.09	0.447	0.528	1.28		0.886	4.9		0.52					
			6.48	0.412	0.467	1.32		0.883	5.6		0.49					
			6.61	0.677	0.737	1.55		0.918	6.6		0.27					
Coniferous forest	Great Britain		1.75	0.13		1.20					0	0.29	0.74		Gash et al. (1980)	
			1.37	0.21		0.75					0	0.1	0.25			
			1.22	0.33		1.02					1.35	0.13	0.037	0.033	Gash and Moreton (1978)	
			1.38	0.19		0.8					0.32	0.016	0.014			

Hardwood forest	Canada	3.83	0.45	0.39	1.0	1.15	0.86		1.2	0.14	0.05	0.07	1.5	Carlyle-Moses and Price (1999)	
		12.98	1.53	1.29	1.0	1.19	0.84		1.2	0.16	0.05	0.07	1.5		
Norway spruce and Scots pine Mixed Dipterocarp rainforest	Sweden	3.36	0.18	0.15	1.1	1.35	0.81	4.5	0.4	1.4	0.19	0.04	0.14	3.9	Lankreijer et al. (1999)
	Borneo	5.54	0.71	0.75	0.93		0.95		1.13	0.05	0.03	0.1	3.3		
Plantation forest of Maritime pine	France	1.65	0.08	0.17	0.25	0.56	0.45			0.55	0.0275	0.17		Gaeh et al. (1995)	
Tabonco pine forest	Puerto Rico	1.83	0.11		1.15			5.9		0.23	0.023			Schellekens et al. (1999)	
Pinus sylvestris forest	Spain	3.83	0.47		1.34					0.125	0.018	0.06		Llorens (1997b)	
Mixed White Oak forest	Japan	2.3			0.6						0.2			Silva and Okumura (1996)	
Semi-arid plant community	Mexico	13.52	2.95		0.87				1.39	0.35	0.048	0.043		Nayar and Bryan (1994)	
Pine forest	Bordeaux	S	1.85	0.18		0.55		1.5-4.0		0.55	0.06	0.20		Lousteau et al. (1992b)	
		W	2.00	0.11		0.55				0.55	0.06	0.25			
Primary evergreen forest	West Africa	19.99	0.34		0.61					0.03				Hajes et al. (1990)	
Amazon rainforest	Brazil	5.15	0.21		0.74					0.08	0.036	0.15		Lloyd et al. (1988b)	
Coniferous forest	Japan	1.54	0.26		1.24			1.74		0.20				Hatori and Chikarashi (1988)	
Oak forest	Netherlands	S	1.34	0.17		0.98			1.54	0.30				Dobman (1987)	
		W	1.44	0.32		0.8			1.38	0.3					
Evergreen beech forest	New Zealand	S	1.20	0.11		0.3			3.09	0.8				Rowe (1983)	
		W	2.11	0.53		1.5			1.44	0	0.02	0.03			
		W	1.95	0.39		1.2			1.37	0	0.02	0.03			

G.4 Le modèle de Liu (Liu, 2001)

Le modèle de Liu (Liu, 1997, dans Liu, 2001) a été testé avec succès dans les peuplements humides de cyprès et les plantations de slash pine (*Pinus elliottii* Engelm) de Floride, et dans cinq autres forêts réparties à travers le monde. Le modèle peut se présenter sous trois formes. La forme continue, tout comme le modèle de Rutter, prédit l'interception avec des données météorologiques horaires :

$$I = C_m (D_o - D) + \int_0^T (1 - D) E dt \quad \text{Éq. G.9}$$

Où I est l'interception de la pluie (mm), C_m est la capacité de rétention du peuplement forestier (mm), comprenant la capacité des feuilles, des branches et des tiges ($S+S_i$). E représente l'évaporation du couvert (mm), D_0 correspond à un indice de dessèchement du couvert au début de l'événement pluvieux, et D est l'indice de dessèchement du couvert au temps T (en heures). L'indice D est défini par :

$$D = 1 - \frac{C_0}{C_m} \quad \text{Éq.G.10}$$

Avec

$$C_0 = C_m \left[1 - D_0 \exp\left(-\frac{(1-p)P}{C_m}\right) \right] \quad \text{Éq. G.11}$$

Où P constitue la précipitation incidente cumulée (mm). La seconde forme s'applique à l'interception au cours d'un événement unique :

$$I = C_m \left[1 - \exp\left(-\frac{(1-p)P}{C_m}\right) \right] \left[1 - \frac{\bar{E}}{(1-p)\bar{R}} \right] + \frac{\bar{E}}{\bar{R}} P \quad \text{Éq. G.12}$$

Où \bar{E} et \bar{R} sont les taux d'évaporation et de précipitation moyens au cours de l'événement et p est la fraction de la précipitation non interceptée par le couvert. Cette formulation assume que le couvert forestier est complètement sec ($D_0=1$) avant le début de l'événement pluvieux. La troisième forme est présentée, comme pour le modèle de Gash, de façon à prédire l'interception pour n_0 événements au cours d'une certaine période :

$$I_t = C_m \left[1 - \frac{\bar{E}}{(1-p)\bar{R}} \right] \left[n_0 - \sum_{i=1}^{n_0} D_i \right] + \frac{\bar{E}}{\bar{R}} \sum_{i=0}^{n_0} P_i \quad \text{Éq. G.13}$$

Où D_i est l'indice d'assèchement du couvert après l'événement i , avec une précipitation P_i (mm). Cette dernière forme, tout comme le modèle de Gash, peut être utilisée avec des données météorologiques journalières, en supposant qu'il n'y a pas plus d'un événement par jour.

Le modèle de Liu diffère des modèles de Rutter et de Gash par la prise en compte de l'interception des tiges de façon intégrée à celle du couvert. Le paramètre p_i des modèles de Rutter et de Gash n'est donc pas requis, de même que les paramètres D_s et β du modèle de Rutter. Aussi, la structure du modèle de Rutter fait en sorte qu'il doit nécessairement fonctionner sur un pas de temps court afin que l'eau accumulée temporairement dans le couvert (c'est-à-dire l'eau qui n'a pas encore été drainée) ne contribue pas à surestimer la quantité d'eau évaporée par le couvert forestier. Cette restriction n'existe pas pour le modèle de Liu, puisque le couvert ne retient l'eau que lorsque la capacité de saturation n'est pas atteinte. Liu (2001) a comparé les résultats de plusieurs simulations faites avec les modèles de Rutter, de Gash, et de Liu, et conclut que les prévisions du modèle de Liu sont comparables à celles des deux autres modèles, bien qu'il nécessite moins de paramètres. Le tableau G.5 compare les paramètres nécessaires pour les trois modèles :

Tableau G.5 : Comparaison des paramètres nécessaires aux modèles de Rutter, de Gash et de Liu

(tiré de Liu, 2001)

	Variable	Continuous models		Analytical models for multistorm prediction	
		Rutter model	Liu model	Gash model	Liu model
Canopy structure parameters	S	•	•	•	•
	S_t	•	•	•	•
	p	•	•	•	•
	p_t	•		•	
	D_s	•			
	β	•			
Meteorological inputs	E	•	•		
	$\overline{E/R}^a$			•	•
	R	•	•		
	P_i			•	•

^a $\overline{E/R}$ can be considered as either one single parameter (i.e. the slope of the linear regression between interception and gross rainfall (Gash, 1979)) or two separate parameters. In either case, it does not change the comparison between the Gash and the Liu models.

G.5 Le modèle par réservoir de Hashino et Yoshida (Hashino et al., 2002)

Développé à partir des observations faites sur un seul arbre et validé sur le terrain par Hashino *et al.* (1991, 1992, dans Hashino *et al.*, 2002), le modèle par réservoir de Hashino et Yoshida est illustré à la figure G.2.

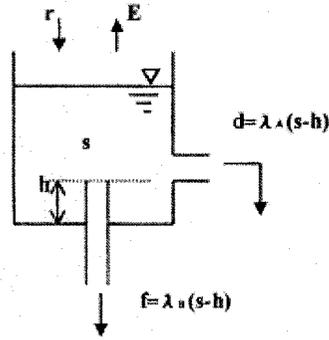


Figure G.2 : Illustration du modèle par réservoir de Hashido et Yoshina
(tiré de Hashino, Yao, et Yoshida, 2002)

Où :

- r : Le taux de précipitation ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$);
- E : Le taux d'évaporation ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). $E = CE_p$ où C est un coefficient déterminé par le type et l'âge du peuplement forestier ($\text{h}\cdot\text{mm}^{-1}$), et E_p est le taux d'évaporation potentielle établie par la formule de Penman-Monteith ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Des valeurs de C de $1.73 \text{ h}\cdot\text{mm}^{-1}$ pour un événement, et de $1.6\text{-}2.1 \text{ h}\cdot\text{mm}^{-1}$ pour l'analyse des précipitations sur une base horaire ont été utilisées dans l'étude);
- s : La quantité d'eau retenue dans le couvert forestier (mm);
- h : La capacité de rétention du couvert forestier après la pluie (mm);
- d : Le taux d'égouttement de l'eau du couvert forestier au sol ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$);
- f : Le taux d'écoulement le long des troncs ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$);
- λ_A : Paramètre pour l'égouttement du couvert (h^{-1}). Une valeur de 2.44 h^{-1} a été utilisée dans l'étude);
- λ_B : Paramètre pour l'écoulement le long des troncs (h^{-1}). Une valeur de 2.38 h^{-1} a été utilisée dans l'étude).

Sur un pas de temps t , au cours d'un événement, le bilan hydrologique peut donc s'exprimer selon :

$$\frac{ds}{dt} = r - d - E - f \quad \text{Éq. G.14}$$

L'égouttement du couvert et l'écoulement le long des troncs sont tous deux déterminés en fonction de s :

$$d=0 \text{ et } f=0 \text{ pour } 0 \leq s \leq h$$

$$d = \lambda_A (s-h) \text{ et } f = \lambda_B (s-h) \text{ pour } s > h$$

Les résultats de l'étude démontrent que le taux d'interception est proportionnel au produit de l'intensité de la précipitation r et de l'évapotranspiration potentielle E_p , et non pas uniquement, comme l'assume la formulation de Rutter, à l'intensité de la précipitation, ou, comme l'assume la formulation de Gash, au ratio de l'évaporation moyenne sur l'intensité moyenne de la précipitation. L'étude rapporte également que les transports de chaleur horizontaux contribuent de façon significative à augmenter le taux d'interception et qu'ils ne devraient pas être négligés.

G.6 Le modèle d'interception du modèle hydrologique SOIL

(Alavai et al. 2001)

Ce modèle a été testé pour des précipitations liquides sur un peuplement d'épinettes de Norvège dans le sud de la Suède où le taux d'interception représente 30 à 60% des précipitations.

Le modèle d'interception de SOIL considère que tout le couvert forestier constitue un réservoir unique où toutes les précipitations sont retenues avant d'être évaporées ou de s'écouler au sol. Le bilan hydrologique de l'eau est modélisé à l'aide d'une capacité maximale d'emmagasinement du couvert forestier (S_{max}) calculé à l'aide d'un paramètre (i_{LAI}), égal à 0.7 mm dans l'étude présentée, et de l'indice foliaire (LAI) selon l'équation suivante :

$$S_{max} = i_{LAI} \cdot LAI \quad \text{Éq. G.15}$$

Les précipitations interceptées sur chaque pas de temps S_{int} sont soit égales à S_{max} moins l'eau interceptée au pas de temps précédent, qui est demeurée dans

le couvert forestier ($S_{(t-1)}$), ou à la précipitation P , selon celle des deux valeurs qui est la moins élevée :

$$S_{\text{int}} = \min \left[P, \frac{(S_{\text{max}} - S_{(t-1)})}{\Delta t} \right] \quad \text{Éq. G.16}$$

Ce qui signifie que l'eau s'écoulant au sol (T) est égale à :

$$T = \max [0, P - S_{\text{int}}] \quad \text{Éq. G.17}$$

L'évaporation potentielle (E_p) du couvert forestier est ensuite calculée grâce à la formule de Penman-Monteith (1965) modifiée par l'exclusion de la résistance stomatale, considérée comme égale à 0 lorsque le couvert forestier est mouillé, et ajustée par la résistance aérodynamique de Monteith et Unsworth (1990). L'évapotranspiration réelle (E_a) du couvert est limitée soit par l'eau disponible dans le couvert, définie comme l'eau interceptée au pas de temps t plus l'eau résiduelle du pas de temps précédent, soit par le taux d'évaporation potentielle :

$$E_a = \min \left[E_p, S_{\text{int}} + \frac{S_{(t-1)}}{\Delta t} \right] \quad \text{Éq. G.18}$$

Il n'y a pas de réduction du taux d'évaporation réelle selon la disponibilité d'eau dans le couvert forestier, et l'eau résiduelle du couvert, au pas de temps t , est calculée selon :

$$S_{(t)} = S_{(t-1)} + (S_{\text{int}} - E_a)\Delta t \quad \text{Éq. G.19}$$

Ce modèle, comme beaucoup d'autres, surestime l'évaporation de l'interception des petits événements, et sous-estime ceux des grands événements.

G.7 Le modèle d'interception du modèle hydrologique DHSVM

(Thyer et al. 2004)

Dans ce modèle, un bilan d'eau est calculé indépendamment sur chaque cellule du MNA. Les précipitations sont partitionnées en eau ou en neige en fonction de la température de l'air et d'une température seuil.

Interception de la neige :

La quantité de neige interceptée (ΔI), sur un pas de temps Δt , constitue un pourcentage fixe (f) de la chute de neige (S) :

$$\Delta I = f \cdot S \quad \text{Éq. G.20}$$

Jusqu'à ce que la capacité d'interception maximum (m) soit atteinte:

$$I(t + \Delta t) = \min [I(t) + \Delta I, m] \quad \text{Éq. G.21}$$

La neige interceptée peut être retirée du couvert forestier via la fonte, la sublimation et la chute au sol. La fonte de la neige interceptée est basée sur un bilan énergétique et résulte en écoulement (D). La chute au sol se produit lorsque suffisamment d'écoulement (D_{min}) est généré au cours d'un même pas de temps, de façon à ce que la neige glisse du couvert forestier jusqu'au sol. La quantité de neige qui chute au sol est alors déterminée par une fraction fixe de l'écoulement (D). L'écoulement (D) est ajouté au couvert de neige au sol comme s'il s'agissait de précipitations liquides, alors que la neige qui chute du couvert forestier est ajoutée à la couverture de neige au sol pour le calcul du bilan énergétique.

Interception de la pluie :

L'interception de la pluie est décrite par les équations a et b , avec $f = 1$ et $m = R_m \times LAI$, où LAI est l'indice foliaire du couvert forestier, et R_m est un facteur multiplicatif de l'interception. L'évaporation de l'eau interceptée est ensuite calculée au taux d'évaporation potentielle, ajustée par la résistance aérodynamique au transfert de vapeur.

G.8 Bibliographie

- Alavi, G., Jansson, P.-E., Hällgren, J.-A., Bergholm, J., 2001. Interception of a dense spruce forest, performance of a simplified canopy water balance model. *Nordic Hydrology*, 32 (4/5). (265-284).
- Anzhi, W., Jinzhong, L., Jianmei, L., Tiefan, P., Changjie, J., 2005. A semi-theoretical model of canopy rainfall interception for *Pinus Koraiensis Nakai*. *Ecological Modelling* 184 (355-361).
- Carlyle-Moses, D.E., Price, A.G., 1999. An evaluation of the Gash interception model in a northern hardwood stand. *Journal of Hydrology*, 214 (103-110).
- Deguchi, A., Hattori, S., Park, H.-T., 2006. The influence of seasonal changes in canopy structure on interception loss: Application of the revised Gash model. *Journal of Hydrology*, 318 (80-102).
- Gash, J.H.C., Lloyd, C.R., Lachaud, G., 1995. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *Journal of Hydrology*, 170 (79-86).
- Hashino, M., Yao, H., Yoshida H., 2002. Studies and evaluations on interception processes during rainfall based on a tank model. *Journal of Hydrology*, 255 (1-11).
- Horton, R.E., 1919. Rainfall interception. *Monthly Weather Review*, 47: 603-623.
- Liu, S., 2001. Evaluation of the Liu model for predicting rainfall interception in forest world-wide. *Hydrological Processes*, 15 (2341-2360).

- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. *Symp. Soc. Expl. Biol.*, 19, 205–234.
- Monteith, J.L., Unsworth, M.H., 1990. *Principles of Environmental Physics*, 2nd Edition, Edward Arnold, London.
- Rutter, A.J., Kershaw, A.K., Robins, P.C., et Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests; I Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agricultural Meteorology*, 9 (367-384).
- Rutter, A.J., Morton, A.J., 1977. A predictive model of rainfall interception in forests; III Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal of Applied Ecology*, 14 (567-588).
- Rutter, A.J., Morton, A.J., Robins, P.C., 1975. A predictive model of rainfall interception in forests; II Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology*, 14 12, (367-80).
- Thyer, M, Beckers, J., Spittlehouse, D., Alila, Y., Winkler, R., 2004. Diagnosing a distributed hydrologic model for two high elevation forested catchments based on detailed stand and basin-scale data. *Water Resource Research*. Vol 40, W01103, 20 pp.
- Van Dijk, A.I.J.M, Bruijnzeel, L.A., 2001. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 1. Model description. *Journal of Hydrology*, 247 (230-238).
- Van Dijk, A.I.J.M, Bruijnzeel, L.A., 2001. Modelling rainfall interception by vegetation of variable density using an adapted analytical model. Part 2. Model validation for a tropical upland mixed cropping system. *Journal of Hydrology*, 247 (239-262).

ANNEXE H

**Illustration des processus d'écoulement préférentiels et
du concept d'aires contributrices variables sur un
versant forestier**

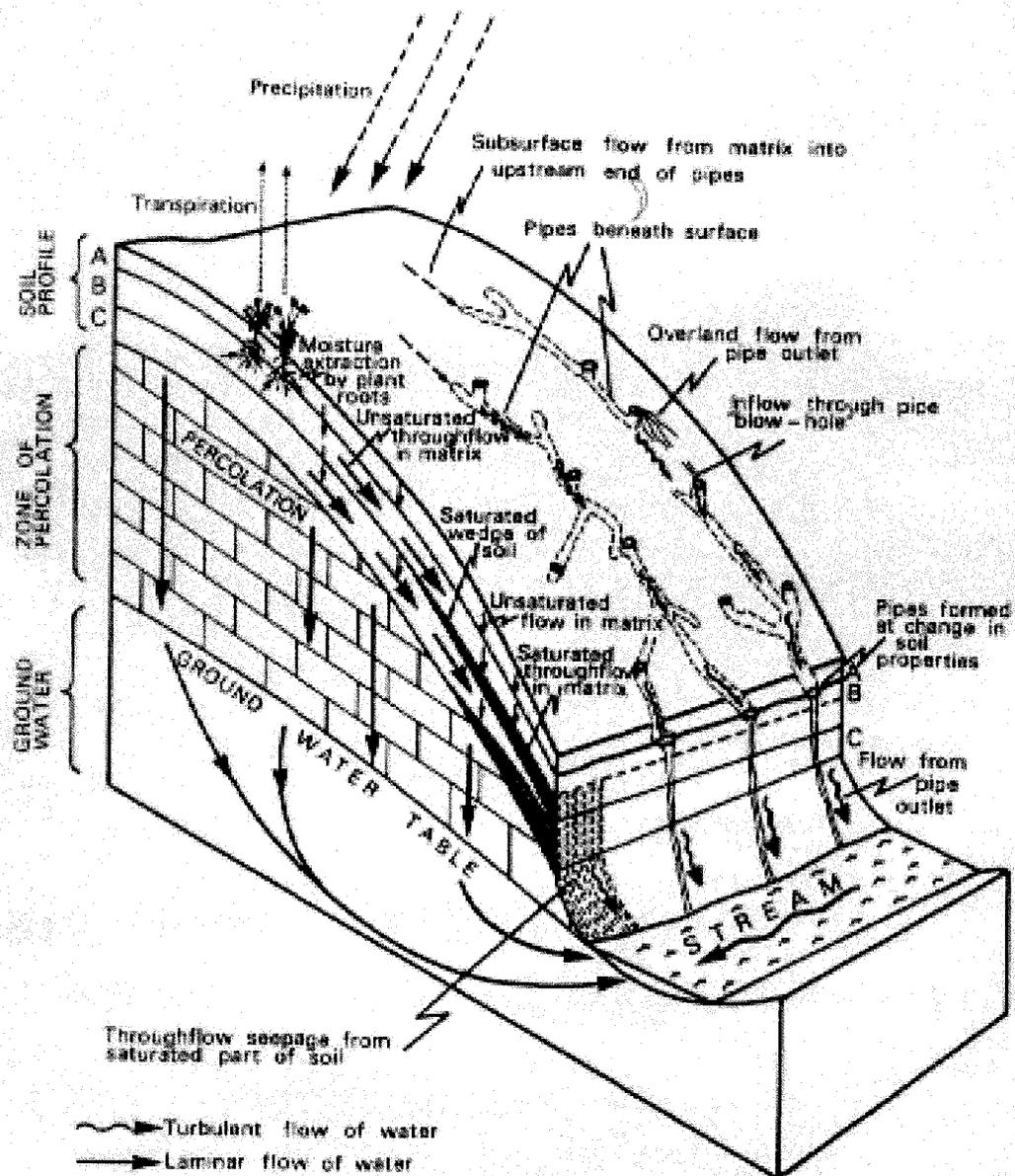


Figure 3.1 Flow routes followed by subsurface runoff on hillslopes

Figure H.1 : Illustration des processus d'écoulement sur un versant forestier
(Tirée de Kirkby, 1978)

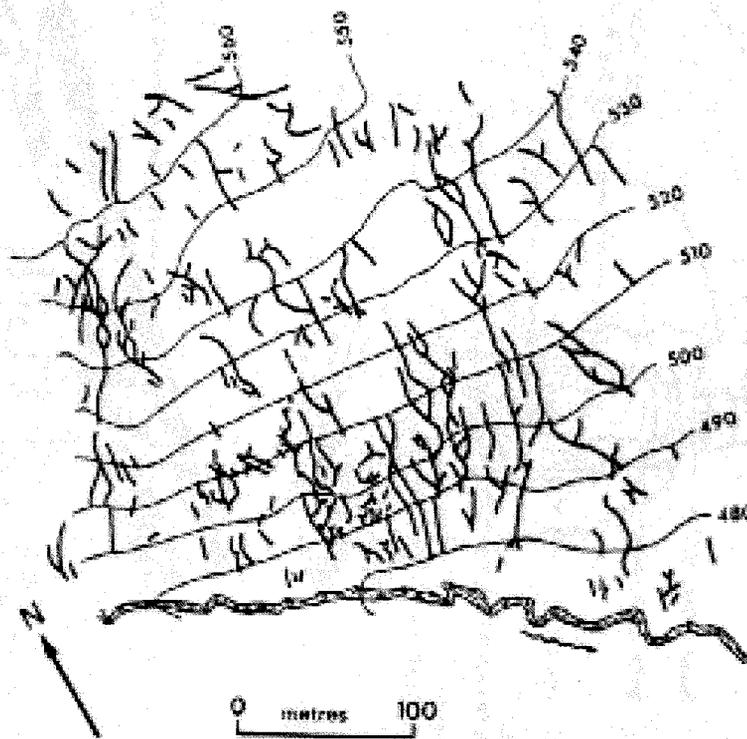


Figure 3.9 Plan of pipe networks on a slope in the River Wye catchment, Plynlimon, Wales (unpublished, Institute of Hydrology). Contours are in metres above mean sea level

Figure H.2 : Illustration du réseau de canaux souterrains sur le versant d'un bassin de tête montagneux avec un sol podzolique comme le BEREV (Tirée de Kirkby, 1978)

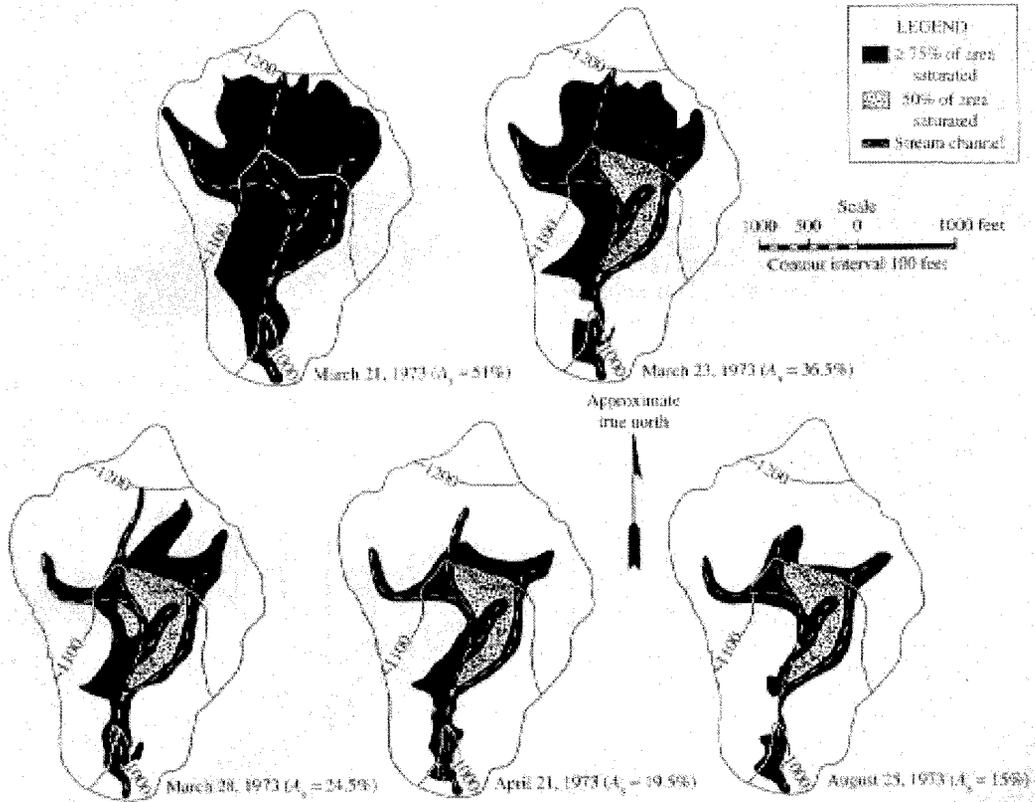


FIGURE 9-38
 Seasonal variation of extent of areas saturated from below in a drainage basin with gentle slopes and moderately to poorly drained soils in northeastern Vermont. A_s is percent of total area that is saturated. From Dunne et al. (1975).

Figure H.3 : Illustration du concept des aires contributrice variables
 (Tirée de Dingman, 1993)

ANNEXE I

**Code C++ du programme du sous-modèle BV3C pour le
calcul de l'évapotranspiration réelle**


```

//*****
// NOM DE LA METHODE: int BV3C::CalculeEtr
//
//
//
//
//
// CONTRAT:
//   cas succŠs) Calcule l',vapotranspiration r,elle pour les
//   3 couches (etr1, etr2, etr3) et ce pour une zone.
//
// ENTRÉE(S):
//   nom           type           s,mantique
//   ---           -
//   ind_zone      const int      Indice de la zone.
//   theta1c      const float     Teneur en eau de la 1Šre couche.
//   theta2c      const float     Teneur en eau de la 2iŠme couche.
//   theta3c      const float     Teneur en eau de la 3iŠme couche.
//   pas_de_temps const int       Pas de la simulation (heure).
//   etr          const ETR&      □vapotranspiration r,elle.
//   zones       const ZONES&    Zones du bassin. Contient la grille aussi.
//
// RETOUR:
//   type           s,mantique
//   ----           -
//   int            Toujours 1.
//
// PRÉCONDITION(S):
//   pr,condition   s,mantique
//   -----
//   etr1 != 0      On a les vecteurs pour stocker l',vapotrans-
//   etr2 != 0      piration r,elle des 3 couches.
//   etr3 != 0
//
//   sol != 0       On a les types de sol.
//   infol != 0     On a les valeurs foliŠres pour chaque classe.
//   z != 0         On a les profondeurs racinaires pour chaque classe.
//
// AUTEUR(E):      nom           date
//   ---           -
//
//
//                               Serge Ouellet-Massicotte   07-ao-t-93
//*****
int BV3C::CalculeEtr(const int ind_zone, const float theta1c,
                    const float theta2c, const float theta3c,
                    const int pas_de_temps, const ETR& etr,
                    const ZONES& zones)
{
    int i, j, tsol;
    int sort;
    float evapo;
    float theta, ftheta;
    float dz1, dz2, dz3;
    float kat;
    float kas;
    float esnu;
    float tp;
    float etp;

    int nb_zone, nb_cot, nb_ind_imper, nb_ind_eau, etr_disp, v_cot;
    float opt0_valeur, opt1_valeur;
    float v_etr1, v_etr2, v_etr3, v_infol, v_z, v_evp;

    int jeu;

    zones(ind_zone).PrendreJeuParametres(jeu);

    float z1= m_vecParametres[jeu].PrendreZ1();
    float z2= m_vecParametres[jeu].PrendreZ2();
    float z3= m_vecParametres[jeu].PrendreZ3();

```

```

    PrendreOptimisationSol(jeu, opt0_valeur);
    PrendreOptimisationAssechement(jeu, opt1_valeur);

    zones.PrendreNbZone(nb_zone);
    zones.PrendreNbCot(nb_cot);
    etr.PrendreDisponible(etr_disp);
    cot_imper->NbIndice(nb_ind_imper);
    cot_eau->NbIndice(nb_ind_eau);

    tsol = zones.PrendreTypeSol(ind_zone, (int)opt0_valeur);
    ZONES::TYPESOL &typeSol = zones.PrendreTypeSol(tsol);

    v_etr1 = 0;
    v_etr2 = 0;
    v_etr3 = 0;

    for (i = 0, sort = 0; i < nb_cot; i++, sort = 0)
    {
        v_z = z(i);
        zones(ind_zone).PrendreEvp(i, v_esp);
        zones(ind_zone).PrendreCot(i, v_cot);
        v_infol = infol(i);

        for (j = 0; j < nb_ind_eau && sort == 0; j++)
        {
            if (i == (*cot_eau)[j])
            {
                sort = 1;
            }
        }

        for (j = 0; j < nb_ind_imper && sort == 0; j++)
        {
            if (i == (*cot_imper)[j])
            {
                sort = 1;
            }
        }

        // Si il y de l'evapotranspiration pot. et si non-impermeable et non-eau.
        if ((v_esp > 0) && !sort)
        {
            etp = v_esp / (float)pas_de_temps;
            evapo = (float)(etp * exp(-m_vecParametres[jeu].PrendreDes()*v_infol));

            // Estimation de l'evaporation de sol nu.
            ftheta = (float)Min(Max((double)theta1c-(double)typeSol.thetapf,
            0.0)/((double)typeSol.thetacc-(double)typeSol.thetapf), 1.0);
            kas = (float)((1.0-exp(-typeSol.alpha*ftheta))/(1.0-2*exp(-typeSol.alpha)+exp(-
            typeSol.alpha*ftheta)));
            esnu = (opt1_valeur*kas) * evapo;

            if (etr_disp)
            {
                v_etr1 += (float)(v_cot / 100.0 * etp);
            }
            else
            {
                v_etr1 += (float)(v_cot / 100.0 * esnu);
            }

            if (v_z > 0 && v_z <= z1)
            {
                dz1 = v_z;
                dz2 = 0.0;
                dz3 = 0.0;
            }
            else if (v_z > z1 && v_z <= z2)

```

```

    {
        dz1= z1;
        dz2= v_z - z1;
        dz3= 0.0;
    }
    else if (v_z > z2 && v_z <= z3)
    {
        dz1= z1;
        dz2= z2-z1;
        dz3= v_z - z2;
    }
    else if (v_z > z3)
    {
        dz1= z1;
        dz2= z2-z1;
        dz3= z3-z2;
    }
}

if (v_z > 0)
{
    // Estimation de la transpiration.
    theta = (theta1c*dz1 + theta2c*dz2 + theta3c*dz3) / v_z;

    if (etr_disp) //Condition toujours fausse
    {
        kat = 1;
    }
    else
    {
        ftheta= (float)Min(Max((double)theta-
(double)typeSol.thetapf,0.0)/((double)typeSol.thetacc-(double)typeSol.thetapf),1.0);
        kat= (float)((1.0-exp(-typeSol.alpha*ftheta))/(1.0-2*exp(-
typeSol.alpha)+exp(-typeSol.alpha*ftheta)));
    }

    tp= (opt1_valeur*kat) * ((etp-evapo)*(BETA+(1.0-BETA)*esnu/evapo));

    // R.partition entre les couches de l'etr.
    v_etr1 += (float)(v_cot / 100.0 * (tp*(theta1c*dz1)/(theta*v_z)));
    v_etr2 += (float)(v_cot / 100.0 * (tp*(theta2c*dz2)/(theta*v_z)));
    v_etr3 += (float)(v_cot / 100.0 * (tp*(theta3c*dz3)/(theta*v_z)));
}
}

etr1(ind_zone) = (v_etr1);
etr2(ind_zone) = (v_etr2);
etr3(ind_zone) = (v_etr3);

return(1);
}

```

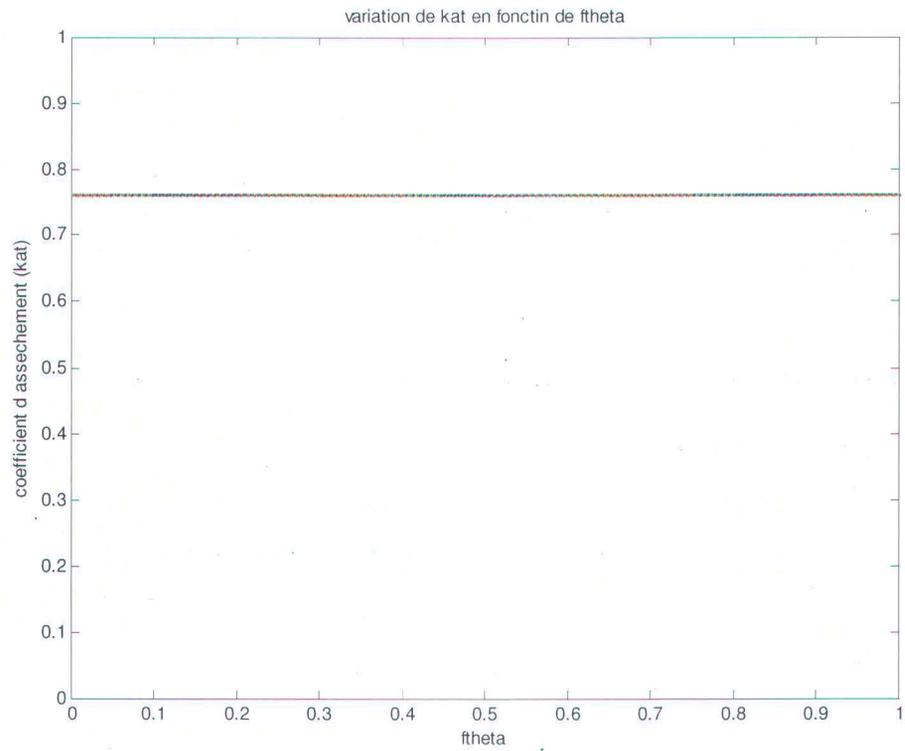


Figure I.1 : Variation du coefficient de l'assèchement (kat), intervenant dans le calcul de la transpiration, en fonction de ftheta (cf. code du calcul de l'ETR)

ANNEXE J

Tableau des coefficients de friction de Manning présenté par Dingman (1993)

Tableau J.1 : Valeurs du coefficient n de Manning pour différents types de canaux

(tiré de Dingman, 1993)

Type of Channel and Description	n		
	Minimum	Normal	Maximum
Minor streams (top width at flood stage < 100 ft)			
Streams on plain			
1. Clean, straight, full stage, no riffles or deep pools	0.025	0.030	0.033
2. Same as above, but more stones and weeds	0.030	0.035	0.040
3. Clean, winding, some pools and shoals	0.033	0.040	0.045
4. Same as above, but some weeds and stones	0.035	0.045	0.050
5. Same as above, but lower stages, more ineffective slopes and sections	0.040	0.048	0.055
6. Same as 4, but more stones	0.045	0.050	0.060
7. Sluggish reaches, weedy, deep pools	0.050	0.070	0.080
8. Very weedy reaches, deep pools, or floodways with heavy stand of timber and underbrush	0.075	0.100	0.150
Mountain streams, no vegetation in channel, banks usually steep, trees and brush along banks submerged at high stages			
1. Bottom: gravels, cobbles, and few boulders	0.030	0.040	0.050
2. Bottom: cobbles with large boulders	0.040	0.050	0.070
Floodplains			
Pasture, no brush			
1. Short grass	0.025	0.030	0.035
2. High grass	0.030	0.035	0.050
Cultivated areas			
1. No crop	0.020	0.030	0.040
2. Mature row crops	0.025	0.035	0.045
3. Mature field crops	0.030	0.040	0.050
Brush			
1. Scattered brush, heavy weeds	0.035	0.050	0.070
2. Light brush and trees, in winter	0.035	0.050	0.060
3. Light brush and trees, in summer	0.040	0.060	0.080
4. Medium to dense brush, in winter	0.045	0.070	0.110
5. Medium to dense brush, in summer	0.070	0.100	0.160
Trees			
1. Dense willows, summer, straight	0.110	0.150	0.200
2. Cleared land with tree stumps, no sprouts	0.030	0.040	0.050
3. Same as above, but with heavy growth of sprouts	0.050	0.060	0.080
4. Heavy stand of timber, a few down trees, little undergrowth, flood stage below branches	0.080	0.100	0.120
5. Same as above, but with flood stage reaching branches	0.100	0.120	0.160

