

**ÉVALUATION DU MODÈLE HYDROTEL À
ESTIMER LA RECHARGE DES
AQUIFÈRES : APPLICATION SUR LE
BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE
CHÂTEAUGUAY**

Simon Ricard

Septembre 2008

**ÉVALUATION DU MODÈLE HYDROTEL À ESTIMER
LA RECHARGE DES AQUIFÈRES : APLPLICATION
SUR LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE
CHÂTEAUGUAY**

Par

Simon Ricard

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

Jury d'évaluation

| | |
|----------------------------|-------------------|
| Examineur externe : | Sylvie Chevalier |
| Examineur interne : | Christine Rivard |
| Directeur de recherche : | Alain N. Rousseau |
| Codirecteur de recherche : | Claudio Paniconi |

Septembre 2008

RÉSUMÉ

Caractériser la recharge des ressources aquifères permet de déterminer un seuil d'exploitation durable de ces dernières. Quantifier la recharge d'un aquifère de façon fiable et peu coûteuse demeure toujours un défi technique pour les scientifiques et ingénieurs. À l'échelle régionale et sur de longues périodes, ces derniers sont effectivement contraints de développer et utiliser des méthodes indirectes d'estimation. Ce mémoire a pour principal objectif d'évaluer la capacité d'HYDROTEL, un modèle hydrologique distribué à base physique, à produire une estimation spatiotemporelle adéquate de la recharge potentielle du bassin versant de la rivière Châteauguay. La recharge potentielle se définit quant à elle comme l'eau percolant des couches superficielles de sol, rejoignant « potentiellement » la nappe phréatique. L'atteinte des objectifs de recherche est encadrée par une démarche analytique portant une attention particulière à l'étude de la cohérence et de la sensibilité du sous-modèle BV3C, ce dernier simulant le bilan vertical et l'écoulement de l'eau dans le sol. BV3C propose une représentation relativement simple des écoulements souterrains par le biais d'une séquence verticale composée de trois couches de sol. La variable contenue dans BV3C représentant l'écoulement entre la seconde et la troisième couche de sol (nommée q_{23}) est ici instrumentée afin de déterminer la recharge potentielle du bassin à l'étude. Une application du modèle HYDROTEL a donc été réalisée sur le bassin versant de la rivière Châteauguay en récupérant puis en mettant à jour différents jeux de données préalablement disponibles. Une stratégie de calage manuel a permis de définir un jeu de valeurs paramétriques pour lequel le fonctionnement du modèle fut considéré optimal. L'analyse des résultats de simulation a permis d'affirmer que le fonctionnement de BV3C est « globalement cohérent ». Toutefois, certains aspects comportementaux illustrent l'incapacité du modèle à simuler adéquatement divers phénomènes d'écoulement dans le sol.

Les valeurs annuelles de recharge potentielle produites par BV3C ont finalement été comparées avec les travaux de Croteau (2006), ces derniers portant sur l'estimation de la recharge effective du bassin de la rivière Châteauguay à l'aide du modèle hydrogéologique 1-D HELP. En termes annuels et absolus, les profils longitudinaux de simulation de la recharge provenant des deux modèles présentent un excellent synchronisme. Les valeurs de recharge potentielles produites par BV3C semblent cependant surestimées de par le fait que les valeurs simulées de transpiration associées à la troisième couche de sol n'y sont pas soustraites. La distribution des zones de recharge produite par HYDROTEL correspond à celle produite par Croteau (2006). Cette observation n'est cependant valable que si la distribution est produite pour une année associée à un régime climatique « sec » ou « normal ». En effet, les années associées à de fortes précipitations présentent des valeurs de recharge variant significativement d'un regroupement d'unités spatiales de calcul à l'autre. Ceci indique une incidence dominante et inadéquate des valeurs paramétriques distribuées sur l'estimation de la recharge produite par HYDROTEL.

L'analyse de sensibilité portant sur la nature des relations entre la variable q_{23} et les différents paramètres contenus dans BV3C permet de pousser davantage l'examen du comportement de BV3C. Cette démarche ne permet cependant pas d'identifier un seul ou quelques paramètres dominant exclusivement le comportement de la variable q_{23} . Au contraire, l'analyse de sensibilité fait ressortir le caractère variable des relations entre les différents paramètres et la variable à l'étude. Certaines tendances semblent cependant se tracer. Certains paramètres présentent effectivement une incidence de nature « hydrophile », c'est-à-dire d'autant plus significative que les types de sol composant la colonne de sol présentent un faciès perméable. En contrepartie, d'autres paramètres

induisent une incidence plus significative sur la variable q_{23} lors que la colonne de sol présente un faciès imperméable. Cette incidence est alors qualifiée « d'hydrophobe ».

L'approche proposée dans le cadre de ce mémoire présente l'intérêt de produire, à faible coût et relativement rapidement, une estimation provisoire des zones de recharge d'un bassin versant. Cependant, un nombre significatif d'incohérences théoriques ainsi que certaines pratiques hasardeuses de modélisation associées à BV3C ont été soulevées. Il demeure ainsi inopportun de conclure définitivement sur la capacité du modèle HYDROTEL à caractériser adéquatement la recharge d'un bassin versant. Ceci étant dit, il est possible d'affirmer que les travaux présentés dans ce mémoire proposent une méthode de travail cohérente découlant d'une application du modèle HYDROTEL qui permet, en première approximation, de caractériser efficacement la distribution spatio-temporelle de la recharge d'un bassin versant.

REMERCIEMENTS

Je tiens, en tout premier lieu, à remercier mon directeur de recherche, Monsieur Alain N. Rousseau, mon codirecteur Claudio Paniconi ainsi que Mesdames Christine Rivard et Sylvie Chevalier. Je tiens également à remercier mes parents et Patricia pour leur indispensable support ainsi que tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire : Sylvain Jutras, Stéphane Savary, Alain Royer, Martin-Pierre Lavigne, Lisa-Marie Cyr, Hugo Drouin, Ruth Boivin, Anne Croteau, Luc Lamontagne, Yves Gauthier et tous ceux que ma mémoire ne peut retracer.

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|---|-----------|
| 1. INTRODUCTION | 1 |
| 1.1 Problématique de recherche | 1 |
| 1.1.1 Méthodes d'estimation de la recharge | 1 |
| 1.1.2 Confusion terminologique et conceptuelle | 2 |
| 1.1.3 Contraintes liées à la mise en application d'HYDROTEL | 3 |
| 1.2 Objectifs de recherche | 4 |
| 1.3 Structure du mémoire | 5 |
| 1.4 Présentation sommaire du bassin à l'étude | 5 |
| 1.5 Synthèse | 6 |
| 2. REVUE DE LITTÉRATURE | 7 |
| 2.1 HBV | 7 |
| 2.2 SWAT | 9 |
| 2.3 TOPMODEL | 11 |
| 2.4 Synthèse | 12 |
| 3. CADRE THÉORIQUE | 15 |
| 3.1 Paramètres contenus dans BV3C | 16 |
| 3.1.1 Paramètres empiriques | 16 |
| 3.1.1.1 Teneurs en eau spécifiques | 17 |
| 3.1.1.2 Paramètres capillaires | 20 |
| 3.1.1.3 Conductivité hydraulique à saturation | 22 |
| 3.1.1.4 Paramètre d'assèchement | 23 |
| 3.1.2 Paramètres d'ajustement | 24 |
| 3.1.2.1 Limites inférieures et épaisseurs des couches de sol | 24 |
| 3.1.2.2 Coefficient de récession | 25 |
| 3.1.2.3 Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement | 25 |
| 3.1.2.4 Coefficient d'extinction, indice foliaire et profondeur racinaire | 25 |
| 3.1.2.5 Coefficient additif d'optimisation de la classe du sol | 25 |
| 3.1.3 Paramètres analytiques | 26 |
| 3.1.3.1 Variation maximale de l'humidité relative par pas de temps | 26 |
| 3.1.3.2 Saturation initiale des couches de sol | 26 |
| 3.2 Variables internes au sous-modèle BV3C | 27 |
| 3.2.1 Teneurs en eau | 29 |
| 3.2.2 Infiltration et ruissellement | 30 |
| 3.2.3 Propriétés hydrodynamiques variables en milieu non saturé | 31 |
| 3.2.3.1 Conductivité hydraulique | 31 |
| 3.2.3.2 Conductivité hydraulique verticale | 31 |
| 3.2.4 Écoulements souterrains | 33 |

| | | |
|------------|--|-----------|
| 3.2.4.1 | Écoulements verticaux | 34 |
| 3.2.4.2 | Écoulements horizontaux | 34 |
| 3.2.5 | Évapotranspiration réelle | 36 |
| 3.2.5.1 | Évaporation du sol nu | 36 |
| 3.2.5.2 | Transpiration du couvert végétal | 36 |
| 3.3 | Synthèse | 38 |
| 4. | TRAITEMENT DES DONNÉES | 39 |
| 4.1 | Traitement des données physiographiques | 40 |
| 4.1.1 | Modèle numérique d'altitude | 40 |
| 4.1.2 | Réseau vectoriel imposé | 41 |
| 4.1.3 | Occupation du sol | 42 |
| 4.1.4 | Types de sol | 44 |
| 4.2 | Traitement des données hydrométéorologiques | 46 |
| 4.2.1 | Données météorologiques | 46 |
| 4.2.2 | Données nivométriques | 48 |
| 4.2.3 | Données hydrométriques | 49 |
| 4.3 | Synthèse | 50 |
| 5. | CALAGE DU MODÈLE | 51 |
| 5.1 | Développement de la stratégie de calage | 51 |
| 5.1.1 | Objectifs de modélisation | 52 |
| 5.1.2 | Indicateur de performance | 52 |
| 5.1.3 | Choix des algorithmes de calculs | 53 |
| 5.1.4 | Caractérisation spatiale des paramètres | 54 |
| 5.1.5 | Sélection des plages temporelles de calage et de validation | 55 |
| 5.2 | Manipulations de calage | 58 |
| 5.2.1 | Calage préliminaire | 59 |
| 5.2.2 | Premier calage des paramètres distribués | 59 |
| 5.2.3 | Calage des paramètres non distribués | 61 |
| 5.2.4 | Calage final | 63 |
| 5.2.5 | Validation et correction | 63 |
| 5.3 | Discussion préliminaire sur le calage du modèle | 65 |
| 5.3.1 | Performance saisonnière du modèle | 65 |
| 5.3.2 | Insensibilité du modèle | 67 |
| 5.4 | Synthèse | 68 |
| 6. | PRÉSENTATION ET ANALYSE DES RÉSULTATS | 69 |
| 6.1 | Comportement des variables internes au calcul de BV3C | 69 |
| 6.1.1 | Présentation des résultats | 70 |
| 6.1.2 | Analyse des résultats | 71 |
| 6.2 | Quantification de la recharge potentielle | 76 |

| | | |
|-------|---|----|
| 6.3 | Distribution de la recharge potentielle | 78 |
| 6.4 | Synthèse..... | 81 |
| 7. | ANALYSE DE SENSIBILITÉ | 83 |
| 7.1 | Définition analytique de la notion de sensibilité | 83 |
| 7.2 | Sélection des paramètres | 84 |
| 7.3 | Détermination des domaines différentiels | 85 |
| 7.4 | Présentation des résultats..... | 87 |
| 7.4.1 | Résultats de l'analyse de sensibilité absolue..... | 87 |
| 7.4.2 | Résultats de l'analyse de sensibilité relative..... | 89 |
| 7.5 | Synthèse..... | 93 |
| 8. | CONCLUSION | 95 |
| | BIBLIOGRAPHIE..... | 99 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|--|----|
| Tableau 3.1 : Variables internes aux calculs de BV3C, unités imposées par BV3C, phénomènes physiques représentés et nature de l'expression associés. | 28 |
| Tableau 4.1 : Description des jeux de données physiographiques utilisés pour caractériser la physiographie de bassin versant de la rivière Châteauguay. | 40 |
| Tableau 4.2 : Manipulations effectuées sur le RVI afin de le rendre compatible avec les critères de formatage imposés par PHYSITEL. | 42 |
| Tableau 4.3 : Classes d'occupation du sol telles que proposées par GIBSI. | 43 |
| Tableau 4.4 : Localisation de la station, provenance et période couverte par les jeux de données hydrométéorologiques. | 47 |
| Tableau 5.1 : Algorithmes sélectionnés pour chaque sous-modèle constitutif d'HYDROTEL. | 53 |
| Tableau 5.2 : Résumé des différentes étapes de calage et de validation. | 58 |
| Tableau 5.3 : Nombre de modifications appliquées aux paramètres distribués. | 59 |
| Tableau 5.4 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) pour chaque regroupement d'UHRH sur la période 1990-1999 obtenues suite au premier calage des paramètres distribués. ... | 60 |
| Tableau 5.5 : Analyse préliminaire de sensibilité portant sur les modifications « en batch » des valeurs paramétriques associées aux propriétés hydrodynamiques. | 62 |
| Tableau 5.5 : Analyse préliminaire de sensibilité portant sur les modifications « en batch » des valeurs paramétriques associées aux propriétés hydrodynamiques. | 62 |
| Tableau 5.6 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) sur la période 1990-1999 suite au calage des paramètres non distribués. | 62 |
| Tableau 5.7 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe (E) pour chaque regroupement d'UHRH sur la période 1990-1999 suite au calage final. | 63 |
| Tableau 5.8 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) pour chaque regroupement d'UHRH sur la période 1980-1989 suite au calage final. | 63 |
| Tableau 5.9 : Valeurs annuelles corrigées du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) pour chaque regroupement sur la période de validation 1980-1989. | 64 |
| Tableau 5.10 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe sur la seconde période de validation allant de 2000 à 2005. | 64 |
| Tableau 5.11 : Valeurs saisonnières du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) à la station 02OA054 sur la période 1980-2005. | 66 |
| Tableau 7.1 : Paramètres sélectionnés pour l'analyse de sensibilité de la variable q_{23} | 84 |
| Tableau 7.2 : Valeurs des limites minimales et maximales du domaine différentiel absolu (F_{\min} et F_{\max}) ainsi que valeurs paramétriques de référence (F_i) pour les quatre UHRH sélectionnés. | 85 |
| Tableau 7.3 : Différentiels pondérés associés aux limites du domaine différentiel absolu. | 86 |
| Tableau 7.4 : Valeurs des limites minimales et maximales des domaines différentiels relatifs découlant de l'application d'un différentiel pondéré de $\pm 30\%$ appliqué aux valeurs paramétriques de référence. | 86 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|----|
| Figure 1.1 : Schéma conceptuel distinguant la nature de la recharge potentielle de celle de la recharge effective. | 3 |
| Figure 1.2 : Représentation schématique du bassin versant de la rivière Châteauguay; modifié de Croteau (2006). Pas à l'échelle..... | 6 |
| Figure 3.1 : Représentation schématique des volumes d'un sol occupés par la matière solide (V_s), l'eau (V_w) et l'air (V_a) ainsi que les relations déterminant la porosité totale (ϕ), la teneur en eau (θ) et la saturation en eau (S_w). | 18 |
| Figure 3.2 : Représentation schématique des teneurs en eau spécifiques : à saturation (θ_s), à la capacité au champ (θ_{cc}) et au point de flétrissement (θ_{pf}). | 20 |
| Figure 3.3 : Représentation schématique d'une courbe de rétention pour un échantillon fictif de sol. | 21 |
| Figure 3.4 : Expression analytique de Brooks et Corey (1964). | 22 |
| Figure 3.5 : Distribution de courbes fictives d'assèchement pour différentes valeurs de α | 23 |
| Figure 3.6 : Représentation schématique d'une coupe verticale d'une unité spatiale de calcul (UHRH); les limites inférieures des trois couches de sol (Z_i) y sont exprimées en mètres; l'expression des épaisseurs des couches de sol (Z_{ji}) est également présentée. | 24 |
| Figure 3.7 : Représentation schématique des variables internes prises en compte par BV3C. | 27 |
| Figure 3.8 : Représentation schématique de l'approche de détermination de l'infiltration et du ruissellement à la surface du sol telle que proposée par BV3C. | 30 |
| Figure 3.9 : Représentation des modèles capillaires de Brooks et Corey (1964) ainsi que de Clapp et Hornberger (1978). | 33 |
| Figure 3.10 : Représentation de la pente d'un UHRH et de la composante de la force gravitaire (F) parallèle à la pente (F_α). | 34 |
| Figure 3.11 : Géométrie tridimensionnelle des écoulements liquides dans une couche de sol; (a) écoulements verticaux; (b) écoulements horizontaux. | 35 |
| Figure 3.12 : Schéma conceptuel représentant le calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR) effectué par BV3C..... | 37 |
| Figure 3.13 : Schéma conceptuel représentant la détermination de la profondeur de chaque couche de sol soumise à la transpiration (Z_{Tij}) en fonction de la profondeur atteinte par les racines du couvert végétal (Z_{PR}). | 38 |
| Figure 4.1 : Modèle numérique d'élévation (MNA) du bassin versant de la rivière Châteauguay. | 41 |
| Figure 4.2 : (a) Version initiale du RVI tel que fournie par la CGC; (b) version corrigée et « élaguée » telle que présentée par PHYSITEL..... | 42 |
| Figure 4.3 : (a) Version convertie en format matriciel des données d'occupation du sol fournies par TECSULT; (b) distribution des données d'occupation du sol par UHRH telle que déterminée par PHYSITEL..... | 43 |
| Figure 4.4 : Schéma conceptuel du processus d'écoulement vertical en six couches proposé dans le logiciel HELP (Croteau, 2006). | 45 |

| | |
|---|----|
| Figure 4.5 : Distribution de la troisième couche de sol (horizon C) en fonction de l'attribution de la classification des sols proposée par Rawls et Brakensiek (1989)..... | 45 |
| Figure 4.7 : Couverture spatiale des stations météorologiques sur le bassin de la rivière Châteauguay telle qu'affichée par HYDROTEL. | 48 |
| Figure 4.8 : Couverture spatiale des stations nivométriques (jaune) et hydrométriques (rouge) sur le bassin de la rivière Châteauguay telle qu'affichée par HYDROTEL. | 49 |
| Figure 5.1 : Répartition des limites déterminant les regroupements d'UHRH, localisation des stations hydrométriques qui leur sont associées et orientation de l'écoulement d'un regroupement à l'autre. | 55 |
| Figure 5.2 : Distribution par ordre croissant des précipitations totales annuelles (mm) sur le bassin versant de la rivière Châteauguay entre 1980 et 1999; identification des regroupements « représentatifs du comportement typique du bassin soumis à différents régimes climatiques ». | 56 |
| Figure 5.3 : Comparaison entre les débits mesurés à la station 02OA054 pour les années jugées représentatives de comportements « typiques » du bassin (1984, 1994 et 1996, respectivement en traits rouge, vert et bleu) ainsi que les valeurs moyennes des débits à la même station sur la période 1980-1999 (trait noir). | 57 |
| Figure 5.4 : Comparaison entre les débits observés (trait bleu) et simulés (trait rouge) à l'exutoire du regroupement Sud (station 04275010) pour l'année 1991. | 60 |
| Figure 5.5 : Débits observés à la station 02OA054 en 1994 et détermination des dates de transition d'une saison à l'autre en vue du calcul saisonnier du coefficient Nash-Sutcliffe (E)..... | 65 |
| Figure 5.6 : Comparaison entre les débits observés (trait bleu) et simulés (trait rouge) à la station 02OA054 (embouchure du bassin) pour l'année 1992; les débits simulés ne représentent pas adéquatement la crue printanière spontanée observée entre le 11 et 25 mars. | 67 |
| Figure 6.1 : Débits observés à la station Famine entre les mois de juin 2002 et 2004 (trait bleu) ainsi que l'estimation de l'écoulement horizontal issu de la troisième couche de sol simulée par HYDROTEL (Q_3 -trait rouge); modifiée de L'Heureux (2005). Pas à l'échelle. | 70 |
| Figure 6.2 : Localisation des UHRH sélectionnés dans le cadre de l'analyse du comportement des variables internes aux calculs de BV3C. | 71 |
| Figure 6.3 (a) : Profils des principales variables internes aux calculs de BV3C pour l'année 1994 et pour les UHRH du groupe A. | 72 |
| Figure 6.3(b) : Profils des principales variables internes aux calculs de BV3C pour l'année 1994 et les UHRH du groupe B. | 73 |
| Figure 6.3(c) : Profils des principales variables internes aux calculs de BV3C pour les années 1984, 1994 et 1996 sur l'UHRH 104. | 74 |
| Figure 6.4 : Quantification de la recharge potentielle linéaire annuelle (R_{BASSIN} - mm/a) sur le bassin de la rivière Châteauguay sur la période allant de 1980 à 2001 et comparaison avec les résultats issus des travaux de Croteau (2006), dénommés (AC)..... | 77 |
| Figure 6.5 : Distribution de l'estimation de la recharge potentielle moyenne sur la période allant de 1980 à 2005; (a) distribution en termes absolus; (b) distribution en termes relatifs..... | 78 |
| Figure 6.6 : Comparaison entre les distributions de \bar{R}_{UHRH} pour différents régimes climatiques; (a) l'année 1984 correspond à un régime « sec »; (b) l'année 1996 correspond à un régime « humide ». | 79 |

| | |
|--|----|
| Figure 6.7 : Comparaison entre les distributions de R_{UHRH} pour différents régimes climatiques; (a) l'année 1984 correspond à un régime « sec »; (b) l'année 1996 correspond à un régime « humide ». | 79 |
| Figure 6.8 : Comparaison entre la distribution des valeurs moyennes de \bar{R}_{UHRH} sur la période allant de 1980 à 2005 et les zones de recharge identifiées par la Commission géologique du Canada (régions hachurées); modifié de Croteau (2006). Pas à l'échelle. | 80 |
| Figure 6.9 : Comparaison entre la distribution des valeurs de R_{UHRH} pour l'année 1994 (année « normale ») et les zones de recharge identifiées par la Commission géologique du Canada (régions hachurées); Modifiée de Croteau (2006). Pas à l'échelle. | 81 |
| Figure 7.1 : Écarts entre les profils de sensibilité absolue (| 88 |
| Figure 7.2 : Profils de sensibilité relative pour un différentiel pondéré de $\pm 30\%$, l'UHRH 1 et l'année 1994; (a) aucun filtre; (b) filtre [-2;2]; (c) filtre [-0.15;0.15]. | 91 |
| Figure 7.3 : Profils de sensibilité relative pour un différentiel pondéré de $\pm 30\%$ pour l'UHRH 104 et l'année 1994; (a) aucun filtre; (b) filtre [-40 ; 40]; (c) filtre [-2 ; 2]. | 92 |

LISTE DES ANNEXES

| | |
|---|-----|
| Annexe A: Valeurs paramétriques attribuées aux propriétés hydrodynamiques des types de sol | 105 |
| Annexe B: Incidence de l'attribution des valeurs paramétriques sur l'estimation des propriétés hydrodynamiques en milieu non saturé | 111 |
| Annexe C: Détermination des paramètres capillaires à partir d'une courbe de rétention | 117 |
| Annexe D: Modèle de fiche d'archivage des manipulations de calage | 123 |
| Annexe E : Analyse préliminaire de sensibilité portant sur les propriétés hydrodynamiques | 127 |
| Annexe F : Expression graphique des résultats de simulation | 135 |
| Annexe G : Identification des périodes d'embâcles sur la rivière Châteauguay | 155 |
| Annexe H : Annotations au code BV3C..... | 165 |
| Annexe I : CD de données | 171 |

1. Introduction

Afin de subvenir aux besoins des populations et soutenir le développement économique, les autorités se tournent de plus en plus vers l'exploitation des ressources aquifères. Face à l'intensification de la pollution des eaux de surface et à l'incertitude découlant d'éventuels bouleversements climatiques, l'eau souterraine se présente aujourd'hui comme une ressource fiable, accessible et de bonne qualité. Une concertation intégrée des acteurs en vue d'une exploitation durable des aquifères nécessite cependant une compréhension adéquate des mécanismes régissant les différentes composantes du cycle de l'eau. Scientifiques et ingénieurs s'affèrent donc à développer des outils robustes et peu coûteux afin de caractériser les taux de recharge des aquifères soumis aux activités humaines. Ce projet de recherche a pour principal objectif de caractériser la recharge dite « potentielle » du bassin versant de la rivière Châteauguay à l'aide du modèle hydrologique HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001a,b; Turcotte *et al.*, 2003). Le présent chapitre vise plus spécifiquement à mettre le lecteur en contexte en abordant la problématique de recherche (section 1.1), les objectifs de recherche (section 1.2), la structure du mémoire (section 1.3) et le bassin à l'étude (section 1.4).

1.1 Problématique de recherche

À grande échelle et sur de longues périodes, la recharge ne peut se mesurer directement, mais doit plutôt s'estimer par le biais de méthodes indirectes de caractérisation. L'approche utilisée dans le cadre de ce projet de recherche fait référence à la notion de recharge potentielle et se voit contrainte essentiellement par la représentation simplifiée de la réalité des écoulements souterrains qu'elle propose. La présente section développe les principaux aspects liés aux méthodes d'estimation de la recharge (sous-section 1.1.1), à la confusion entourant les notions de recharge effective et de recharge potentielle (sous-section 1.1.2) ainsi qu'aux contraintes spécifiques liées à la mise en application du modèle HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001a,b; Turcotte *et al.*, 2003) afin d'estimer la recharge des aquifères (sous-section 1.1.3).

1.1.1 Méthodes d'estimation de la recharge

La recharge peut se définir grossièrement comme « l'eau qui rejoint l'aquifère ». Malgré le caractère consensuel de cette définition, la caractérisation de ce processus pose nombre de difficultés. En effet, la recharge des aquifères se veut un processus dynamique et transitoire présentant une distribution spatiale significativement hétérogène. Les facteurs déterminant cette dernière sont de plus nombreux et leur caractérisation est généralement empreinte de fortes incertitudes: régime climatique, caractéristiques morphologiques du sol, géologie du socle rocheux, topographie, occupation du territoire, etc. L'évaluation de la recharge à un point donné de l'espace se mesure à l'aide de lysimètres ou de puits. À grande échelle

cependant, et sur de longues périodes, il est techniquement et financièrement impossible de mesurer directement la recharge d'un aquifère. Ingénieurs et scientifiques doivent donc se tourner vers des méthodes d'estimation indirectes, chacune présentant son lot d'hypothèses réductrices et de limitations. Scanlon *et al.* (2002) dressent une revue de littérature exhaustive portant sur les différentes approches d'estimation de la recharge. Les auteurs insistent sur le fait qu'il est impossible pour un seul modélisateur de les maîtriser adéquatement dans l'ensemble. Un processus de validation par analyse comparative entre plusieurs approches demeure cependant nécessaire. Le choix des méthodes utilisées ainsi que la détermination des échelles spatiales et temporelles doivent finalement se baser sur la nature des objectifs de caractérisation, de l'expertise du modélisateur et des données qui lui sont accessibles.

1.1.2 Confusion terminologique et conceptuelle

La modélisation à base physique des différentes composantes du cycle hydrologique a été historiquement abordée par deux communautés distinctes de chercheurs. Les hydrologues, d'abord intéressés par la prédiction des débits en rivière, ont développé des modèles se concentrant sur les caractéristiques et phénomènes observables en surface : topographie, précipitations, évapotranspiration, fonte du couvert nival, ruissellement en surface, écoulement dans les couches superficielles du sol ainsi qu'en rivière. Les écoulements souterrains ont généralement été considérés simplement comme une perte pour le système modélisé et caractérisés par le biais d'algorithmes fortement simplifiés. En contrepartie, les hydrogéologues se sont essentiellement consacrés à caractériser le comportement de la nappe phréatique et la nature de l'aquifère. Ces derniers ont ainsi considéré dans une moindre mesure l'incidence du climat et de l'écoulement dans les couches superficielles de sol. L'arrimage des modèles ainsi que les méthodes de caractérisation des interactions entre les régimes de surface et souterrains n'en est encore aujourd'hui qu'à ses premiers pas. La revue de littérature proposée par Scanlon *et al.* (2002) distingue ainsi trois grandes catégories de méthodes d'estimation de la recharge : (1) les méthodes fondées sur les études de surface; (2) les méthodes fondées sur l'étude de la zone vadosse (ou zone non saturée); et (3) les méthodes fondées sur l'étude de la nappe phréatique (ou zone saturée). Cette catégorisation permet ainsi la clarification d'une nuance fondamentale concernant les natures respectives de deux différents types de recharge. Tel qu'illustré à la figure 1.1, la recharge effective correspond à la définition usuelle de la recharge définie précédemment, c'est-à-dire l'eau qui atteint « effectivement » la nappe phréatique. En contrepartie, la recharge potentielle correspond à l'eau qui percole des couches superficielles de sol et qui, en fonction des processus d'écoulement associés à la couche non saturée, atteindra ou non la nappe phréatique. L'estimation de la recharge effective découle des études portant sur les fluctuations de la nappe phréatique, alors que la caractérisation des écoulements dans les couches superficielles de sol, propre aux modèles hydrologiques de surface, détermine la recharge potentielle.

La figure 1.1 illustre également l'écoulement hypodermique alimentant le réseau hydrographique. Ce dernier correspond à l'écoulement latéral du sol provenant de la zone non saturée (écoulement sub-superficiel).

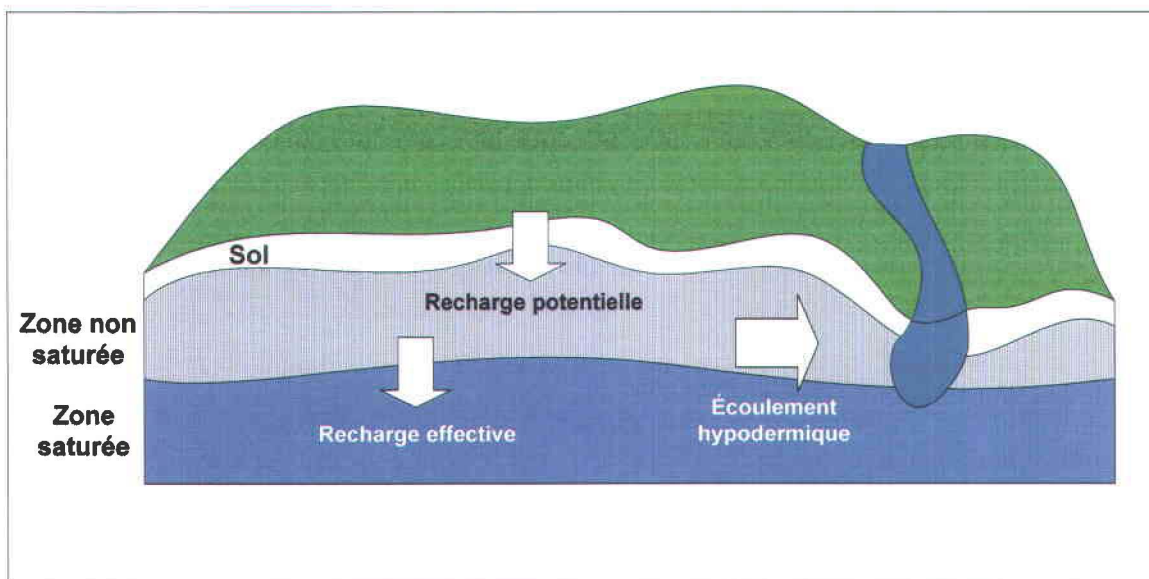


Figure 1.1 : Schéma conceptuel distinguant la nature de la recharge potentielle de celle de la recharge effective.

En posant les hypothèses que la couche superficielle de sol ne contribue pas à l'écoulement du réseau hydrographique et que la recharge potentielle soit estimée à la limite inférieure de la frange racinaire, il est possible d'établir les expressions décrites ci-dessous. Ces dernières découlent du bilan hydrique appliqué à l'échelle du bassin versant sur une période de temps suffisamment longue, ceci afin de considérer l'emmagasinement comme négligeable.

$$P = ET + ES + RP \quad (1.1)$$

$$RP = RE + EH \quad (1.2)$$

où P correspond aux précipitations, ET , à l'évapotranspiration, ES , à l'écoulement en surface, RP , à la recharge potentielle, RE , à la recharge effective et EH , à l'écoulement hypodermique.

1.1.3 Contraintes liées à la mise en application d'HYDROTEL

HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001a,b; Turcotte *et al.*, 2003) est un modèle hydrologique de surface à base physique, historiquement appliqué à la simulation et à la prévision de débits en rivière. L'estimation de la recharge produite par ce dernier fait donc référence à la notion de recharge potentielle définie à la section précédente. La conception de ce modèle repose essentiellement sur une approche mécaniste de conservation de masse combinée à une caractérisation spatialement distribuée des composantes climatiques, topographiques et pédologiques du bassin étudié. Sur une base temporelle relativement longue, le travail de collecte et de traitement de données se veut intensif en temps et les hypothèses permettant d'harmoniser ces dernières aux critères de formatage du modèle sont nombreuses. L'impact cumulé de ces hypothèses sur les résultats de simulation produits par le modèle est ainsi

difficilement quantifiable. De plus, la discrétisation du domaine spatiale effectuée par HYDROTEL se base sur les propriétés physiques de drainage à la surface du bassin, soit la structure du réseau hydrographique découlant de la topographie. Cette prémisse ne s'applique pas aussi bien à la caractérisation des écoulements souterrains, ces derniers étant significativement régis par la nature de la matrice d'écoulement du socle rocheux.

Associé à la caractérisation du bilan hydrique vertical, le sous-modèle BV3C fut originellement instrumenté pour des fins de calage en vue d'accroître la performance du modèle HYDROTEL à simuler les débits en rivière. BV3C ne considère pas directement la physique des flux hydrogéologiques, mais se concentre plutôt sur la distribution des propriétés hydrodynamiques des couches superficielles de sol issue des études pédologiques. De plus, plusieurs facteurs déterminant la nature de la recharge ne sont pas intégrés aux calculs effectués par BV3C : propriétés hydrodynamiques des dépôts quaternaires et de la roche mère, écoulements des aquifères profonds, anisotropie spatiale de la matrice d'écoulement, interactions entre les eaux souterraines et de surface.

1.2 Objectifs de recherche

Définir le seuil optimal de complexification à mettre en œuvre lors de l'application d'un modèle demeure une problématique importante pour le modélisateur. En effet, accroître le nombre des paramètres ou développer des méthodes de plus en plus articulées de caractérisation de ces derniers ne garantie pas nécessairement une amélioration significative de la capacité du modèle à représenter adéquatement les phénomènes modélisés. Quoique difficilement pondérable, l'accroissement des besoins en données d'entrée ainsi qu'en travail de traitement soulève la question de l'applicabilité des approches de modélisation. Il est donc important pour le modélisateur de bien pondérer l'énergie à investir dans la caractérisation des paramètres en fonction de la cohérence recherchée dans l'analyse des résultats. Considérant le cadre de la problématique préalablement développé à la section précédente, le principal objectif de ce travail de recherche se décline comme suit : évaluer la cohérence de BV3C en produisant une estimation spatiotemporelle de la recharge potentielle sur le bassin de la rivière Châteauguay à l'aide du modèle hydrologique HYDROTEL et ce, pour la période allant de 1980 à 2005. Cet objectif est soutenu par l'hypothèse qu'une distribution spatiale de la recharge adéquatement définie à partir d'un modèle hydrologique calé pour des débits en rivière constitue une indication significative sur la robustesse globale du modèle. Les objectifs auxiliaires suivants sont également visés :

- (1) présenter une synthèse des travaux identifiables dans la littérature scientifique portant sur l'estimation de la recharge à l'aide de modèles hydrologiques distribués à base physique;
- (2) réviser et compléter le cadre théorique sur lequel se basent les calculs effectués par le sous-modèle d'écoulement vertical BV3C;
- (3) établir une méthode de caractérisation des types de sol en séquences verticales;
- (4) développer une stratégie de calage du modèle en y incluant l'attribution des propriétés hydrodynamiques des couches superficielles de sol;
- (5) analyser et évaluer la cohérence globale du comportement de BV3C;
- (6) identifier la nature et l'ampleur de la sensibilité de la recharge potentielle produite par HYDROTEL par rapport aux paramètres intervenant dans le calcul de celle-ci;

- (7) comparer les résultats obtenus avec ceux de Croteau (2006) issus du modèle hydrogéologique HELP.

1.3 Structure du mémoire

Ce mémoire est structuré en huit chapitres. Le premier chapitre a introduit jusqu'ici une mise en contexte de la problématique ainsi que les objectifs de recherche. La section suivante présente une brève description du bassin versant de la rivière Châteauguay. Le second chapitre propose une revue de littérature portant sur les applications de modèles hydrologiques distribués à base physique (similaires à HYDROTEL) afin de caractériser la recharge des aquifères. Le chapitre 3 développe le cadre théorique soutenant le fonctionnement du sous-modèle BV3C. Le chapitre 4 explicite les hypothèses posées ainsi que les manipulations de traitement effectuées sur les données d'entrée au modèle. Le chapitre 5 aborde l'élaboration ainsi que la mise en œuvre de la stratégie de calage. Le chapitre 6 présente les résultats de simulation et propose une analyse de la cohérence globale du comportement de BV3C. Le chapitre 7 analyse la nature et l'ampleur de l'incidence des principaux paramètres contenus dans BV3C sur l'estimation de la recharge potentielle. Le chapitre 8 propose finalement une synthèse des éléments importants contenus dans chaque chapitre, établit dans quelle mesure les objectifs de recherche ont été atteints et offre différentes recommandations techniques en vue d'un éventuel développement du sous-modèle BV3C. L'ensemble des chapitres sont finalement complétés par une synthèse des éléments importants soulevés lors du développement de ces derniers.

1.4 Présentation sommaire du bassin à l'étude

D'une superficie d'environ 2 500 km², le bassin versant de la rivière Châteauguay (figure 1.2) est localisé dans le Québec méridional, à cheval sur la frontière canado-étasunienne. Les limites du bassin se tracent au Sud par le contact des montagnes Adirondack et par le fleuve Saint-Laurent au Nord. Près de la moitié de la superficie du bassin (soit 43%) se situe dans l'État de New-York. La zone Sud du bassin, localisée tout en amont, est montagneuse et couverte essentiellement de forêts. Cette dernière présente une faible densité de population et peu d'activités nécessitant l'exploitation de la nappe phréatique. Plus au nord, la zone frontalière est composée de vallées semi-forestières parsemées d'exploitations agricoles, principalement vouées à la production céréalière. La zone localisée en aval du bassin constitue un plateau plus intensément soumis aux activités agricoles, au développement industriel et à l'urbanisation. Plusieurs documents font plus largement état de la description du bassin versant de la rivière Châteauguay, dont notamment Croteau (2006) et Lavigne (2006). Selon ce dernier, 31 millions de mètres cubes sont annuellement extraits des ressources aquifères localisées sur la portion québécoise du bassin.

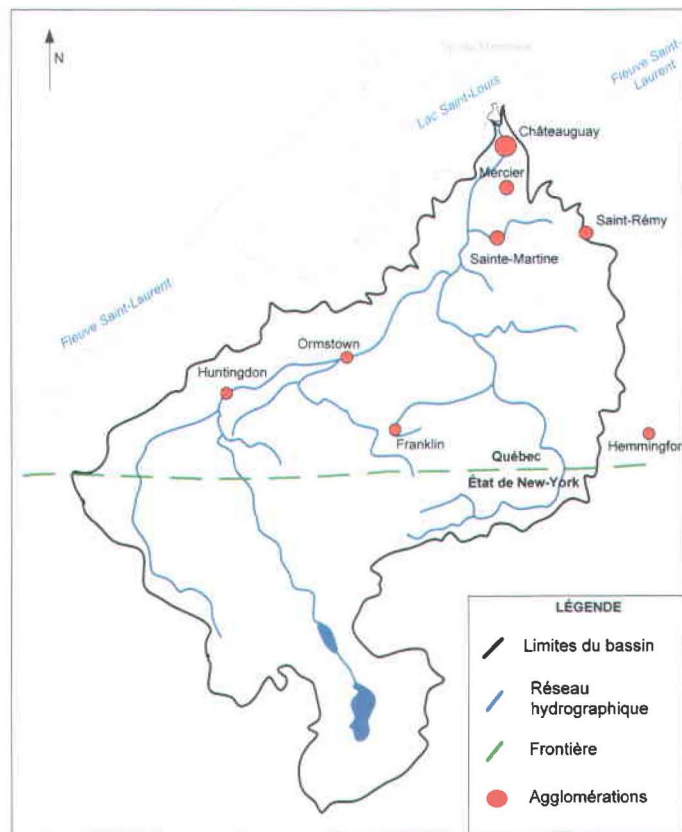


Figure 1.2 : Représentation schématique du bassin versant de la rivière Châteauguay; modifié de Croteau (2006). Pas à l'échelle.

1.5 Synthèse

Estimer la recharge des aquifères constitue un élément permettant d'orienter la gestion durable des ressources en eau souterraine. Estimer la recharge à l'aide d'un modèle hydrologique déterministe à base physique permet d'estimer la recharge potentielle et non la recharge effective. L'objectif principal de ce projet de recherche consiste à produire une estimation spatiotemporelle de la recharge potentielle du bassin versant de la rivière Châteauguay à l'aide du modèle HYDROTEL. Cet objectif est soutenu par l'hypothèse qu'une distribution spatiale de la recharge adéquatement définie à partir d'un modèle calé pour des débits en rivière constitue une indication significative sur la robustesse globale du modèle. Le bassin versant de la rivière Châteauguay est localisé dans le Québec méridional, à cheval sur la frontière canado-étasunienne. La portion québécoise du bassin est soumise aux activités agricoles, à l'industrie et à l'urbanisation, provoquant ainsi une pression sur les ressources en eau souterraine.

2. Revue de littérature

Ce chapitre a pour principal objectif de faire ressortir les faits saillants de la littérature scientifique portant sur les travaux de recherche de nature similaire à celui développé dans le cadre de ce mémoire. Ainsi, une attention particulière est portée sur les méthodologies développées au cours de différents projets de caractérisation de la recharge à l'aide de modèles hydrologiques distribués et déterministes. Le présent chapitre porte plus spécifiquement sur trois modèles couramment utilisés par la communauté scientifique : HBV (section 2.1), SWAT (section 2.2) et TOPMODEL (section 2.3). Une discussion préliminaire visant à faire ressortir les éléments de comparaison avec la méthode de caractérisation de la recharge proposée dans le cadre de ce mémoire est également développée à la section 2.4.

2.1 HBV

Développé dans les années 1970 par l'institut suédois de la météorologie et de l'hydrologie (SMHI), HBV (Bergström, 1995) est un modèle hydrologique semi-distribué fondé sur le développement d'expressions conceptuelles associées à différentes composantes du cycle hydrologique. La représentation du sol proposée par HBV est constituée d'une superposition verticale de deux réservoirs. Le premier réservoir détermine l'emménagement de l'humidité dans le sol (« *soil moisture* ») dont l'expression découle du rapport entre les précipitations et l'évapotranspiration. La limite maximale d'emménagement est déterminée par la capacité au champ, l'excédent étant associé au ruissellement en surface. Le second réservoir correspond à la zone du sol saturée en eau, ce dernier étant alimenté par le biais de la percolation provenant du réservoir sus-jacent. Les écoulements latéraux sont issus des deux réservoirs correspondant respectivement à l'écoulement hypodermique et au débit de base. L'écoulement vertical entre les deux réservoirs (Q_{perc}) correspond finalement à la recharge de l'aquifère et se développe comme suit :

$$Q_{perc} = k_{perc} \cdot SM \cdot \left(\frac{SM}{FC} \right)^{5-\beta} \quad (2.1)$$

où k_{perc} est un coefficient de récession, SM et FC , respectivement l'humidité du sol et la capacité au champ; β , un coefficient assurant la variabilité non linéaire de l'écoulement en fonction de l'humidité du sol.

Les travaux de Götzinger et Bardossy (2005) ont permis de mettre en œuvre une version de HBV assurant la discrétisation du domaine spatial en unités hydrologiques orthogonales. La caractérisation des données climatiques ainsi que des propriétés du bassin est ainsi distribuée sur un maillage de 1 km². Le réservoir inférieur demeure cependant agrégé en se basant sur l'hypothèse que les écoulements souterrains se produisent à une échelle spatiale plus vaste que le km². Les auteurs appliquent donc cette version semi-distribuée du modèle

HBV au bassin de la rivière Neckar, bassin d'une superficie intermédiaire (environ 14 000 km²) localisé en Allemagne méridionale. Les auteurs comparent les valeurs de recharge produites par HBV sur une période de trente ans à l'aide du modèle TRAIN-GWN (Armbuster, 2002). Ce modèle se base sur le modèle physique d'évapotranspiration TRAIN (Menzel, 1999) et une expression conceptuelle de la recharge (R) développée et utilisée depuis les années 1960 par l'Institut d'État pour la Protection de l'Environnement de Baden-Württemberg (LfU). Cette dernière s'exprime comme suit:

$$R = (P - ET) \cdot \left(\frac{D_b}{D_t} \right) \quad (2.2)$$

où : P et ET représentent respectivement les précipitations et l'évapotranspiration; D_b et D_t , le débit de base et le débit total.

TRAIN-GWN simule ainsi la percolation issue de la frange racinaire sur une base journalière et une maille de 500 mètres par 500 mètres. La valeur moyenne de recharge (respectivement 207 mm pour HBV et 175 mm pour TRAIN-GWN) ainsi que les écarts-types (respectivement 107 et 108 mm) produits par les deux modèles se sont montrés relativement similaires. Pour ce qui est de la comparaison des distributions de la recharge produites par les deux méthodes, les auteurs notent que le coefficient de corrélation ($r = 0.77$) est significativement plus élevé pour une agrégation des mailles au 25 km² que pour les résultats bruts produits au km² ($r = 0.44$). Les auteurs concluent finalement qu'il est possible de tirer un sens physique de la modélisation conceptuelle, HBV constituant un outil adéquat de caractérisation de la distribution de la recharge à l'échelle du bassin versant.

Les valeurs de recharge produites par HBV sont également récupérées dans les travaux de Jagelke et Barthel (2005) afin d'assurer l'intégration du modèle dans le système modulaire d'évaluation des ressources en eau MOSDEW. Ce dernier simule différents processus issus des sciences économiques, de l'occupation du territoire et de l'hydrologie. Ainsi les données de recharge produites par HBV permettent l'alimentation du modèle hydrogéologique MODFLOW (MacDonald et Harbaugh, 1988). Götzinger *et al.* (2006) abordent également le couplage de HBV à MODFLOW. Les auteurs comparent ainsi les valeurs de recharge et de débits produites par HBV, le couple HBV-MODFLOW ainsi que celles obtenues à l'aide du modèle de surface LARSIM (Bremicker, 2000). Götzinger *et al.* (2006) illustrent dans un premier temps la variabilité spatiotemporelle des valeurs de recharge produites par HBV, cette dernière étant essentiellement induite par le climat, l'occupation du sol ainsi que l'attribution des types de sol. L'analyse comparative des profils annuels des valeurs de débits à l'exutoire produits par les trois modèles permet aux auteurs d'observer que les modèles non couplés (HVB et LARSIM) ont tendance à produire des profils de plus grande amplitude systématiquement différés par rapport à ceux produits par MODFLOW. Ce dernier présente également une réponse plus dynamique de la recharge. Les auteurs soulignent l'apport significatif du couplage en ce qui a trait à la caractérisation des débits d'étiage pour lesquels la contribution des aquifères est significative. Ces derniers notent cependant que le couplage induit une diminution globale de la capacité à reproduire les débits en rivière.

Les travaux de Colleuille *et al.* (2007) consistent à développer une méthode de caractérisation de l'humidité du sol ainsi que de l'état global des ressources aquifères de la Norvège. Les auteurs utilisent ainsi le modèle HBV à grande échelle afin de produire des distributions annuelles, mensuelles et journalières semi-quantitatives du niveau piézométrique des ressources aquifères norvégiennes. Les distributions journalières sont ensuite validées par comparaison avec le réseau national de monitoring des ressources

aquifères ainsi que par les résultats de simulation du modèle unidimensionnel à base physique COUP (Jansson et Karlberg, 2004). Les distributions journalières produites par HBV sous trois régimes climatiques distincts (printemps, fin de l'été et automne) démontrent une très forte concordance avec les conditions mesurées. Notamment, les valeurs de profondeur de la nappe phréatique observées et simulées pour dix stations présentent des coefficients de corrélation variant entre 0.6 et 0.9. Seules deux stations localisées au Nord du territoire ne présentent pas des résultats satisfaisants. Les auteurs expliquent ces résultats en soulevant l'incapacité du modèle HBV à considérer l'écoulement de l'eau dans les sols gelés.

2.2 SWAT

Développé par le USDA-ARS (*US Department of Agriculture – Agricultural Research Service*) pour des fins de gestion des ressources hydriques en milieux agricoles, le modèle distribué à base physique SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*; Arnold *et al.*, 1993) est abondamment utilisé par la communauté scientifique. Composé de huit modules de simulation caractérisant les régimes hydroclimatiques, la qualité de l'eau ainsi que la production et la gestion agroalimentaire, SWAT permet l'estimation des composantes du bilan hydrologique (tel que proposé à l'expression 1.1) en continu et ce à l'échelle du bassin. Les composantes prises en compte par le modèle sont notamment l'écoulement à la surface du sol, la percolation dans la zone racinaire, l'écoulement souterrain vers le réseau hydrographique, l'évapotranspiration, la fonte du couvert nival ainsi que l'écoulement dans le réseau hydrographique et les réservoirs. SWAT caractérise la percolation de l'eau vers l'aquifère peu profond à l'aide d'une approche de caractérisation de l'emménagement (« *storage routing technique* ») appliquée à différentes couches de sol couvrant la zone racinaire. L'écoulement vertical s'opère ainsi d'une couche à l'autre lorsque la capacité au champ d'une couche est atteinte et que la couche subjacente est non saturée. Le taux d'écoulement vertical est finalement déterminé en fonction de la conductivité hydraulique à saturation de la couche en question. Pour ce qui est des écoulements horizontaux, ils se divisent en écoulements hypodermiques (provenant des deux premiers mètres de sol) et en écoulements souterrains, associés à l'emménagement de l'aquifère peu profond. Ces derniers sont finalement déterminés en fonction d'un coefficient de récession, du taux de percolation dans la zone racinaire et celui d'évaporation. SWAT considère finalement la température du sol, permettant ainsi d'imposer un écoulement nul lorsque que la température du sol se trouve sous le point de congélation.

Parmi les premières applications de SWAT, les travaux de Arnold et Allen (1996) avaient pour principal objectif de caractériser l'ensemble des composantes du bilan hydrologique sur une base annuelle. Par analyse résiduelle du bilan hydrique, les auteurs ont ainsi quantifié la recharge de trois petits bassins localisés en Illinois (122, 188 et 246 km²). Les auteurs valident les résultats de simulation produits par SWAT avec les mesures recueillies lors d'une campagne de caractérisation menée dans les années 1950 sur les trois bassins en question. La comparaison entre les résultats de simulation et les données mesurées permet aux auteurs de conclure sur le caractère adéquat de la caractérisation menée par SWAT. Les écarts entre les valeurs mesurées et simulées pour la majorité des composantes du bilan hydrologique sont effectivement inférieurs à 5%. Les valeurs ainsi estimées de la recharge annuelle pour les trois bassins correspondent respectivement à 28%, 10% et 25% des précipitations. Les auteurs ne fournissent cependant aucune distribution de la recharge sur les territoires étudiés. Les travaux d'Arnold *et al.* (2000) reprennent essentiellement la

méthode développée par Arnold et Allen (1996), mais visent plus spécifiquement la caractérisation du débit de base et de la recharge à l'aide du modèle SWAT. Les auteurs mettent en application le modèle sur le bassin de la *Upper Mississippi River*, découpant ainsi une superficie de 491 700 km² en seize unités spatiales de réponse hydrologique (« *hydrologic response units* »). Les résultats de simulation produits par SWAT sont comparés avec ceux produits à l'aide d'une méthode de séparation d'hydrogramme découlant de l'application d'un filtre analytique récursif (« *digital recursive filter* ») ainsi que d'une courbe modifiée de récession (« *modified hydrograph recession displacement technique* »). Cette approche est ainsi appliquée aux séries temporelles des débits mesurés à 283 stations hydrométriques. La valeur moyenne annuelle de la recharge estimée par SWAT sur l'ensemble du bassin est de 148 mm alors que celle produite par la méthode de séparation est de 156 mm. Les écarts observés entre les distributions spatiales peuvent cependant aller jusqu'à 105 mm. Les auteurs concluent que les résultats produits par les différentes méthodes corroborent. Il est important de noter que les auteurs spécifient ne pas avoir tenté de caler la recharge et le débit de base indépendamment des débits en rivière.

Sun et Cornish (2005) utilisent SWAT afin d'estimer la recharge du bassin versant de la *upper Mooki River* localisé dans les plaines de *Liverpool* en Australie. Ce bassin de 437 km² se caractérise par un climat semi-aride. Les auteurs s'imposent comme objectif préliminaire d'évaluer la capacité de SWAT à estimer la recharge à l'échelle du bassin versant en comparant les résultats produits avec différentes études de modélisation à l'échelle locale (« *point scale modelling* ») utilisant les niveaux piézométriques. Les auteurs mettent ainsi l'accent sur l'importance de caler le modèle en tenant compte de l'ensemble des composantes du bilan hydrologique, notamment de l'évapotranspiration potentielle et de l'écoulement en surface. Les résultats de simulation produits par SWAT sur la période allant de 1971 à 1992 présentent une recharge annuelle moyenne sur le bassin de 4.9 mm. En posant une valeur de débit spécifique (« *specific yield* ») de 0.078, les auteurs estiment la montée du niveau piézométrique à 62 mm. Cette valeur correspond aux observations menées par Broughton (1994) sur 369 puits localisés sur les deux principaux types d'aquifères présents sur le bassin. Sun et Cornish (2005) utilisent également SWAT afin d'estimer l'impact à long terme de l'évolution de l'occupation du sol ainsi que celui du climat sur le comportement de la recharge. Les auteurs identifient notamment des cycles de sécheresse caractérisés par une recharge nulle. Les auteurs soulignent finalement la nécessité de développer les estimations de la recharge basées sur la modélisation des composantes du bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant. Contrairement aux approches locales qui offrent une meilleure description de la distribution spatiale des processus hydriques, la modélisation agrégée des composantes du cycle hydrologique assure une cohérence quantitative globale et intégrée de l'ensemble des processus. Les méthodes ponctuelles présentent effectivement un risque élevé d'erreur lorsque étendues à l'échelle du bassin.

Schuol *et al.* (2008) proposent l'utilisation du modèle SWAT afin de caractériser les ressources en eau potable sur une portion du continent Africain. Ces derniers appliquent ainsi le modèle SWAT sur une région de plus quatre millions de km² recoupant 18 pays d'Afrique occidentale. Afin de pallier la faible densité du réseau de stations météorologiques sur le territoire à l'étude, les auteurs utilisent le générateur de climat WXGEN (Sharples et Williams, 1990). Le calage et la validation du modèle s'opèrent par rapport aux données de débits observés en rivière. L'optimisation paramétrique du modèle s'opère automatiquement à l'aide du logiciel SUFI-2 (Abbaspour *et al.*, 2004, 2007), ce dernier s'avérant très performant pour estimer l'incertitude associée aux résultats de simulation. Le processus de calage est cependant limité par le manque de données portant sur la gestion de l'eau et du

secteur agroalimentaire, ceci impliquant que les composantes du modèle simulant l'humidité dans le sol ainsi que la recharge des aquifères profonds ne peuvent être directement calées. La comparaison avec une étude produite par la FAO (1995) et les résultats de simulation produits par le modèle WaterGAP2 (Alcamo *et al.*, 2003; Döll *et al.*, 2003) pour différents pays permettent d'affirmer que la mise en œuvre du modèle SWAT à très grande échelle s'avère adéquate.

He *et al.* (2008) utilisent le modèle SWAT afin d'évaluer l'impact des changements climatiques et de l'évolution de l'occupation du sol sur le régime hydrologique du bassin versant de la rivière Hei (1 481km²) localisé en Chine. Ayant estimé les composantes du bilan hydrologique sur la période allant de 1986 à 2000, les auteurs mettent en évidence que les modifications apportées sur l'occupation du sol du sol induisent une modification des teneurs en eau dans le sol ainsi que de la recharge, ces perturbations étant également associées aux variations de température et de précipitations.

2.3 TOPMODEL

Le modèle hydrologique à base physique TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979) se base essentiellement sur l'idée que la topographie constitue le facteur dominant la détermination de la distribution spatiotemporelle de l'humidité du sol, de la hauteur de la nappe phréatique ainsi que des écoulements latéraux dans le sol. Ce modèle est largement utilisé pour sa paramétrisation concise basée sur des données facilement accessibles (les modèles numériques d'altitude) ainsi que sa mécanique analytique relativement simple. L'unité spatiale de calcul proposée par TOPMODEL se base sur la notion d'indice topographique (I) tel que :

$$I = \ln \left(\frac{a}{\tan \beta} \right) \quad (2.3)$$

où a représente le rapport entre la superficie drainée et la longueur de la ligne de partage des eaux déterminant la capacité de l'eau à s'accumuler et β , le gradient topographique caractérisant les forces d'écoulement gravitaire.

Afin de supporter le développement analytique de l'écoulement de l'eau dans le sol, TOPMODEL pose un certain nombre d'hypothèses : (1) l'écoulement souterrain dépend en tout point de la loi de Darcy; (2) la distribution de la nappe phréatique est parallèle à la surface du sol; (3) la transmissivité dans le sol décroît exponentiellement avec la profondeur de la nappe phréatique; (4) l'écoulement latéral provenant de la zone non saturée est négligeable; (5) les apports vers la zone saturée sont distribués sur le bassin de façon homogène et s'opèrent en régime permanent, c'est-à-dire que l'écoulement latéral du bassin est équivalent à la recharge de la zone saturée. La principale variable d'état contenue dans TOPMODEL peut s'exprimer soit en termes de déficit d'emménagement (la lame d'eau manquante afin d'atteindre la saturation à la surface du sol) ou bien en termes de profondeur de la nappe phréatique. L'expression exponentielle du réservoir associé à la zone saturée s'exprime ainsi comme relation de l'écoulement latéral et de l'emménagement.

La saturation en eau dans le sol a historiquement été instrumentée dans TOPMODEL avec pour principal objectif d'améliorer la caractérisation des écoulements en surface. Plus

récemment, des travaux ont notamment exploré la caractérisation spatiotemporelle des teneurs en eau, du comportement de la nappe phréatique ainsi que des écoulements latéraux à l'aide de TOPMODEL (Seibert *et al.*, 1997, Lamb *et al.*, 1997, Molénat *et al.*, 2005, Gallart *et al.*, 2007). Ces derniers constatent généralement l'incapacité du modèle à reproduire adéquatement les régimes d'écoulements souterrains. Effectivement, la configuration de TOPMODEL permet quasi exclusivement des applications adéquates pour les bassins accidentés composés de sols perméables et peu profonds déposés sur une roche-mère imperméable (Gallart *et al.*, 2007). Cette contrainte serait principalement due aux hypothèses simplificatrices du modèle (Seibert, 1999, Molénat *et al.*, 2005). La distribution homogène de la recharge ainsi que le régime permanent de l'écoulement vers la zone saturée sont particulièrement contraignantes.

De ces critiques découlent cependant de nombreux travaux portant sur le développement du modèle afin de corriger les différents biais théoriques. Lamb *et al.* (1997) utilisent des données piézométriques afin de définir une fonction empirique d'emmagasinement. Walter *et al.* (2002), proposent une alternative conceptuelle au fonctionnement de TOPMODEL en posant la teneur en eau comme variable d'état au lieu de la profondeur de la nappe phréatique, ceci validant les expressions pour des conditions non saturées des aquifères peu profonds. Les travaux de Shaman *et al.* (2002) intègrent une contrainte physique à l'écoulement latéral de la zone saturée en y combinant un profilage vertical de la porosité et de la capacité au champ. Cette approche permet notamment d'améliorer la sensibilité du modèle aux débits d'orage (« *stormflow* »). Gallart *et al.* (2007) appliquent la méthode GLUE (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*) à TOPMODEL afin d'estimer l'incertitude qui lui est associée.

2.4 Synthèse

Les éléments soulevés dans ce chapitre permettent de mettre dans son contexte la méthode d'estimation de la recharge proposée dans le présent mémoire. Il semble ainsi démontré que l'utilisation de modèles hydrologiques distribués à base physique permet de produire des estimations adéquates de la recharge d'un bassin versant. Cette approche doit cependant être encadrée par une méthode rigoureuse et une corroboration avec différentes méthodes de caractérisation physique de la recharge. Tout comme HYDROTEL, les modèles hydrologiques HBV, SWAT et TOPMODEL sont de nature déterministe et distribuée et ont chacun leurs forces et faiblesses. Ces derniers ont été appliqués dans le but d'estimer la recharge des aquifères. Le modèle HBV présente une capacité de distribution limitée ainsi qu'une conception simplifiée du sol en deux réservoirs superposés. Ce dernier peut cependant produire des estimations jugées adéquates de la recharge à l'échelle du bassin versant. Le modèle SWAT présente une caractérisation plus sophistiquée de la physique des écoulements dans le sol. Ce modèle permet également la caractérisation de l'ensemble des composantes du bilan hydrologique. Ceci assure au modèle une cohérence globale plus robuste des estimations de la recharge. TOPMODEL propose une mécanique analytique fondée sur la notion d'indice topographique. Les hypothèses soutenant les calculs des écoulements souterrains contraignent le modèle à produire une estimation adéquate de la recharge. HYDROTEL se distingue des modèles présentés ci-dessus par son approche de caractérisation du domaine spatiale en unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH) combiné à un niveau de sophistication relativement élevé de la physique d'écoulement dans le sol.

La revue de littérature a permis d'identifier différentes pistes de développement ou de mises en applications d'HYDROTEL qui pourront faire l'objet de futurs projets de recherche : (1) caractérisation de l'ensemble des composantes du bilan hydrologique, (2) combinaison de l'utilisation d'HYDROTEL avec des approches plus conceptuelles d'évaluation de la recharge, (3) couplage d'HYDROTEL avec un modèle hydrogéologique ou bien des modules plus globaux de gestion des ressources en eau, (4) mise en application d'HYDROTEL à l'échelle continentale, (5) établissement d'une communauté d'utilisateurs favorisant le développement du modèle.

3. Cadre théorique

HYDROTEL (Fortin et al., 2001a,b; Turcotte et al., 2003) est un modèle hydrologique déterministe simulant différentes composantes du cycle hydrologique. Ce dernier est dit distribué dans la mesure où il permet la caractérisation spatiale de certaines propriétés physiographiques et hydrométéorologiques du bassin versant étudié. Une mise en œuvre du modèle HYDROTEL nécessite l'application préalable du logiciel PHYSITEL (Turcotte et al., 2001; Royer et al. 2006). Ce dernier permet la détermination puis la structuration sous forme matricielle des données physiographiques (topographie, orientations d'écoulement et pentes), du réseau d'écoulement (tronçons, nœuds et points), des unités spatiales de calculs et de la distribution sur le territoire de l'occupation du sol et des types de sol. HYDROTEL est composé quant à lui de six sous-modèles, chacun étant associé à une composante du cycle hydrologique : (1) l'interpolation spatiale des données météorologiques, (2) l'évolution du couvert nival, (3) l'évapotranspiration potentielle, (4) le bilan vertical d'écoulement dans les couches superficielles de sol, (5) l'écoulement vers le réseau hydrographique, (6) l'écoulement dans le réseau hydrographique. Plusieurs documents font état de la théorie associée à ces modules de calcul dont Fortin et Royer (2004b) ainsi que Lavigne (2007).

Le présent chapitre porte plus spécifiquement sur les éléments théoriques associés au sous-modèle BV3C (« Bilan vertical en trois couches »). Ce dernier simule la dynamique de redistribution des apports en eau s'infiltrant dans le sol suite à des épisodes de précipitations ou de fonte du couvert nival (nommés ci-après « apports verticaux »). Pour ce faire, BV3C considère pour chaque unité spatiale de calcul (UHRH – unité hydrologique relativement homogène - correspondant à un bassin versant élémentaire) et pour chaque pas de temps : (1) la fraction des apports verticaux s'infiltrant dans le sol et celle ruisselant à la surface; (2) les teneurs en eau des différentes couches de sol; (3) les pertes par évaporation du sol nu et transpiration du couvert végétal; (4) l'écoulement vertical entre les couches de sol; (5) l'écoulement horizontal des couches de sol contribuant au réseau hydrographique par l'entremise de l'hydrogramme géomorphologique. BV3C est un modèle à base physique dans la mesure où certains paramètres et certaines variables impliqués dans les calculs font référence à des caractéristiques du sol physiquement mesurables. Les mécanismes analytiques contenus dans BV3C impliquent cependant une série d'hypothèses pour lesquelles les paramètres et équations associés sont par nature plus conceptuelle, c'est-à-dire que leur adéquation avec la réalité physique est partiellement négligée pour des fins de fonctionnalités calculatoires. En pratique, l'attribution des valeurs paramétriques contenues dans BV3C s'effectue généralement dans une perspective de calage du modèle HYDROTEL avec pour objectif de simuler des écoulements en rivière. Il est important de noter que la codification des expressions présentées dans ce chapitre se trouve à l'annexe H.

Le présent chapitre est ainsi divisé en deux principales sections, la première se rapporte aux paramètres contenus dans BV3C (section 3.1) alors que la seconde, aux variables associées aux calculs internes du sous-modèle (section 3.2).

3.1 Paramètres contenus dans BV3C

Un paramètre se définit au sens large comme un élément d'information attribué à un système. En modélisation hydrologique, il s'agit généralement d'une grandeur soit mesurable ou quantifiable, liée à une variable caractérisant une expression analytique. En pratique, la valeur d'un paramètre demeure constante au cours d'une simulation. Cette dernière peut cependant être ajustée lors du processus de calage, ceci afin d'améliorer la concordance du modèle avec le phénomène physique qu'il tente de représenter. De par son développement à base physique, le sous-modèle BV3C comporte de nombreux paramètres. Afin de structurer adéquatement le cadre théorique associé aux paramètres contenus dans BV3C, la présente section est divisée comme suit : les paramètres empiriques (sous-section 3.1.1), les paramètres d'ajustement (sous-section 3.1.2) et les paramètres analytiques (sous-section 3.1.3).

3.1.1 Paramètres empiriques

Les paramètres empiriques sont associés plus ou moins directement à des caractéristiques « réelles » du système étudié. La détermination de leur valeur s'effectue par l'intermédiaire de mesures prises sur le terrain ou d'essai en laboratoire. Pour BV3C, les paramètres empiriques sont en grande partie associés aux propriétés hydrodynamiques des couches de sol. Ces dernières caractérisent le régime d'écoulement interne de chaque type de sol. Les valeurs paramétriques attribuées par défaut par BV3C sont en grande partie tirées des travaux de Rawls et Brakensiek (1989). Ces derniers ont établis les distributions statistiques (moyennes et écarts-types) de mesures de propriétés hydrodynamiques correspondant aux textures de sol proposées par la classification officielle de la USDA. Les tableaux A.1 et A.2 présentés à l'annexe A comparent les valeurs des paramètres hydrodynamiques telles que proposées par Rawls et Brakensiek (1989) avec celles proposées par défaut par BV3C. Ces deux tableaux indiquent notamment l'appellation attribuée aux différents paramètres, leur notation ainsi que le système d'unités dans lequel ils sont exprimés. Il est ici important de bien comprendre qu'il n'y a pas une adéquation parfaite entre les deux tableaux. Ces subtiles inadéquations portent en effet à confusion et peuvent conduire à une paramétrisation erronée. L'exercice de comparaison entre les deux tableaux permet notamment de constater les distinctions suivantes :

1. les appellations usuelles ainsi que les notations peuvent varier pour une même propriété;
2. les valeurs paramétriques proposées par Rawls et Brakensiek (1989) sont exprimées en centimètres alors qu'elles sont exprimées en mètres dans BV3C, ceci afin d'harmoniser les unités pour l'ensemble des calculs effectués par HYDROTEL;

3. les valeurs de porosité effective (ϕ_e) fournies par Rawls et Brakensiek (1989) sont utilisées par BV3C en tant que teneur en eau à saturation (θ_s), ce qui constitue une incohérence théorique ou une procédure d'approximation;
4. les bornes de l'intervalle « moyenne \pm écart-type » pour tous les paramètres sont fournies par Rawls et Brakensiek (1989) alors qu'elles sont ignorées par BV3C, la plage associée au paramètre h_b est notamment considérable;
5. BV3C utilise les valeurs de moyennes arithmétiques pour les hauteurs de déplacement (h_b) fournies par Rawls et Brakensiek (1989) alors que Clapp et Hornberger (1978) considèrent les moyennes géométriques globalement plus représentatives des échantillons de sol analysés;
6. le paramètre d'assèchement (α), inséré dans le tableau A.2, provient des travaux de Patoine et Fortin (1992) et ne fait donc pas partie du tableau A.1.

Les éléments ci-dessus seront abordés au cours des sous-sections subséquentes qui se présentent comme suit : les teneurs en eau spécifiques (section 3.1.1.1), les paramètres capillaires (sous-section 3.1.1.2), la conductivité hydraulique à saturation (sous-section 3.1.1.3) ainsi que le paramètre d'assèchement (sous-section 3.1.1.4). L'incidence de l'attribution des valeurs paramétriques sur la détermination des propriétés hydrodynamiques en milieu non saturé est de plus explicitée à l'annexe B.

3.1.1.1 Teneurs en eau spécifiques

Un sol peut se conceptualiser comme une matrice solide poreuse contenant différents composés sous phase gazeuse ou liquide. En posant l'hypothèse que les pores ne sont occupés que par de l'eau ou l'air, le volume total du sol (V_T – voir figure 3.1) correspond à la somme des volumes occupés par la matière solide (V_S), l'eau (V_W) et l'air (V_A). De plus, le volume des pores (V_V) se définit comme la somme des volumes occupés par l'eau (V_W) et par l'air (V_A).

$$V_T = V_S + V_W + V_A \quad (3.1a)$$

$$V_V = V_W + V_A \quad (3.1b)$$

Il existe différents paramètres permettant d'exprimer la proportion d'eau contenue dans un sol. La porosité totale (ϕ - tableau A.1 et expression 3.2a) se définit comme le rapport adimensionnel entre le volume des pores (V_V) et le volume total (V_T) d'un échantillon de sol donné. La teneur en eau volumétrique (θ - ci-après nommée « teneur en eau » - expression 3.2b) se définit comme le rapport entre le volume d'eau (V_W) et le volume total (V_T) d'un sol. Finalement, la notion de saturation en eau (S_W - expression 3.2c) fait référence à la proportion du volume des pores occupée par l'eau.

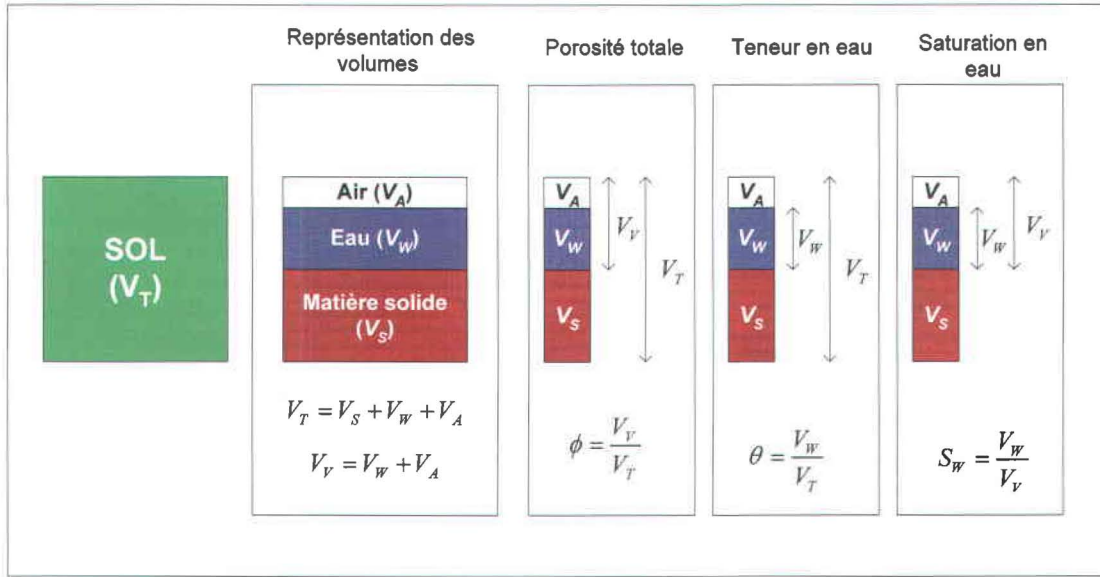


Figure 3.1 : Représentation schématique des volumes d'un sol occupés par la matière solide (V_S), l'eau (V_W) et l'air (V_A) ainsi que les relations déterminant la porosité totale (ϕ), la teneur en eau (θ) et la saturation en eau (S_w).

$$\phi = \frac{V_V}{V_T} = \frac{V_V}{V_S + V_V} \quad (3.2a)$$

$$\theta = \frac{V_W}{V_T} \quad (3.2b)$$

$$S_w = \frac{V_W}{V_V} \quad (3.2c)$$

Il est à noter que la teneur en eau correspond au produit de la porosité totale et de la saturation en eau tel que :

$$\theta = \phi \cdot S_w = \frac{V_V}{V_T} \cdot \frac{V_W}{V_V} = \frac{V_W}{V_T} \quad (3.3)$$

Les teneurs en eau dites « spécifiques » correspondent aux teneurs en eau résultant d'un régime de contraintes hydriques spécifiquement imposé à un sol donné. Ces mesures empiriquement quantifiées en laboratoire permettent de caractériser et de classer le comportement hydrodynamique des différents types de sol. Trois teneurs en eau spécifiques couramment utilisées en modélisation hydrologique sont contenues dans le sous-modèle BV3C. Il s'agit des teneurs en eau à saturation (θ_s – sous-section 3.1.1.1.1), à la capacité au champ (θ_{cc} – sous-section 3.1.1.1.2) et au point de flétrissement (θ_{pf} – sous-section 3.1.1.1.3). La figure 3.2 illustre schématiquement les différents régimes de contraintes hydriques sous lesquels les teneurs en eau spécifiques sont déterminées. Il est à noter que la notion de teneur en eau résiduelle (θ_r – couramment utilisée en modélisation hydrologique) sera abordée à la sous-section 3.1.1.2 portant sur les paramètres capillaires.

3.1.1.1.1 Teneur en eau à saturation

Lorsque qu'un sol est saturé en eau (figure 3.2), le volume occupé par l'eau est égal au volume des pores ($V_w = V_v$). Ainsi, la « saturation en eau à saturation » (S_{ws} – expression 3.4) prend une valeur unitaire et la teneur en eau à saturation (θ_s – expression 3.5) s'exprime comme rapport entre le volume des pores et le volume total du sol, ce rapport correspondant par définition à la porosité totale (ϕ – expression 3.2a) :

$$S_{ws} = \frac{V_w}{V_v} = 1 \quad (3.4)$$

$$\theta_s = \frac{V_v}{V_T} = \phi \quad (3.5a)$$

La relation 3.5a, lorsque combinée à l'expression 3.3, permet finalement d'exprimer la saturation en eau en fonction de la teneur en eau tel que:

$$S_w = \frac{\phi}{\theta_s} \cdot S_w = \frac{\theta}{\theta_s} \quad (3.5b)$$

3.1.1.1.2 Teneur en eau à la capacité au champ

La teneur en eau à la capacité au champ (θ_{cc}) correspond à la teneur en eau résiduelle d'un sol après avoir été drainé naturellement par gravité pendant quelques jours (généralement 24 ou 48 heures – voir figure 3.2). En laboratoire, θ_{cc} correspond par convention à une valeur de pression capillaire de 0.33 bar.

$$\theta_{cc} = \frac{V_{wcc}}{V_T} \quad (3.6)$$

3.1.1.1.3 Teneur en eau au point de flétrissement

La teneur en eau au point de flétrissement (θ_{pf}) correspond à la teneur en eau pour laquelle l'apport hydrique vers les végétaux est insuffisant et induit irréversiblement le flétrissement de ces derniers (figure 3.2). En laboratoire, θ_{pf} correspond par convention à une valeur de pression capillaire de 15 bars.

$$\theta_{pf} = \frac{V_{wpf}}{V_T} \quad (3.7)$$

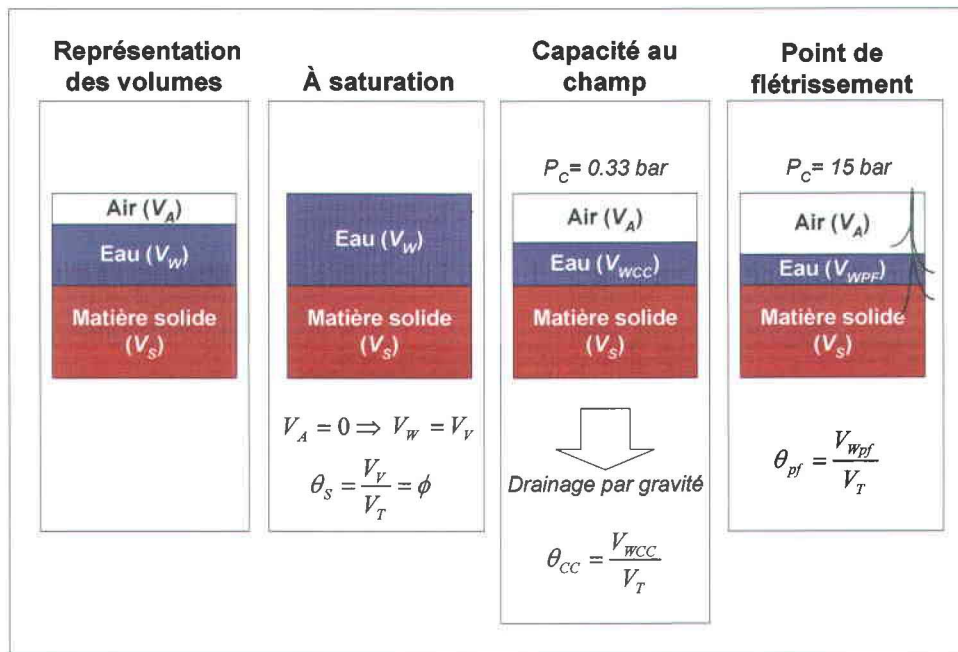


Figure 3.2 : Représentation schématique des teneurs en eau spécifiques : à saturation (θ_s), à la capacité au champ (θ_{cc}) et au point de flétrissement (θ_{pf}).

3.1.1.2 Paramètres capillaires

La porosité effective (ϕ_e), la pression de déplacement (P_b) ainsi que la distribution dimensionnelle des pores (λ) constituent des paramètres faisant référence à la notion de capillarité. Ce phénomène exprime le rapport des forces induites par la différence de pression (P_c - nommée « pression capillaire ») présente à l'interface entre deux fluides de densités différentes, en l'occurrence l'eau (P_w) et l'air (P_a) :

$$P_c = P_a - P_w \quad (3.8)$$

La pression capillaire (P_c) se définit donc pour un système de contraintes propres à deux fluides ayant une interface commune et non comme une caractéristique intrinsèque d'un fluide donné. Le comportement capillaire des fluides en milieux poreux est complexe et difficile à quantifier à échelle infinitésimale. À l'échelle macroscopique, la capillarité s'exprime donc sous forme d'énergie potentielle de laquelle découle un déplacement de l'eau induit par les forces de succion, l'eau se déplaçant d'une zone à faible potentiel capillaire (Ψ - ci-après nommé « potentiel matriciel ») vers une zone à fort potentiel.

Des essais en laboratoire ont été élaborés afin de mettre en relation la pression capillaire (P_c) et la saturation en eau (S_w) d'un échantillon de sol. L'expression graphique de cette relation s'appelle « courbe de rétention » (figure 3.3) dont la forme se veut spécifique pour chaque type de sol.

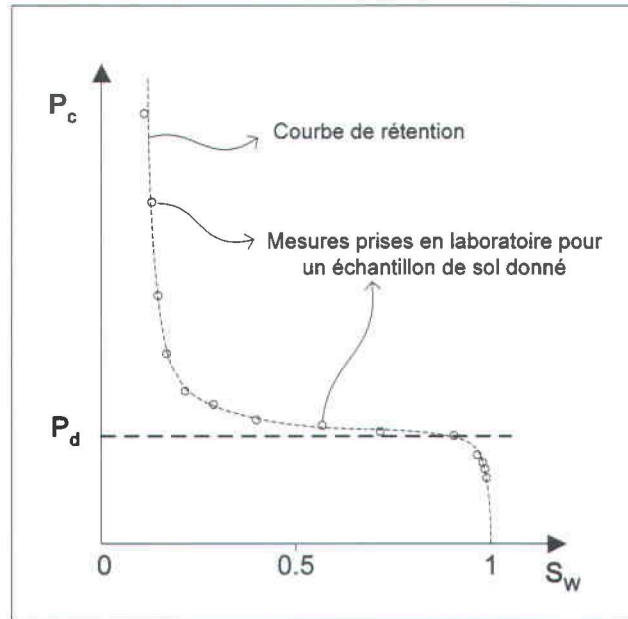


Figure 3.3 : Représentation schématique d'une courbe de rétention pour un échantillon fictif de sol.

Le modèle capillaire proposé par Brooks et Corey (1964) se veut l'une des premières expressions analytiques reproduisant la portion de la courbe de rétention pour laquelle la pression capillaire est supérieure à la pression de déplacement ($P_c \geq P_d$) tel que :

$$P_c = P_d \cdot (S_e)^{-1/\lambda} \quad (3.9)$$

La pression capillaire (P_c) s'exprime ainsi en fonction de la pression de déplacement (P_d), de la saturation effective (S_e) et de la distribution dimensionnelle des pores (λ). Il est important ici de spécifier que la pression de déplacement P_d , telle qu'exprimée dans l'expression de Brooks et Corey (1964), correspond à la hauteur de déplacement (h_b) proposée par la classification de Rawls et Brakensiek (1989). L'utilisation de S_e dans cette expression réfère explicitement à la fraction mobile de l'eau contenue dans un sol. Cette pondération de la saturation en eau par rapport à la saturation en eau résiduelle (S_r) s'exprime tel que :

$$S_e = \frac{S_w - S_r}{1 - S_r} \quad (3.10)$$

où S_r représente la saturation en eau résiduelle indélogeable par les forces de pression interstitielle.

Une série de manipulations appliquées sur une courbe donnée de rétention (élaborées à l'annexe C) permet de déterminer les valeurs paramétriques associées à la distribution dimensionnelle des pores (λ) ainsi qu'au potentiel matriciel à saturation (Ψ_s).

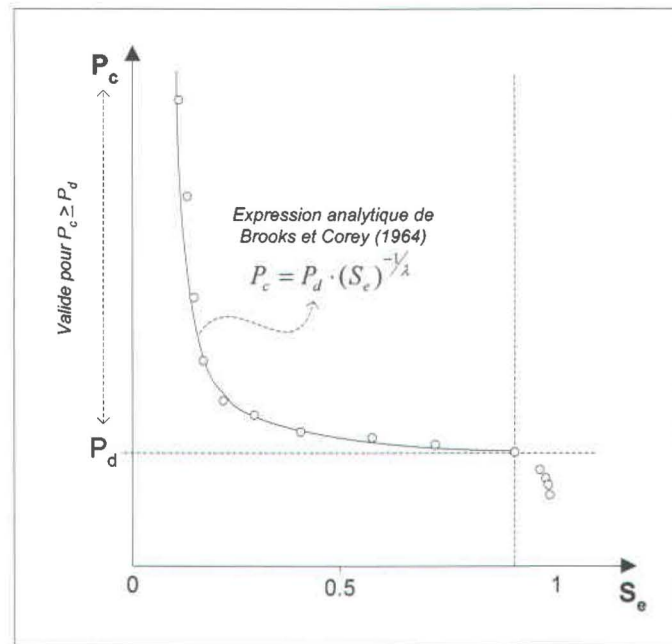


Figure 3.4 : Expression analytique de Brooks et Corey (1964).

3.1.1.3 Conductivité hydraulique à saturation

La conductivité hydraulique (K) exprime la capacité du milieu à faire circuler un fluide sous l'influence des forces gravitaires. Ce paramètre dépend conjointement des propriétés du milieu poreux et de celles du fluide. La loi de Darcy, énoncée par l'expression (3.11) ci-dessous, met en relation le débit volumique (q) auquel s'écoule le fluide avec le gradient de charge hydraulique ($\Delta h/L$). La conductivité hydraulique (K) agit à titre de constante de proportionnalité pour un échantillon de sol donné.

$$q = -KA \frac{\Delta h}{L} \quad (3.11)$$

où A est la superficie de la section au travers de laquelle s'écoule le fluide; Δh est la différence de hauteur piézométrique observée entre deux points espacés par la distance (L).

La conductivité hydraulique mesurée à saturation (K_s) constitue une propriété empiriquement déterminée en laboratoire. Ce paramètre est exprimé par Rawls et Brakensiek (1989) en centimètres par heure (tableau A.1) alors que BV3C utilise les mètres par heure (tableau A.2).

3.1.1.4 Paramètre d'assèchement

Le paramètre d'assèchement (α – tableau A.2) est issu des travaux de Patoine et Fortin (1992) portant sur la modélisation du bilan hydrique de la zone racinaire d'un sol cultivé. Ces derniers proposent une expression analytique permettant de définir les courbes d'assèchement produites empiriquement pour différents types de sol. Ces courbes mettent en relation le coefficient d'assèchement (C_s) en fonction de la fraction de la réserve utile (FRU) tel que :

$$C_s = \frac{1 - e^{-\alpha \cdot FRU}}{1 - 2e^{-\alpha} + e^{-\alpha \cdot FRU}} \quad (3.12)$$

La réserve utile (RU) se définit comme la quantité d'eau facilement accessible par les racines des végétaux et s'exprime comme la différence entre les teneurs en eau à la capacité au champ (θ_{cc}) et au point de flétrissement (θ_{pf}). La fraction de la réserve utile (FRU , nommée par BV3C « teneur en eau relative¹ » - θ_r) s'exprime comme une pondération de la RU par rapport au déficit en eau du sol sur la profondeur d'enracinement (PR) tel que :

$$FRU = \frac{RU - PR}{RU} = \frac{(\theta_{cc} - \theta_{pf}) - (\theta_{cc} - \theta)}{(\theta_{cc} - \theta_{pf})} = \frac{\theta - \theta_{pf}}{\theta_{cc} - \theta_{pf}} \quad (3.13)$$

Le paramètre d'assèchement (α) permet donc d'exprimer des courbes d'assèchement caractéristiques pour différents types de sol tel qu'illustré à la figure 3.5.

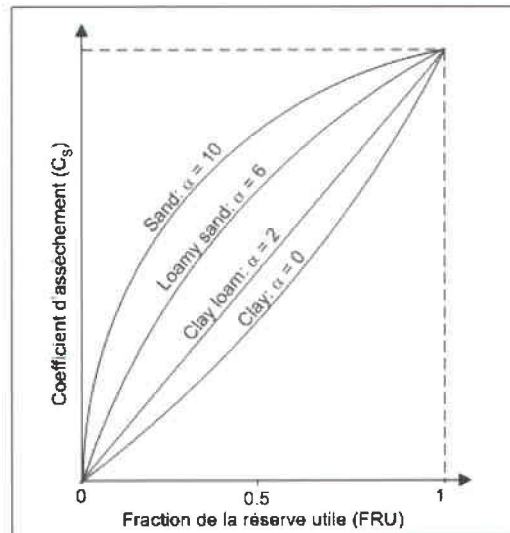


Figure 3.5 : Distribution de courbes fictives d'assèchement pour différentes valeurs de α .

¹ Le terme FRU sera ici retenu, car la notation θ_r porte à confusion avec la notion de teneur en eau résiduelle évoquée à sous-section 3.1.1.2.

3.1.2 Paramètres d'ajustement

Les paramètres d'ajustement font également référence à des propriétés mesurables du système étudié. Ce qui les distingue cependant des paramètres empiriques est le fait que les valeurs qui leur sont attribuées sont déterminées indépendamment de la réalité physique qu'ils représentent. Ces paramètres sont spécifiques à BV3C, leur valeur étant fixée en fonction de la maximisation de la performance du modèle lors du processus de calage. Les paramètres d'ajustement agissent ainsi comme substituts conceptuels de corrélation entre les variables explicatives et la variable observée. L'analyse des variables associées aux paramètres d'ajustement est risquée, car l'adéquation entre le modèle et le système étudié est arbitraire. Il est à noter qu'un processus de caractérisation empirique de ces paramètres décrits ci-dessous demeure possible, une telle démarche n'a cependant pas été entreprise dans le cadre de ce projet de recherche.

3.1.2.1 Limites inférieures et épaisseurs des couches de sol

Le développement du sous-modèle BV3C se base sur une représentation du sol constitué comme une colonne subdivisée en trois couches homogènes. Tel qu'illustré à la figure 3.6, et ce pour chaque unité spatiale de calcul (UHRH), les limites inférieures des trois couches de sol (Z_j) sont attribuées par le modélisateur lors du processus de calage. C'est à partir de ces paramètres que BV3C déterminera l'épaisseur des couches de sol (Z_{ij}). Ces paramètres sont d'une importance capitale dans la mesure où ils contribuent directement à quantifier les teneurs en eau dans les couches de sol (sous-section 3.2.1), les écoulements souterrains verticaux et horizontaux (sous-section 3.2.4), ainsi que la distribution de la transpiration du couvert végétal (sous-section 3.2.5).

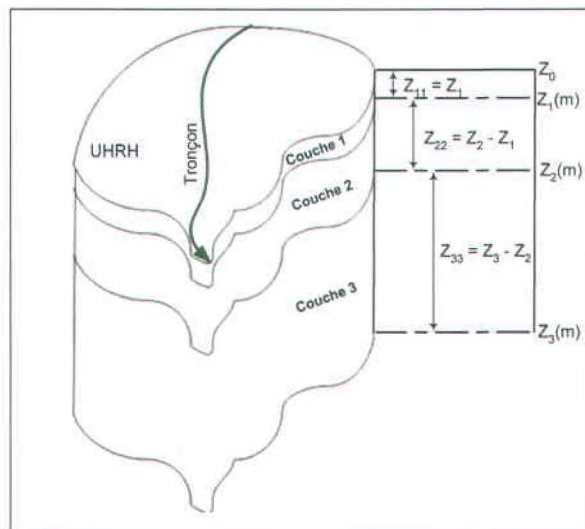


Figure 3.6 : Représentation schématique d'une coupe verticale d'une unité spatiale de calcul (UHRH); les limites inférieures des trois couches de sol (Z_j) y sont exprimées en mètres; l'expression des épaisseurs des couches de sol (Z_{ij}) est également présentée.

3.1.2.2 Coefficient de récession

Le coefficient de récession (CR - exprimé en mètres par heure) est un paramètre lié à la l'écoulement latéral de la troisième couche de sol (Q_3 - sous-section 3.2.4.2) alimentant le réseau hydrographique. Ce paramètre pondère l'ampleur et le synchronisme du débit de base simulé en rivière.

3.1.2.3 Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement

Le coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement (CA – adimensionnel) se veut un facteur d'ajustement appliqué par le modélisateur afin de pondérer l'incidence du coefficient d'assèchement (C_s) sur l'évaporation du sol nu (E). Les expressions liées au calcul de E sont développées à la sous-section 3.2.5.1.

3.1.2.4 Coefficient d'extinction, indice foliaire et profondeur racinaire

Le coefficient d'extinction du rayonnement solaire (CE) et l'indice foliaire (IF) permettent d'estimer l'évapotranspiration maximale (E_m) en fonction de l'évapotranspiration potentielle (ETP) selon l'expression proposée par Brisson (1989) :

$$E_m = ETP e^{-IF \cdot CE} \quad (3.14)$$

Le coefficient d'extinction du rayonnement solaire (D - adimensionnel) fait référence au phénomène d'atténuation du rayonnement solaire par les particules solides et gazeuses (notamment la vapeur d'eau) contenues dans l'atmosphère, ces dernières induisant des phénomènes de diffusion, de réflexion et d'adsorption. L'indice de surface foliaire (IF – adimensionnel) se définit comme le rapport entre la superficie recouverte par le feuillage du couvert végétal et la superficie du sol. La profondeur racinaire (PR – exprimée en mètres) représente la limite inférieure du sol atteinte par les racines du couvert végétal. Ce paramètre permet la distribution verticale du calcul de la transpiration par les racines du couvert végétal (voir sous-section 3.2.5.2). La distribution spatiale et temporelle d' IF et PR est déterminée par attribution de profils annuels standardisés pour chaque classe d'occupation du sol.

3.1.2.5 Coefficient additif d'optimisation de la classe du sol

Le coefficient additif d'optimisation de la classe de sol permet au modélisateur de modifier l'attribution des types de sol pour un groupe d'UHRH donné. Ainsi, l'ensemble des propriétés hydrodynamiques de chaque UHRH se verront modifiées pour celles d'une classe adjacente contenue dans le tableau A.2.

3.1.3 Paramètres analytiques

Les paramètres analytiques ne représentent pas de phénomènes physiques proprement dit, mais constituent plutôt des accessoires conceptuels ou analytiques permettant d'établir ou de faciliter le fonctionnement des algorithmes de calculs.

3.1.3.1 Variation maximale de l'humidité relative par pas de temps

La variation maximale de l'humidité relative par pas de temps (VM) constitue une contrainte numérique appliquée aux calculs de teneur en eau effectués à chaque pas de temps et ce, pour chaque couche de sol. Cette contrainte permet de filtrer les oscillations de trop grande amplitude parfois observées dans les profils de teneur en eau.

3.1.3.2 Saturation initiale des couches de sol

La saturation en eau (S_w) initialement attribuée à chaque couche de sol ne constitue pas un paramètre proprement dit, mais plutôt une condition limite imposée au système permettant l'enclenchement de la boucle eulérienne de calcul. Même si elle ne représente aucune réalité physique en soi, la saturation en eau initiale détermine l'évaluation temporelle des variables décrites dans la section suivante.

3.2 Variables internes au sous-modèle BV3C

Une variable se définit comme une mesure quantifiable qui varie dans le temps. En modélisation hydrologique, les variables sont associées à des expressions empiriques ou analytiques définissant la nature temporelle des rapports entre les phénomènes physiques modélisés. Tel qu'illustré à la figure 3.7, le sous-modèle BV3C comporte de nombreuses variables internes à ses mécanismes de calcul. Ces dernières sont ci-dessous classées en cinq principales catégories : les teneurs en eau (θ - sous-section 3.2.1), l'infiltration et le ruissellement (respectivement I et $Ruis$ - sous-section 3.2.2), les propriétés hydrodynamiques variables en milieu non saturé (sous-section 3.2.3), les écoulements souterrains (q et Q - sous-section 3.2.4) et l'évaporation et la transpiration (E et Tr - sous-section 3.2.5). Le tableau 3.1 présente ci-dessous une description plus détaillée de l'ensemble des variables internes au calcul de BV3C, le terme α fait référence à la valeur de la pente appliquée à la seconde couche de sol.

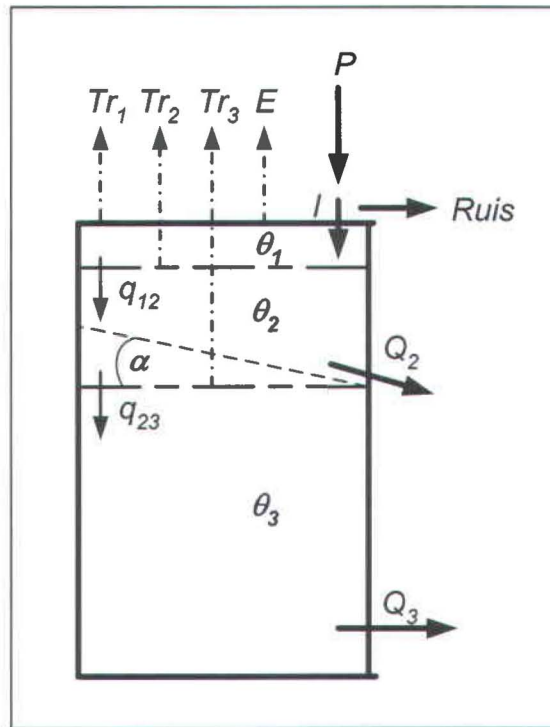


Figure 3.7 : Représentation schématique des variables internes prises en compte par BV3C.

Tableau 3.1 : Variables internes aux calculs de BV3C, unités imposées par BV3C, phénomènes physiques représentés et nature de l'expression associés.

| Variables | Unités* | Phénomène physique | Nature de l'expression |
|--|-----------------|--|---------------------------------------|
| 3.2.1 Teneurs en eau | | | |
| θ_j | Adimensionnel | Teneur en eau des trois couches de sol | Physique |
| 3.2.2 Infiltration et ruissellement | | | |
| P | Mètre | Apports au bilan vertical provenant des précipitations et de la fonte du couvert nival | Empirique |
| $Ruis$ | Mètre | Ruissellement | Analytique |
| 3.2.3 Propriétés hydrodynamiques variables en milieu non saturé | | | |
| $K(\theta_j)$ | Mètre par heure | Conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau | Empirique, Campbell (1974) |
| $K_{j,j+1}$ | Mètre par heure | Conductivité hydraulique verticale entre deux couches de sol | Analytique, Mahrt et Pan (1984) |
| $\Psi(\theta_j)$ | Mètre | Potentiel matriciel en fonction de la teneur en eau | Empirique, Clapp et Hornberger (1978) |
| 3.2.4 Écoulements souterrains | | | |
| Q_2 | Mètre carré | Écoulement latéral de la seconde couche | Physique |
| Q_3 | Mètre carré | Écoulement latéral de la troisième couche | Physique |
| q_{12} | Mètre | Écoulement vertical entre la première et la seconde couche | Physique |
| q_{23} | Mètre | Écoulement vertical entre la seconde et la troisième couche | Physique |
| 3.2.5 Évapotranspiration réelle | | | |
| Tr_j | Mètre | Transpiration des trois couches de sol | Empirique, |
| E | Mètre | Évaporation du sol nu | Empirique, Brisson (1989) |

* Par pas de temps de simulation.

3.2.1 Teneurs en eau

Le calcul des teneurs en eau (θ_j) à chaque pas de temps constitue une étape déterminante dans la séquence de calcul effectuée par BV3C. Tel qu'élaborée par Fortin *et al.* (2005), cette étape est basée sur l'équation de Richards, une équation de continuité décrivant le transport de l'eau en milieu non saturé tout en assurant le bilan de masse :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \vec{q} + S \quad (3.15)$$

où S est un terme source représentant l'apport en eau provenant des précipitations, les pertes par ruissellement et par évapotranspiration et où le terme $\vec{q} = (q_x, q_y, q_z)$ incarne les écoulements souterrains dans chaque direction (exprimés en débits spécifiques).

La forme numérique de l'équation de Richards appliquée à une représentation du sol en trois couches telle que proposée par BV3C incarne le principe du bilan hydrique appliqué à chaque couche de sol tel que schématisé à la figure 3.7. L'expression de la variation des teneurs en eau pour un pas de temps donné (Δt) se développe comme suit:

$$\theta_{1f} = \theta_{1i} + \frac{\Delta t}{Z_1} (P - q_{12} - E - Tr_1) \quad (3.16a)$$

$$\theta_{2f} = \theta_{2i} + \frac{\Delta t}{Z_2 - Z_1} (q_{12} - q_{23} - Tr_2 - Q_2) \quad (3.16b)$$

$$\theta_{3f} = \theta_{3i} + \frac{\Delta t}{Z_3 - Z_2} (q_{23} - Tr_3 - Q_3) \quad (3.16c)$$

Les annotations i et f font respectivement référence à la teneur en eau au début et à la fin du pas de temps.

3.2.2 Infiltration et ruissellement

Les apports au bilan vertical (P) constituent la portion des précipitations ou de la fonte du couvert nival s'infiltrant dans le sol. La portion ne s'infiltrant pas dans le sol ruisselle ainsi à la surface du sol et rejoint directement le réseau hydrographique par l'entremise d'un hydrogramme géomorphologique basé sur l'équation de l'onde cinématique. La méthode proposée par BV3C pour quantifier P consiste à déterminer un taux d'infiltration maximal fixe correspondant à la conductivité hydraulique à saturation de la première couche de sol (K_{S1}). La figure 3.8 illustre cette approche. Tant et aussi longtemps que les apports sont inférieurs à la valeur de K_{S1} pour un pas de temps donné, les précipitations s'infiltrent entièrement dans le sol. Autrement dit, l'infiltration correspond à la valeur des précipitations. À partir du moment où les apports sont supérieurs à K_{S1} , l'infiltration stagne à la valeur de K_{S1} , la balance des apports ruisselant à la surface du sol. Il est à noter que BV3C permet également la caractérisation de l'infiltration à partir de l'équation développée par Smith et Parlange (1978). Les travaux de Fortin et Royer (2004a) démontrent cependant que cette approche, plus complexe, ne permet pas une amélioration significative des simulations menées à un pas de temps journalier.

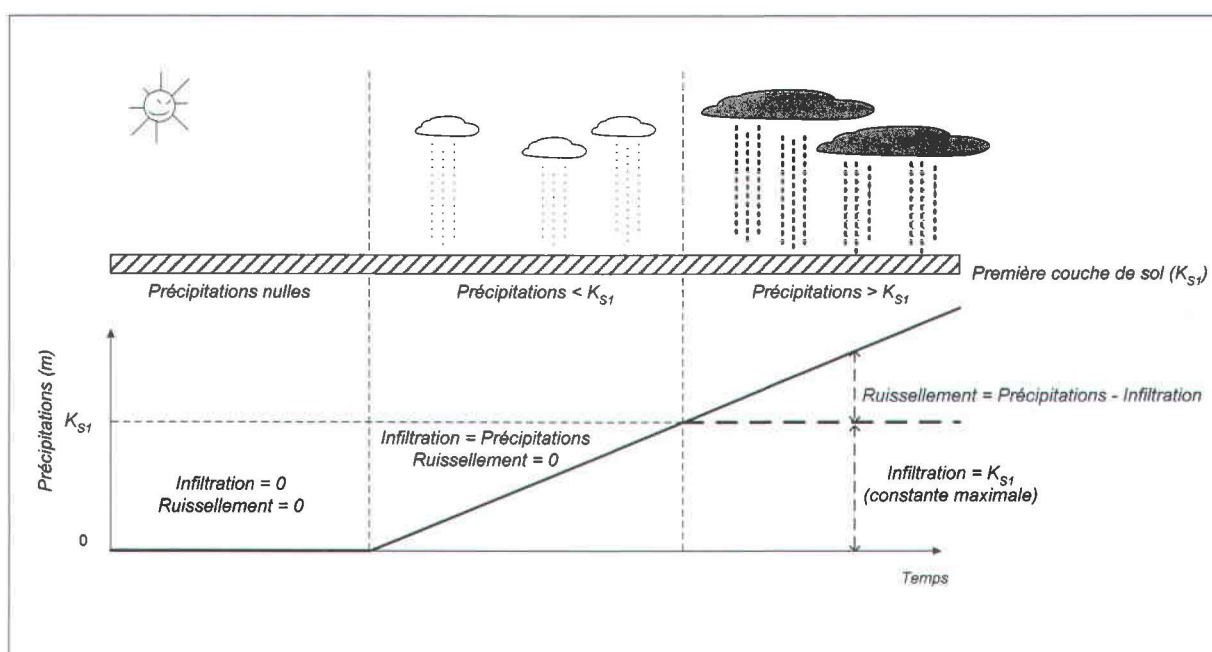


Figure 3.8 : Représentation schématique de l'approche de détermination de l'infiltration et du ruissellement à la surface du sol telle que proposée par BV3C.

3.2.3 Propriétés hydrodynamiques variables en milieu non saturé

Les propriétés hydrodynamiques sont présentées à la sous-section 3.1.1 comme des paramètres empiriques dont la valeur est posée constante dans le temps. Certaines propriétés hydrodynamiques sont cependant dépendantes de la teneur en eau du sol (θ), qui elle varie en fonction du temps. C'est notamment le cas de la conductivité hydraulique ($K(\theta)$) – sous-sections 3.2.3.1 et 3.2.3.2) et du potentiel matriciel (Ψ) – sous-section 3.2.3.3).

3.2.3.1 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique pour une couche de sol (K_j) dépend de sa teneur en eau (θ). Cette relation est déterminée par le biais de l'expression de Campbell (1974) :

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3} \quad (3.17a)$$

$$\text{où } b = 1/\lambda. \quad (3.17b)$$

Cette expression comporte trois paramètres préalablement décrits à la sous-section 3.1.1, soit : la teneur en eau à saturation (θ_s), la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et la distribution dimensionnelle des pores (λ).

3.2.3.2 Conductivité hydraulique verticale

Pour déterminer la conductivité hydraulique verticale entre les couches de sol ($K_{j,j+1}$), BV3C fait appel à une relation tirée des travaux de Mahrt et Pan (1984) :

$$K_{i,j} = \text{MAX}[K(\theta_{i,j}); K(\theta_{i,j+1})] \quad (3.18)$$

Ainsi, pour chaque pas de temps, la relation stipule que la conductivité hydraulique verticale entre deux couches de sol se verra attribuer la valeur de K associée à la couche ayant la valeur la plus élevée. Cette approche pose cependant l'hypothèse que les conductivités horizontales et verticales soient équivalentes. Il sera de plus démontré au chapitre 6 que l'application de cette hypothèse induit des incohérences significatives quant à la caractérisation des écoulements verticaux, notamment en ce qui a trait aux couches imperméables.

3.2.3.3 Potentiel matriciel en milieu non saturé

Il est possible d'observer à la figure 3.9 que la dérivée de l'expression du potentiel matriciel près du point de saturation ($S_w = 1$) présentent une discontinuité associée à un point d'inflexion (S_{wi}, Ψ_i). Ce phénomène est associé à l'entrée d'air généralement observée lors des essais de laboratoire. Contrairement à l'expression proposée par Brooks et Corey (1964) présentée à la sous-section 3.1.1.2, l'expression empirique de Clapp et Hornberger (1978) reproduit analytiquement les points discontinus de la courbe de rétention en s'exprimant distinctement de part et d'autre de ce point d'inflexion. Pour les valeurs de S_w inférieures au point d'inflexion ($S_w < S_{wi}$), l'expression prend une forme exponentielle inverse (3.19a) et pour les valeurs supérieures au point d'inflexion, elle prend une forme parabolique inverse (3.19b).

$$\Psi = \Psi_s \cdot S_w^{-b} \quad \text{pour } S_w \in [0, S_{wi}] \quad (3.19a)$$

$$\Psi = -m(S_w - n)(S_w - 1) \quad \text{pour } S_w \in [S_{wi}, 1] \quad (3.19b)$$

Les paramètres m et n contenus dans l'expression (3.19b) sont déterminés à partir des coordonnées du point d'inflexion (respectivement S_{wi} et Ψ_i) ainsi que du paramètre b .

$$m = \frac{\Psi_i}{(1 - S_{wi})^2} - \frac{\Psi_i b}{S_{wi}(1 - S_{wi})} \quad (3.20a)$$

$$n = 2S_{wi} - \left(\frac{\Psi_i \cdot b}{m \cdot S_{wi}} \right) - 1 \quad (3.20b)$$

Les auteurs notent que pour respecter le caractère inverse de la parabole décrite par l'expression (3.19b), le paramètre m doit être strictement positif ($m > 0$), ce qui implique analytiquement que :

$$S_{wi} > \frac{b}{b+1} \quad (3.21a)$$

La localisation du point d'inflexion est déterminée « manuellement » de façon à correspondre graphiquement aux données présentées par le profil de rétention. Pour des fins de simplification opérationnelle, Clapp et Hornberger (1978) proposent d'utiliser les coordonnées correspondant à la pression de déplacement (h_b ou Ψ_s). Rogowski (1971) affirme que la saturation en eau au point d'inflexion se situe généralement dans l'intervalle $0.8 < S_{wi} < 1$ et qu'une valeur de 0.9 constitue une estimation adéquate. Clapp et Hornberger (1978) utilise une valeur arbitrairement fixée à 0.92. BV3C quant à lui détermine la valeur de S_{wi} en utilisant l'expression analytique suivante :

$$S_{wi} = \left(\frac{1+2b}{2+2b} \right) > \frac{b}{1+b} \quad (3.21b)$$

Cette expression, dont la source scientifique demeure inconnue, respecte toutefois la contrainte analytique de l'expression 3.21a. Il est de plus démontré à l'annexe B que la détermination des coordonnées du point d'inflexion n'induit qu'une incidence négligeable sur la géométrie de la courbe de rétention produite par l'expression de Clapp et Hornberger (1978).

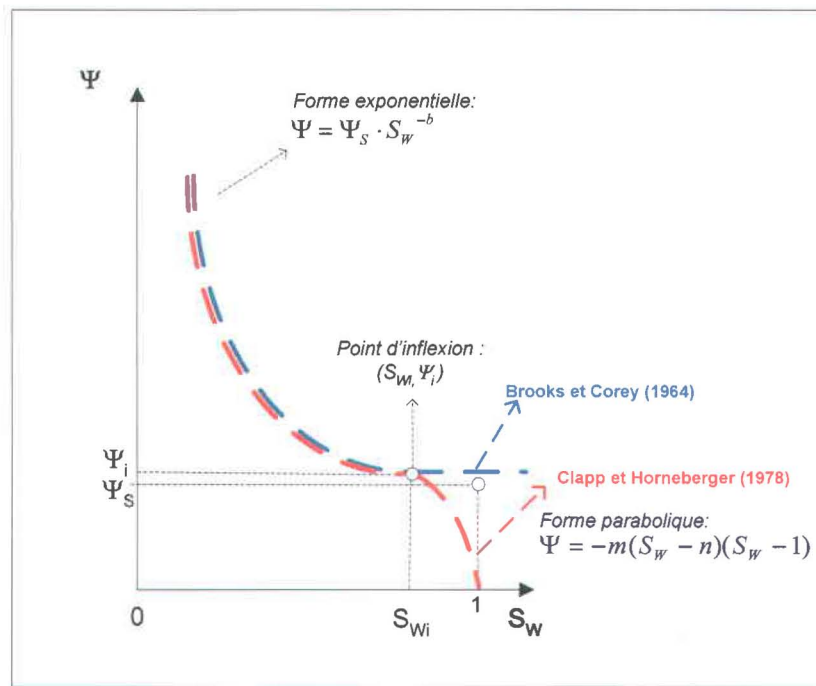


Figure 3.9 : Représentation des modèles capillaires de Brooks et Corey (1964) ainsi que de Clapp et Hornberger (1978).

3.2.4 Écoulements souterrains

Les travaux de Fortin *et al.* (2005) retracent le développement des expressions de l'écoulement souterrain proposé par BV3C à partir de l'équation de Richards. Cette dernière décrit comment l'énergie potentielle (potentiel matriciel et potentiel gravitaire) se transforme en énergie cinétique, induisant ainsi l'écoulement du fluide dans le milieu poreux :

$$\vec{q} = -K_\theta \cdot \vec{\nabla}(\Psi_\theta + z) \quad (3.22)$$

Les écoulements souterrains dans le sol sont ainsi déterminés par la conductivité hydraulique du milieu non saturé (K_θ) et les gradients de potentiel matriciel et gravitaire ($\vec{\nabla}(\Psi_\theta + z)$). Les écoulements souterrains peuvent être classés comme suit : les transferts verticaux entre les couches de sol (q_{12} et q_{23} - sous-section 3.2.4.1) et l'écoulement horizontal des couches de sol contribuant à l'écoulement hydrographique via l'hydrogramme géomorphologique (Q_2 et Q_3 - sous-section 3.2.4.2).

3.2.4.1 Écoulements verticaux

L'expression analytique des écoulements verticaux (q_{12} et q_{23} – voir figure 3.7) découle d'une application directe de l'équation de Richards et se développent comme suit :

$$q_{j,j+1} = K_{\theta} \frac{\partial(\Psi_{\theta} + z)}{\partial z} = -K_{\theta} \cdot \left(\frac{\partial \Psi_{\theta}}{\partial z} + 1 \right) \quad (3.23a)$$

$$q_{1,2} = K_{1,2} \left(2 \frac{\Psi(\theta_2) - \Psi(\theta_1)}{Z_1 + (Z_2 - Z_1)} + 1 \right) \quad (3.23b)$$

$$q_{2,3} = K_{2,3} \left(2 \frac{\Psi(\theta_3) - \Psi(\theta_2)}{(Z_2 - Z_1) + (Z_3 - Z_2)} + 1 \right) \quad (3.23c)$$

où le gradient des potentiels matriciel et gravitaire s'évalue sur la moyenne des épaisseurs des couches de sol considérées.

3.2.4.2 Écoulements horizontaux

Les écoulements horizontaux (Q_2 et Q_3 – voir figure 3.7) représentent les flux s'écoulant de la deuxième et de la troisième couche de sol, alimentant ainsi le réseau hydrographique. Ces variables sont respectivement associées à l'écoulement hypodermique ainsi qu'à l'écoulement de base. L'expression discrétisée de ces variables appliquée dans BV3C découle également de l'équation de Richard. Dans le cas de la seconde couche cependant, la composante vectorielle de l'écoulement gravitaire parallèle à la pente (S_n – voir figure 3.10a) est considérée pour chaque unité de calcul telle que :

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{a}{b} \right) = \tan^{-1} (S_n) \quad (3.24a)$$

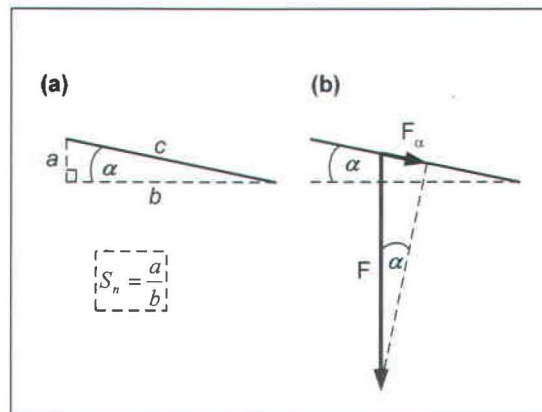


Figure 3.10 : Représentation de la pente d'un UHRH et de la composante de la force gravitaire (F) parallèle à la pente (F_{α}).

La composante de la force gravitaire (F) parallèle à la pente s'exprime comme suit :

$$F_{\alpha} = F \sin(\alpha) \quad (3.24b)$$

En posant l'hypothèse que le gradient vertical du potentiel matriciel est nul, l'équation de Richards exprimant l'écoulement horizontal de la seconde couche se développe donc comme suit :

$$Q_2 = K_{\theta_2} \frac{\partial(0+z)}{\partial z} \sin(\alpha) = -K_{\theta_2} \cdot \sin(\alpha) = -K_{\theta_2} \cdot \sin(\tan^{-1}(S_n)) \quad (3.25a)$$

$$Q_2 = K(\theta) \sin[\arctan(S_n)](Z_2 - Z_1) \quad (3.25b)$$

Finalement, l'écoulement latéral de la troisième couche de sol est défini par une expression propre à BV3C qui dépend de la teneur en eau de la couche (θ_3), de l'épaisseur de cette dernière ($Z_{33} = Z_3 - Z_2$) et du coefficient de récession (CR – voir sous-section 3.1.2.2) :

$$Q_3 = CR \cdot (Z_3 - Z_2) \theta_3 \quad (3.26)$$

Il est ici possible d'observer que les écoulements horizontaux (Q_2 et Q_3) constituent des débits exprimés en termes surface par unité de temps (soit en mètres carrés par pas de temps) alors que les écoulements verticaux (q_{12} et q_{23} – sous-section précédente) sont exprimés en mètres par pas de temps. Afin de valider l'expression de la variation des teneurs en eau à chaque pas de temps (expression 3.16), il est important de multiplier les valeurs d'écoulements verticaux par une surface unitaire (mètre carré) et les écoulements horizontaux, par une unité de longueur unitaire (mètre). La figure 3.11 ci-dessous illustre la géométrie tridimensionnelle des écoulements verticaux et horizontaux pour une couche de sol donnée.

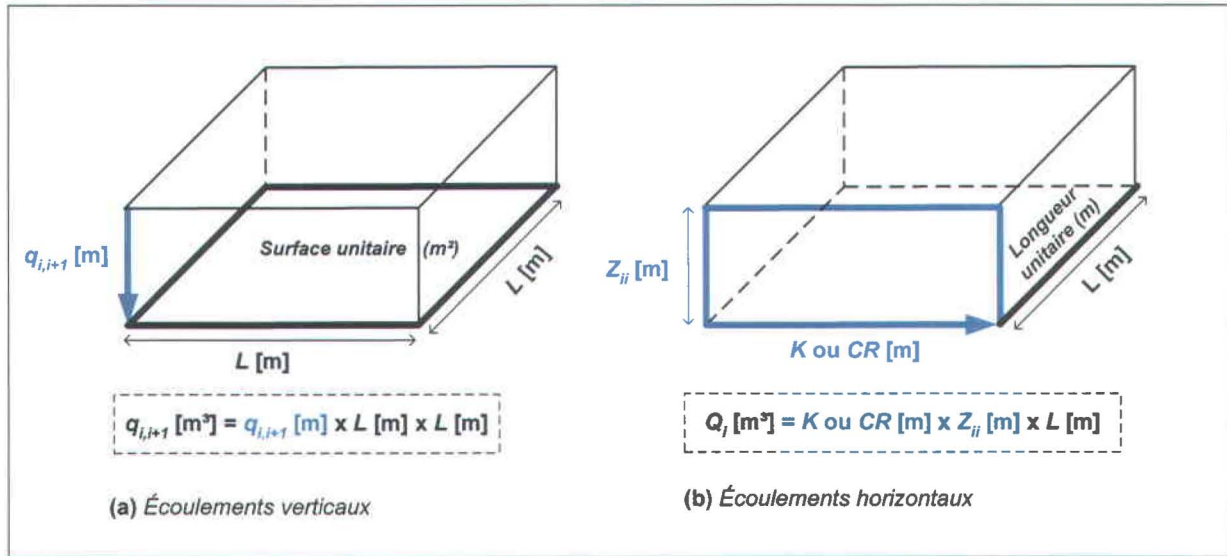


Figure 3.11 : Géométrie tridimensionnelle des écoulements liquides dans une couche de sol; (a) écoulements verticaux; (b) écoulements horizontaux.

3.2.5 Évapotranspiration réelle

L'évapotranspiration se compose conjointement de l'évaporation du sol nu et de la transpiration du couvert végétal. Du point de vue du bilan hydrique de l'écoulement vertical, l'évapotranspiration est considérée comme une perte sous forme de vapeur d'eau. La notion d'évaporation fait plus spécifiquement référence au passage de l'eau sous phase gazeuse se produisant à la surface des sols humides et des étendues d'eau. La transpiration quant à elle, représente l'eau absorbée par les végétaux puis évacuée par les stomates afin de maintenir leur équilibre thermique. L'évapotranspiration dépend essentiellement de deux phénomènes : (1) le potentiel atmosphérique déterminé par la chaleur de l'air à la surface du sol ainsi que la capacité de cette dernière à emmagasiner la vapeur d'eau et (2) la teneur en eau dans le sol. La notion d'évapotranspiration potentielle (*ETP*) constitue un standard empirique représentant les pertes d'eau par évapotranspiration d'un couvert végétal bien alimenté en eau en période de croissance. HYDROTEL estime l'*ETP* à l'aide d'un sous-modèle spécifique qui permet de choisir entre différents algorithmes de calcul : Thornthwaite, Hydro-Québec, Linacre, Penman et Priestley-Taylor. L'évapotranspiration maximale (*ETM*) est une mesure empirique correspondant à l'évapotranspiration d'un couvert végétal donné pour des conditions de croissance jugées idéales, correspondant à la quantité maximale d'eau que le couvert végétal peut absorber. L'évapotranspiration réelle (*ETR*) représente la perte effective d'eau par évapotranspiration lorsque l'eau vient à manquer.

BV3C conceptualise l'*ETR* tel qu'illustré à la figure 3.12. Pour la première couche de sol l'*ETR* se compose de la somme des pertes par évaporation du sol nu (*E*) et la transpiration des plantes (*Tr₁*). Pour les seconde et troisième couches de sol, l'*ETR* se limite à la transpiration (respectivement *Tr₂* et *Tr₃*) dans la mesure où la profondeur des racines du couvert végétal (*Z_{PR}* – voir sous-section 3.1.2.4) atteint ces dernières.

3.2.5.1 Évaporation du sol nu

L'évaporation du sol nu (*E*) s'effectue dans BV3C uniquement pour la première couche de sol. Cette variable se définit comme l'évapotranspiration maximale (*E_m* – sous-section 3.1.2.4) pondérée par un coefficient d'assèchement (*C_s* – sous- 3.1.1.4) tel que :

$$E = C_s E_m \quad (3.27)$$

3.2.5.2 Transpiration du couvert végétal

Le calcul de la distribution verticale de la transpiration s'effectue en fonction de la profondeur atteinte par les racines du couvert végétal (*Z_{PR}*). Ainsi, pour chaque couche de sol, une profondeur soumise à la transpiration (*Z_{Trj}*) est analytiquement déterminée tel qu'illustré à la figure 3.13. Cette manœuvre permet de déterminer la teneur en eau moyenne sur l'ensemble du profil de sol couvert parcouru par les racines du couvert végétal ($\bar{\theta}_{PR}$):

$$\bar{\theta}_{PR} = \frac{(\theta_1 \cdot Z_{Tr1}) + (\theta_2 \cdot Z_{Tr2}) + (\theta_3 \cdot Z_{Tr3})}{Z_{PR}} \quad (3.28)$$

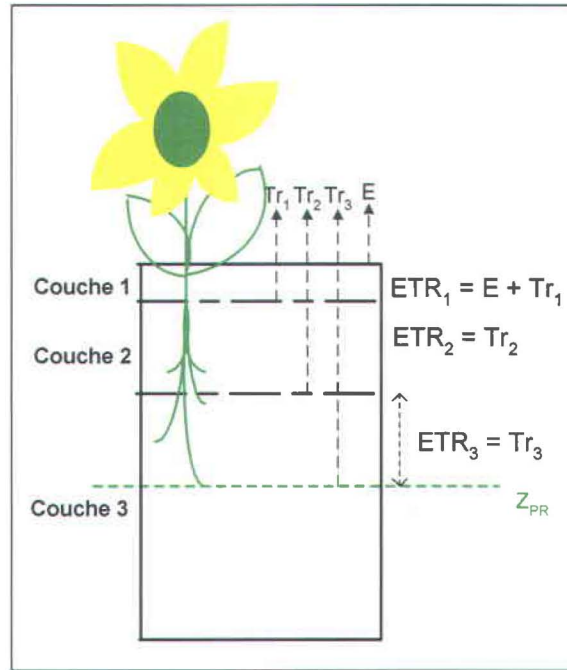


Figure 3.12 : Schéma conceptuel représentant le calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR) effectué par BV3C.

La fraction de la réserve utile moyenne (FRU_m) ainsi que le coefficient d'assèchement associé à la transpiration (C_t) s'expriment sous la même forme que pour les calculs d'évaporation:

$$FRU_m = \frac{\bar{\theta}_{PR} - \theta_{pf}}{\theta_{cc} - \theta_{pf}} \quad (3.29)$$

$$C_t = \frac{1 - e^{-\alpha FRU_m}}{1 - 2e^{-\alpha} + e^{-\alpha FRU_m}} \quad (3.30)$$

Une valeur « globale » de la transpiration pour les trois couches de sol est alors déterminée à l'aide de l'expression suivante :

$$Tr = C_t \left[(ETP - E_m) \left(\beta + (1 - \beta) \frac{E}{E_m} \right) \right] \quad (3.31)$$

où le paramètre β représente l'effet de l'assèchement en surface sur l'évapotranspiration. Normalement, β est égal à 1.1. La valeur globale de Tr est finalement redistribuée entre les trois couches de sol en fonction de leur teneur en eau respective selon l'expression suivante :

$$Tr_j = Tr \left(\frac{\theta_j \cdot Z_{Trj}}{\bar{\theta}_{PR} \cdot Z_{PR}} \right) \quad (3.32)$$

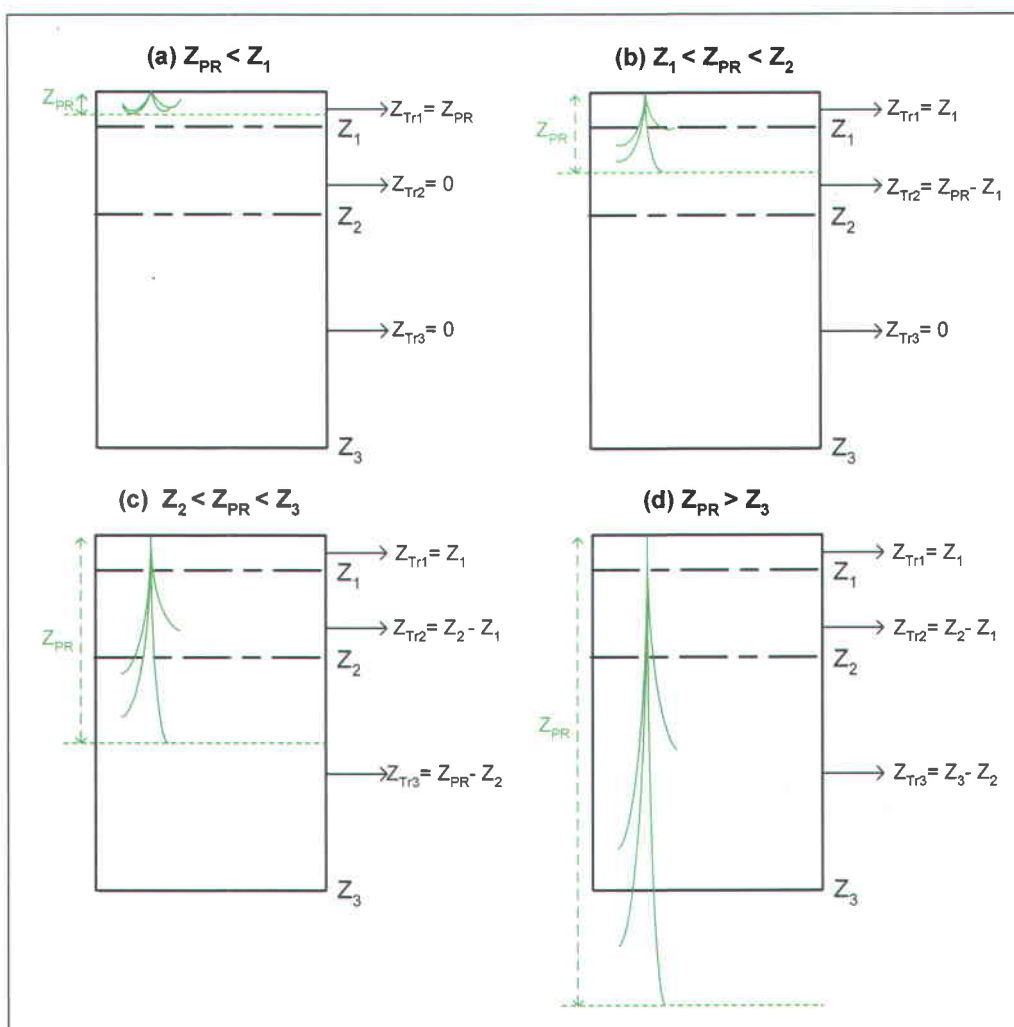


Figure 3.13 : Schéma conceptuel représentant la détermination de la profondeur de chaque couche de sol soumise à la transpiration (Z_{Tij}) en fonction de la profondeur atteinte par les racines du couvert végétal (Z_{PR}).

3.3 Synthèse

Le sous-modèle BV3C simule le bilan vertical et l'écoulement dans une colonne de sol divisée en trois couches homogènes. Quoique relativement sophistiquée, cette représentation demeure une réduction significative de la réalité des écoulements souterrains. BV3C n'a jusqu'à maintenant été utilisé que pour des fins de calage du modèle HYDROTEL dans le but d'en améliorer la capacité à simuler les débits en rivière. Le fonctionnement de BV3C se base sur des expressions composées des paramètres et des variables de nature empirique, physique et analytique. L'attribution des valeurs paramétriques associées aux propriétés hydrodynamiques du sol proposée par BV3C comporte certaines incohérences théoriques. Le biais découlant de ces incohérences sur l'estimation de la conductivité hydraulique et du potentiel matriciel en milieu non saturé est significatif.

4. Traitement des données

Ce chapitre retrace l'origine puis décrit les manipulations effectuées sur les jeux de données utilisés dans le cadre de ce projet de recherche. La sélection et le traitement des données d'entrée constituent une étape importante du processus de modélisation car elles permettent : (1) de retracer l'ensemble des données préalablement produites et directement accessibles; (2) de sélectionner les jeux les plus pertinents en fonction des objectifs de modélisation; (3) d'assurer la compatibilité entre les jeux de données et les critères de formatage imposés par le modèle utilisé; (4) d'évaluer l'incertitude inhérente aux opérations de calculs ainsi que les résultats produits par le modèle. Le traitement des données d'entrée nécessaires à HYDROTEL constitue une étape exigeante en temps de travail, cette dernière nécessite notamment une familiarisation avec différents systèmes d'information géographique (SIG).

Les données disponibles dans le cadre de cette étude proviennent de trois principales sources : (1) la campagne de caractérisation hydrogéologique du bassin versant de la rivière Châteauguay menée conjointement entre 2002 et 2004 par le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP) et la Commission géologique du Canada (CGC); (2) une application d'HYDROTEL menée sur le bassin versant de la rivière Châteauguay par De Sloover (2000) pour le compte de l'INRS; (3) diverses sources complémentaires visant à compléter les jeux de données sur la période allant de 1980 à 2005. L'ampleur des ressources, tant humaines que matérielles, préalablement mobilisées pour caractériser ce bassin versant constitue un cas d'exception. Cette situation implique cependant une problématique bien spécifique en ce qui a trait au traitement des données directement accessibles, soit la gestion des priorités de traitement dans un contexte de surabondance de données.

Ce chapitre se divise en deux principales sections : la première porte sur les données physiographiques nécessaires au fonctionnement du logiciel PHYSITEL (section 4.1), alors que la seconde, sur les données hydrométéorologiques nécessaires aux simulations effectuées par HYDROTEL (section 4.2).

4.1 Traitement des données physiographiques

Les données physiographiques font référence à la caractérisation de la structure physique d'un bassin versant. Dans le cas d'une mise en application du modèle HYDROTEL, la distribution de la topographie, du réseau hydrographique, de l'occupation du sol et des types de sol est traitée par le biais du logiciel PHYSITEL (Turcotte *et al.*, 2001). Ce dernier permet la numérisation des données physiographiques en bases de données compatibles avec HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001a,b; Turcotte *et al.*, 2003). PHYSITEL définit de plus la distribution de l'occupation du sol et des types de sol pour chaque UHRH. Le tableau 4.1 présente la nature, la réalité physique associée ainsi que l'origine des différents jeux de données physiographiques utilisés dans le cadre de ce projet de recherche.

Tableau 4.1 : Description des jeux de données physiographiques utilisés pour caractériser la physiographie de bassin versant de la rivière Châteauguay.

| Jeu de données | Nature | Réalité physique associée | Origine |
|-----------------------------------|-------------|---------------------------|----------------|
| Modèle numérique d'altitude (MNA) | Matricielle | Topographie | CGIAR-CSI |
| Réseau vectoriel imposé (RVI) | Vectorielle | Réseau hydrographique | CGC |
| Occupation du sol | Matricielle | Occupation du territoire | TECSULT |
| Type de sol | Matricielle | Pédologie | Croteau (2006) |

4.1.1 Modèle numérique d'altitude

Un modèle numérique d'altitude (MNA) constitue une représentation matricielle à maille fixe de la topographie d'une région donnée. La résolution suggérée d'un MNA pour une application PHYSITEL varie entre 50 et 200 mètres. Pour le cas du bassin versant de la rivière Châteauguay, le MNA d'une résolution de 90 mètres provient du CGIAR-CSI² et est caractérisé par une précision altimétrique de 16 mètres³. La figure 4.1 présente la distribution du MNA tel qu'affiché par PHYSITEL.

² <http://srtm.csi.cgiar.org/>

³ <http://edc.usgs.gov/products/elevation/srtmbil.html>

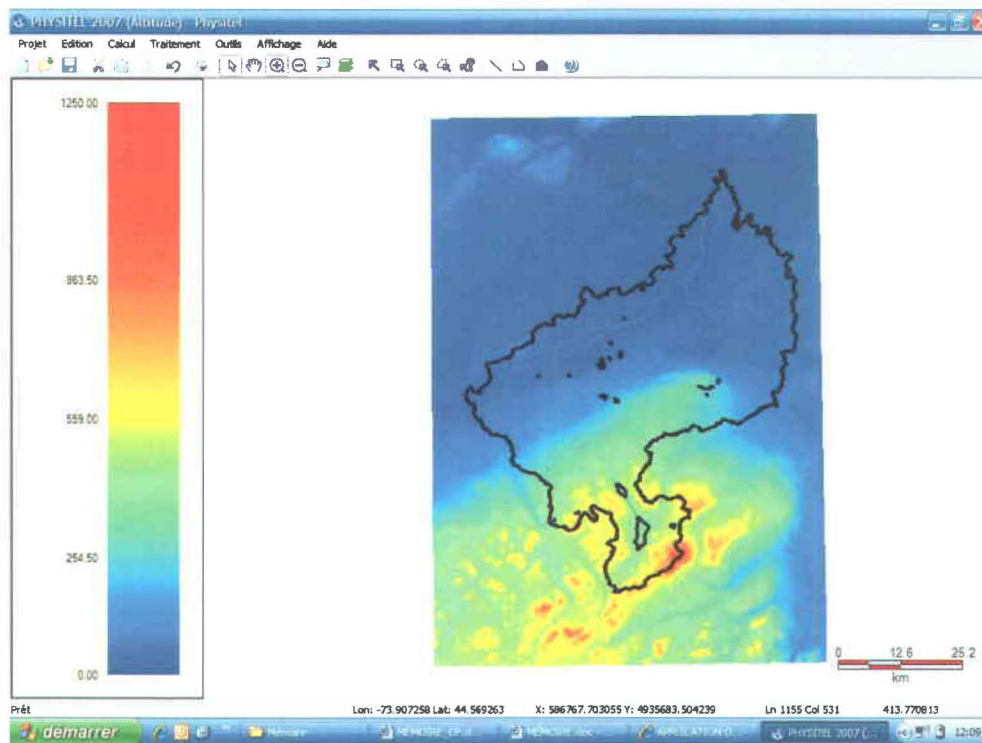


Figure 4.1 : Modèle numérique d'élévation (MNA) du bassin versant de la rivière Châteauguay.

4.1.2 Réseau vectoriel imposé

Un réseau vectoriel imposé (RVI) constitue une représentation vectorielle du réseau hydrographique d'un bassin versant, les rivières étant représentées par des vecteurs alors que les lacs, par des polygones fermés. Lors du calcul des orientations d'écoulement par PHYSITEL, le RVI permet de reconnaître la nature continue du réseau et de distinguer les lacs des plats topographiques. La version initiale du RVI telle que fournie par la CGC est présentée à la figure 4.2a. Cette dernière ayant été conçue pour des fins de cartographie, et non de modélisation hydrologique, la représentation vectorielle du réseau d'écoulement ne correspond pas aux caractéristiques exigées par PHYSITEL. Le tableau 4.2 énumère les principales manipulations effectuées à l'aide d'un SIG afin de rendre compatible le RVI. Finalement, le réseau présente une surabondance d'information, notamment la représentation des réseaux de drainage en milieu agricole. La figure 4.2b présente la version corrigée et « élaguée » du RVI, compatible avec PHYSITEL et les objectifs de modélisation.

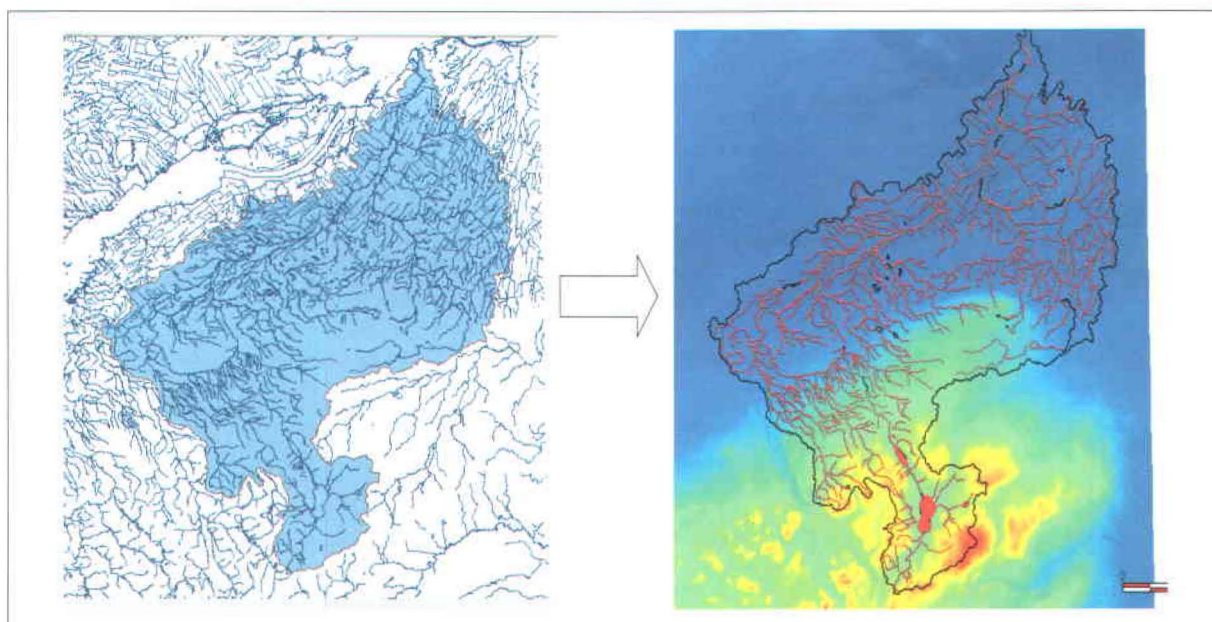


Figure 4.2 : (a) Version initiale du RVI tel que fournie par la CGC; (b) version corrigée et « élaguée » telle que présentée par PHYSITEL.

Tableau 4.2 : Manipulations effectuées sur le RVI afin de le rendre compatible avec les critères de formatage imposés par PHYSITEL.

| Manipulations |
|---------------|
|---------------|

- | |
|--|
| 1. Rendre les vecteurs connexes |
| 2. Insérer des nœuds communs aux jonctions de vecteurs |
| 3. Orienter les vecteurs dans le sens de l'écoulement du réseau |
| 4. Assurer l'arborescence du réseau, éliminer les cycles fermés d'écoulement |
| 5. Représenter les lacs et les îles par des polygones |
| 6. Représenter les rivières décrites par deux rives en une seule polyligne médiane |

4.1.3 Occupation du sol

La caractérisation de l'occupation du sol par PHYSITEL s'opère par le biais d'une distribution de type matricielle. À partir de données ponctuelles réparties sur le territoire pour une maille donnée, l'occupation du sol est redistribuée par PHYSITEL sur chaque UHRH en fonction des classes dominantes. Les données d'occupation du sol ont été fournies par la firme TECSULT et produites dans le cadre du PDAOT⁴ de l'Agence spatiale canadienne et de l'entente Canada-Québec sur le développement de l'utilisation des données RADARSAT. Ce projet de caractérisation de l'occupation du sol sur le bassin de la rivière Châteauguay intègre dix images optiques couvrant essentiellement la période allant de 1994 à 2004, permettant ainsi de classer le territoire en plus de cinquante catégories. Un travail de restructuration de ces catégories a été

⁴ Programme de développement d'applications en observation de la Terre.

effectué afin de simplifier la classification des données d'occupation du sol en dix catégories; ces dernières sont présentées au tableau 4.3. Cette catégorisation a été retenue, afin d'assurer la compatibilité avec le système de modélisation intégré GIBSI qui utilise HYDROTEL comme sous-modèle de calcul. D'abord en format vectoriel, c'est-à-dire représentées sous forme de polygones, les données d'occupation du sol ont été converties sous forme matricielle à l'aide du SIG commercial ArcGIS. La figure 4.3 présente la distribution des occupations du sol ainsi que celle des classes dominantes pour chaque UHRH.

Tableau 4.3 : Classes d'occupation du sol telles que proposées par GIBSI.

| Cote | Classe d'occupation du sol |
|------|-----------------------------|
| 1 | Urbain |
| 2 | Pâturage, foin et trèfle |
| 3 | Céréales ou horticulture |
| 4 | Maïs |
| 5 | Eau |
| 6 | Milieux humides |
| 7 | Sols nus |
| 8 | Friches arbustives |
| 9 | Forêt à dominance feuillue |
| 10 | Forêt à dominance résineuse |

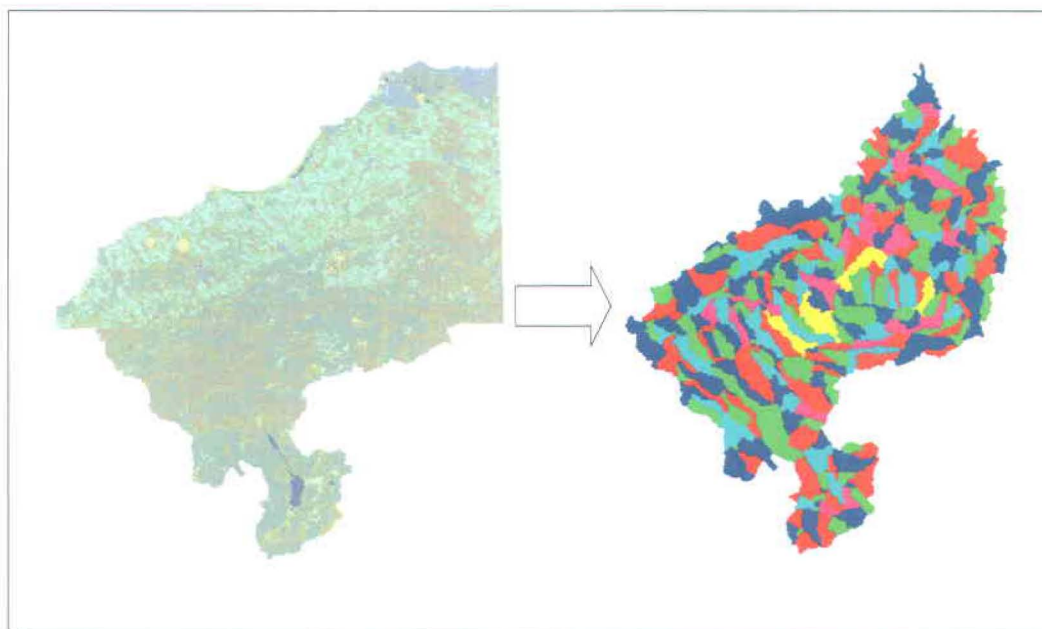


Figure 4.3 : (a) Version convertie en format matriciel des données d'occupation du sol fournies par TECSULT; (b) distribution des données d'occupation du sol par UHRH telle que déterminée par PHYSITEL.

4.1.4 Types de sol

Tout comme pour l'occupation du sol, la caractérisation des types du sol est réalisée par le biais d'une distribution matricielle à laquelle est associée une classification pédologique des sols régissant l'attribution de propriétés hydrodynamiques. Les données pédologiques utilisées proviennent des travaux de Croteau (2006), ces données ayant été traitées dans le cadre d'un projet de modélisation hydrogéologique du bassin versant de la rivière Châteauguay à l'aide du modèle HELP. Tel qu'illustré à la figure 4.4, ce modèle permet une caractérisation de l'écoulement vertical pour six couches de sol, les trois premières correspondant aux horizons pédologiques alors que les trois dernières, aux dépôts quaternaires. Les données accessibles sont structurées en mailles de 250 mètres couvrant l'ensemble du bassin versant. Pour chaque maille, des propriétés hydrodynamiques sont attribuées en fonction d'une classification contenant 31 textures de sol, cette dernière se voulant une synthèse des classifications proposées respectivement par l'IRDA (2004) et l'USDA (2004). La classification proposée par Croteau (2006) ne comprend toutefois que quatre des sept propriétés nécessaires au fonctionnement du module BV3C, soit θ_s , θ_{cc} , θ_{pr} et K_s .

Une restructuration des données a donc été réalisée afin de redistribuer les 31 textures de sol proposées par Croteau (2006) à l'intérieur de la classification en onze catégories de Rawls et Brakensiek (1989). Cette catégorisation s'est basée sur la conductivité hydraulique à saturation, propriété considérée comme déterminante pour l'écoulement vertical. Les valeurs de propriétés du coefficient d'assèchement (ψ_s , λ et α) ont ensuite été attribuées en fonction de cette catégorisation. Des six jeux de données disponibles (un par couche de sol), seuls les trois jeux correspondant aux unités pédologiques ont été conservés. Une application préliminaire d'HYDROTEL sur le bassin de la rivière Châteauguay utilisant les données de dépôts quaternaires n'a effectivement pas permis de simuler adéquatement les débits en rivière. La distribution des types de sol de la troisième couche de sol est présentée à la figure 4.5.

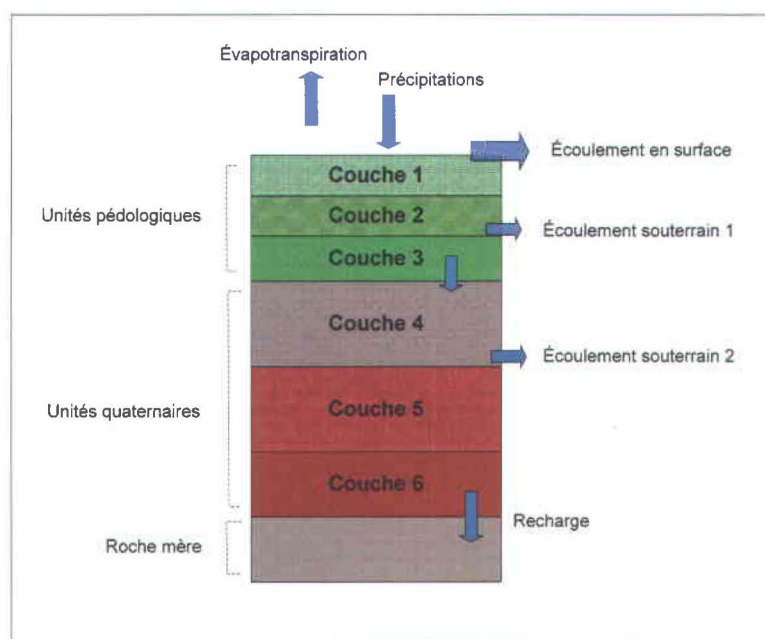


Figure 4.4 : Schéma conceptuel du processus d'écoulement vertical en six couches proposé dans le logiciel HELP (Croteau, 2006).

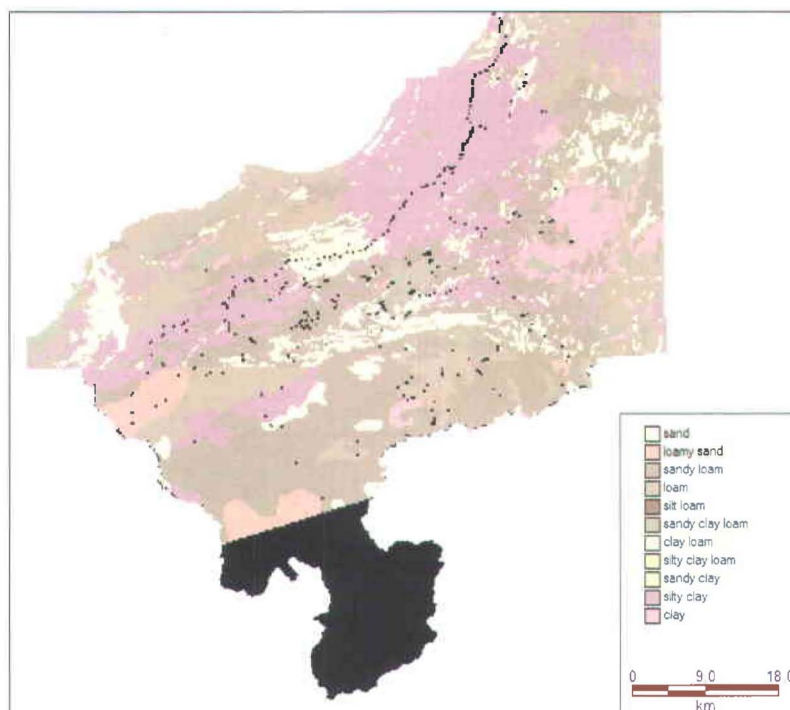


Figure 4.5 : Distribution de la troisième couche de sol (horizon C) en fonction de l'attribution de la classification des sols proposée par Rawls et Brakensiek (1989).

4.2 Traitement des données hydrométéorologiques

Les données hydrométéorologiques font référence à la distribution spatiale et temporelle des flux hydrologiques et du climat sur le bassin versant pour une période donnée. Ces données se présentent sous forme de séries temporelles relativement standardisées. Cependant, le fait que différents organismes assurent la distribution des données implique certaines spécificités quant à leur formatage respectif. Les données étatsuniennes et canadiennes sont par exemple exprimées dans des systèmes d'unités distincts. Ces éléments impliquent un travail d'harmonisation des formats des fichiers d'entrée afin d'en assurer la compatibilité avec HYDROTEL. Ces manipulations sont peu complexes, mais nécessitent un travail de manipulation dans Excel répétitif et laborieux. La plage temporelle ainsi sélectionnée s'étend sur 26 années, soit de 1980 à 2005, et ce pour un pas de temps journalier (24 heures). Le tableau 4.4 présente l'ensemble des stations hydrométéorologiques prises en compte dans le cadre de cette étude. Les coordonnées UTM localisant ces dernières, la plage temporelle, ainsi que les différentes sources desquelles proviennent les séries de données y sont également présentées. Les données hydrométéorologiques se divisent en trois principales catégories : météorologiques (sous-section 4.2.1), nivométriques (sous-section 4.2.2) et hydrométriques (sous-section 4.2.3).

4.2.1 Données météorologiques

Les données météorologiques prises en compte par HYDROTEL comprennent les températures minimales et maximales ainsi que les précipitations totales journalières. Les précipitations totales se définissent comme la somme des pluies et de l'équivalent en eau de la neige observée sur un pas de temps donné⁵. Dans le cadre de ce projet de recherche, les données météorologiques proviennent de 33 stations et couvrent la période 1980 à 2005. Onze de ces stations sont localisées sur le territoire étatsunien. Ces données proviennent principalement des travaux de Croteau (2006). Cette auteure a compilé les données de 23 stations météorologiques couvrant la période 1960-2001 obtenues auprès d'Environnement Canada par le biais du *Canadian Daily Climate Data* (CDCD-2004) ainsi que du *National Climatic Data Center* (NCDC). Du nombre, seules les séries provenant des stations offrant une couverture sur la plage 1980-2005 (soit 19 stations) furent utilisées. La seconde source de données provient des travaux de De Sloover (2000) effectués pour le compte de l'INRS-ETE (anciennement INRS-EAU). Ce dernier a compilé les données météorologiques provenant de 91 stations localisées sur et en périphérie du bassin de la rivière Châteauguay. Ces données, fournies par Environnement Canada, couvrent la période entre 1980 et 1999. Les jeux de données de onze de ces stations ont été récupérés pour les fins de ce projet de modélisation.

⁵ <http://atlas.nrcan.gc.ca/site/francais/maps/archives/3rdedition/environment/climate/025>

| Stations | Localisation (UTM-Zone 18) | STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES |
|----------|----------------------------|--------------------------|
|----------|----------------------------|--------------------------|

4.2.3 Données hydrométriques

Les données hydrométriques font référence aux valeurs journalières des débits mesurés en rivière. Ces données sont utilisées par HYDROTEL, non pas pour effectuer des calculs, mais pour valider les résultats de simulations. Pour la période allant de 1980 à 2000, les données ont été obtenues auprès de la base des données hydrométriques archivées (HYDAT⁷) d'Environnement Canada. Les données couvrant la période 2000 à 2007 ont été fournies par le Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ). Finalement, une station provenant du *US Geological Survey* (USGS) compilée par Croteau (2006) fut également utilisée. C'est donc un total de cinq stations hydrométriques qui couvre la superficie du bassin tel qu'illustré à la figure 4.8 (en rouge). Dans le cadre d'une approche « classique » de paramétrisation dans HYDROTEL, la localisation des stations hydrométriques détermine la distribution des regroupements d'unités spatiales de calculs (voir figure 5.1). Considérant l'impact de cette distribution sur l'estimation de la recharge produite par HYDROTEL, la localisation « arbitraire » de stations hydrométriques disponibles constitue un biais significatif affectant l'estimation de la recharge produite dans le cadre de ce travail. Cette contrainte soulève de plus un problème de fond, c'est-à-dire la difficile conciliation entre les hypothèses de travail associées à la modélisation du régime hydrologique de surface et celles associées au régime souterrain.

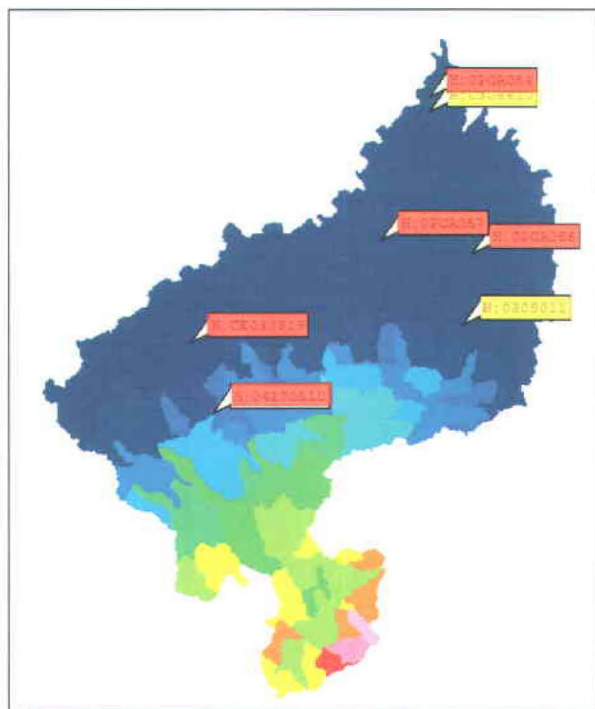


Figure 4.8 : Couverture spatiale des stations nivométriques (jaune) et hydrométriques (rouge) sur le bassin de la rivière Châteauguay telle qu'affichée par HYDROTEL.

⁷ http://www.wsc.ec.gc.ca/hydat/H2O/index_f.cfm?cname=main_f.cfm

4.3 Synthèse

Les données d'entrée du modèle HYDROTEL sont nombreuses et de nature distincte : modèle numérique d'altitude (MNA), réseau vectoriel imposé (RVI), occupation du sol, types de sol, données hydrométéorologiques. La somme des données accessibles dans le cadre de ce projet de recherche est exceptionnelle. Ces dernières ont été complétées et mises à jour afin de couvrir la période allant de 1980 à 2005, soit vingt-six années. Le traitement des données d'entrée impliquait une importante charge de travail. Une définition adéquate des objectifs de modélisation a permis d'encadrer et d'optimiser l'effort de traitement. Les diverses sources des données ainsi que les hypothèses sous-jacentes au fonctionnement de BV3C sont nombreuses et rendent difficile l'évaluation de l'incertitude qui découle de l'application du sous-modèle.

5. Calage du modèle

La notion de calage se rapporte à la démarche menant à la sélection d'un jeu spécifique de valeurs paramétriques pour lesquelles les résultats de simulation produits par le modèle correspondent « le plus fidèlement possible » au phénomène étudié. Le principal objectif du processus de calage consiste à améliorer la performance du modèle. Cette notion fait référence à la concordance entre une variable sélectionnée du modèle et la série temporelle du phénomène observé qui lui est associé. En modélisation hydrologique, le débit à l'exutoire d'un bassin versant constitue généralement le phénomène modélisé à partir duquel le modèle sera calé. Il faut cependant préciser que le calage des débits en rivière ne garantit pas une représentation adéquate des régimes d'écoulement souterrain. HYDROTEL ne proposant aucune représentation des niveaux piézométriques, il est impossible de caler la recharge en fonction de mesures observables sur le terrain. La stratégie de calage ici proposée est donc contrainte à définir un jeu de paramètres optimisant la simulation des débits en rivière et à observer subséquemment la qualité de la représentation des régimes d'écoulement souterrain qui en découle. Ceci constitue une limitation importante.

La littérature propose nombre d'approches automatisées de calage permettant l'optimisation numérisée de critères de concordance nommés fonctions-objectifs. La mise en œuvre d'un calage automatique sur un modèle hydrologique distribué pose cependant problème de par le nombre élevé de paramètres à optimiser. Pour ce faire, il est nécessaire d'imposer un nombre limité de paramètres de calage afin de définir un ensemble des fonctions-objectifs qui seront résolues de façon simultanée. HYDROTEL n'étant pourvu de module de calage automatique, une approche dite « manuelle » sera adoptée dans le cadre de ce projet. Cette méthode classique de type « essais-erreurs » propose d'appliquer indépendamment et itérativement des modifications aux différents paramètres contenus dans le modèle afin d'en améliorer progressivement la performance. Le calage prend fin lorsque les critères de performance fixés par le modélisateur sont atteints. En comparaison avec un calage automatique, un calage manuel constitue une démarche fastidieuse et partiellement subjective. Les résultats de calage peuvent effectivement varier significativement d'un modélisateur à l'autre. La comparaison entre différentes stratégies de calage manuel est ainsi très limitée. En contrepartie, un calage manuel force le modélisateur à bien maîtriser les mécanismes soutenant le fonctionnement du modèle. Ce chapitre présente donc l'élaboration de la stratégie de calage orientée en fonction des objectifs de modélisation (section 5.1), la description des manipulations effectuées (section 5.2) ainsi qu'une discussion préliminaire sur la nature et les limites des résultats obtenus (section 5.3).

5.1 Développement de la stratégie de calage

Le modèle HYDROTEL comporte un nombre élevé de paramètres. Un processus de calage manuel appliqué sur quatre regroupements d'UHRH peut potentiellement s'avérer significativement lourd en temps d'opération. C'est pourquoi il est important pour le modélisateur d'établir une stratégie de calage adéquatement définie en fonction de ses objectifs de modélisation ainsi que de l'éventail de données qui lui sont accessibles. Cette section présente

l'ensemble des éléments préliminaires que le modélisateur doit prendre en considération avant d'entreprendre les manipulations de calage: la formulation des objectifs de modélisation (sous-section 5.1.1); la sélection d'un indicateur de performance (sous-section 5.1.2); la sélection des algorithmes de calcul proposés par les différents sous-modèles d'HYDROTEL (sous-section 5.1.3); l'établissement d'une séquence de calage des paramètres en fonction de leur nature distribuée (sous-section 5.1.4); la sélection des plages temporelles de calage et de validation (sous-section 5.1.5).

5.1.1 Objectifs de modélisation

La formulation des objectifs de modélisation permet d'établir un cadre de référence à partir duquel le modélisateur peut orienter et justifier adéquatement l'ensemble des choix posés lors des manipulations de calage. L'objectif principal de ce projet de recherche constitue l'estimation spatiotemporelle de la recharge potentielle sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. En considérant cette perspective régionale et longitudinale, le calage du modèle doit s'opérer avec la finalité d'une représentation adéquate du comportement « global » du bassin. Il n'est donc pas approprié de reproduire avec une performance élevée des phénomènes ponctuels à l'échelle locale. Il est en effet préférable de modéliser les phénomènes sur une base annuelle avec une bonne performance globale dans l'espace et le temps.

5.1.2 Indicateur de performance

La performance d'un modèle peut se définir comme sa capacité à reproduire aussi fidèlement que possible le phénomène qu'il tente de modéliser. En contrepartie, l'erreur associée à la performance du modèle correspond à l'écart entre les résultats de simulation et la série temporelle associée au phénomène observé sur le terrain. Plusieurs indicateurs sont disponibles dans la littérature scientifique, tous possédant une sensibilité spécifique à différentes « géométries d'erreur ». Lavigne (2007) retrace différents indicateurs de performance couramment utilisés en modélisation hydrologique et définit dans quel contexte leur utilisation est jugée optimale. L'estimation sur une base annuelle du coefficient Nash-Sutcliffe (*NS*) fut retenue comme indicateur de performance dans le cadre de ce projet. Ce dernier s'exprime analytiquement comme suit :

$$NS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \bar{Q}_o)^2} \quad (5.1)$$

où t représente le pas de temps sur la période T alors que Q_o et Q_m correspondent respectivement aux variables observées et modélisées (ici, Q représente le débit à l'exutoire).

Plus NS converge vers une valeur unitaire, plus la simulation résultante est considérée performante. Une valeur de $NS = 0.6$ est suggérée par Freer *et al.* (2003) en guise de seuil permettant de juger une simulation « satisfaisante ». Dans la pratique, il est fréquent de retrouver un seuil de $NS = 0.8$.

Le coefficient Nash-Sutcliffe se caractérise par une sensibilité spécifique aux erreurs associées aux pics de crue. Ceci implique que la valeur de *NS* se voit négativement et significativement affectée par des résultats de simulation présentant des pics de crue légèrement déphasés ou bien mal pondérés en termes absolus. De plus, cette sensibilité du coefficient Nash-Sutcliffe aux pics de crue implique une sous-représentation de la performance associée aux phénomènes à faibles débits. Ainsi, une valeur annuelle de *NS* n'offre qu'une indication fortement dissimulée sur la représentativité des phénomènes d'étiages en hiver et en été. Cette contrainte ne cadre pas parfaitement avec l'objectif de caractérisation du comportement « global » du bassin. En contrepartie, le fait qu'elle assure une simulation adéquate des périodes de crues, où l'essentiel de recharge s'effectue, justifie l'utilisation de cet indicateur de performance dans le cadre de ce projet de recherche.

5.1.3 Choix des algorithmes de calculs

HYDROTEL est composé de six sous-modèles de calcul respectivement associés à une composante spécifique du cycle hydrologique. La théorie sur laquelle se base ces derniers est largement couverte par Fortin et Royer (2004b). Le tableau 5.1 présente l'ensemble des algorithmes de calcul disponibles, la sélection de ceux retenus dans le cadre de ce projet de recherche (en rouge) ainsi que les principaux arguments justifiant leur choix.

Tableau 5.1 : Algorithmes sélectionnés pour chaque sous-modèle constitutif d'HYDROTEL.

| Sous-modèle | Algorithmes disponibles | Justification |
|--|--|--|
| Interpolation des données météorologiques | 1. Polygones de Thiessen 2. Moyenne pondérée des trois stations les plus rapprochées | Nombre élevé de stations disponibles |
| Évolution du couvert nival | Méthode mixte (degrés-jours) | Par défaut |
| Évapotranspiration potentielle | 1. Thornthwaite (1948) 2. Hydro-Québec 3. Linacre (1977) 4. Penman-Monteith (1965) 5. Priestley-Taylor (1972) | Cet algorithme fournit l'ensemble des données intermédiaires aux calculs de BV3C |
| Bilan d'eau vertical | BV3C | Par défaut |
| Écoulement sur la partie terrestre du bassin | Onde cinématique | Par défaut |
| Écoulement par le réseau hydrographique | Onde cinématique | Par défaut |

5.1.4 Caractérisation spatiale des paramètres

HYDROTEL se définit comme un modèle distribué dans la mesure où il permet la caractérisation spatiale des phénomènes modélisés. En vue du calage du modèle, il est important de préciser dans quelle mesure ce mécanisme s'applique aux différents paramètres. La grande majorité des paramètres contenus dans HYDROTEL sont en effet de nature distribuée, c'est-à-dire qu'il est possible de leur attribuer une valeur spécifique pour différents UHRH ou regroupements d'UHRH. La figure 5.1 ci-dessous présente les limites des quatre regroupements d'UHRH définis dans le cadre de ce projet (trait rouge pointillé), la localisation des stations qui leur sont associées (point blancs) ainsi que le sens de l'écoulement d'un regroupement à l'autre (flèches bleues). En contrepartie, certains paramètres non distribués se voient accorder la même valeur sur l'ensemble du bassin.

Cette distinction entre les différentes natures des paramètres constitue un élément essentiel à considérer lors de la détermination de la séquence des manipulations de calage. En effet, les modifications imposées aux paramètres distribués induisent une modification sur les résultats de simulation évalués en aval du réseau hydrographique. Il est ainsi important de caler en premier lieu les paramètres distribués en commençant par les regroupements localisés en amont et en terminant par ceux localisés en aval. En se référant à la figure 5.1, l'ordre dans lequel les regroupements doivent être calés est le suivant : Sud ou Est, Ouest et Nord. En contrepartie, l'incidence qui découle de la modification d'un paramètre non distribué est effective sur l'ensemble du bassin. Le calage des paramètres non distribués doit donc s'opérer selon les débits mesurés à l'embouchure du bassin. Cette manœuvre affecte « rétroactivement » les résultats de simulation pour les regroupements localisés en amont. La stratégie idéale serait une alternance itérative de calage entre paramètres distribués et non distribués jusqu'à ce que l'incidence réciproquement induite par les deux groupes de paramètres devienne négligeable. Cette approche nécessiterait cependant un travail très lourd en manipulations. Les manœuvres de calage présentées à la section suivante se limitent à une seule alternance entre paramètres distribués et non distribués.

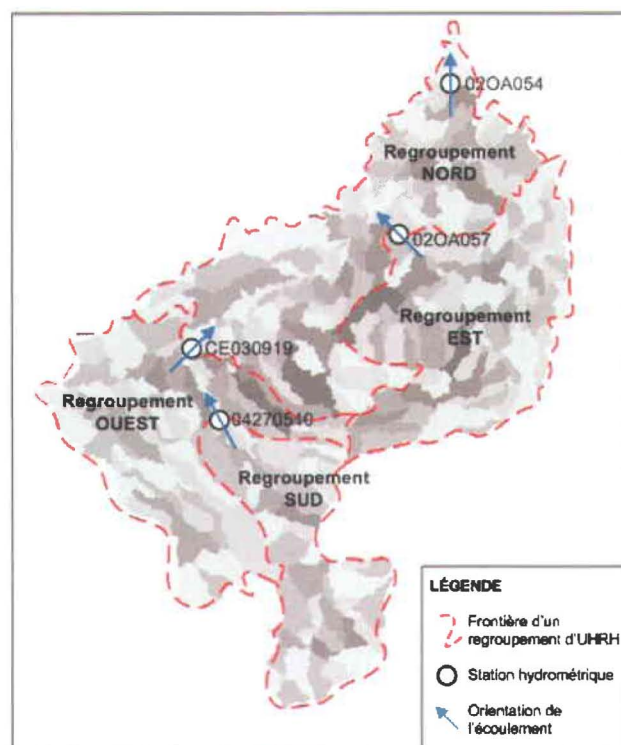


Figure 5.1 : Répartition des limites déterminant les regroupements d'UHRH, localisation des stations hydrométriques qui leur sont associées et orientation de l'écoulement d'un regroupement à l'autre.

5.1.5 Sélection des plages temporelles de calage et de validation

Le principe « d'équifinalité » proposé par Beven (2001) stipule que plusieurs jeux de valeurs paramétriques peuvent mener un modèle à des performances pouvant être jugées similaires et acceptables selon la variable de sortie d'intérêt, dans notre cas cela serait la recharge et d'un point de vue plus traditionnel il s'agirait du débit en rivière. Ceci implique que l'analyse extrapolée des résultats de simulation au-delà de la période définie pour le calage ne peut se faire qu'après validation du modèle sur une période pour laquelle aucun calage n'a été effectué. Les travaux de Quilbé *et al.* (2008) démontrent l'impact à long terme de l'évolution de l'occupation du sol sur la simulation des débits en rivière produits par HYDROTEL. Les auteurs recommandent ainsi de caler le modèle sur une période avoisinant autant que possible la période où les données-sources d'occupation du sol ont été produites. Tel qu'expliqué à la sous-section 4.1.3, les images optiques utilisées par la firme TECSULT couvrent essentiellement la période 1994-2004. Il serait *a priori* intéressant d'effectuer le calage sur cette période. Cependant, la station hydrométrique 04270510 localisée à l'embouchure du regroupement Sud (voir figure 5.1) ne contient aucune donnée au-delà de 1995. Afin d'assurer une couverture jugée minimale de cette station pour la période de calage, cette dernière fut plutôt fixée entre 1990 et 1999.

Ce compromis permet de caler le modèle sur le regroupement Sud pour au moins cinq années, tout en définissant une période de calage relativement proche de la période d'acquisition des données-sources. Le processus de validation s'effectue donc en deux temps, soit sur les périodes allant de 1980 à 1989 puis de 2000 à 2005. Il est finalement important de noter que la station CE030919 ne présente aucune donnée hydrométrique sur la période de calage. Le regroupement Ouest doit finalement être calé par analyse comparative avec les données de la station 02OA054 localisée en amont.

Afin de réduire significativement le temps d'opération du modèle lors du calage préliminaire (explicité à la section suivante), cette manœuvre est opérée sur trois années dites « représentatives de différents régimes climatiques ». La figure 5.2 ci-dessous présente la distribution en ordre croissant des précipitations totales sur le bassin pour la période allant de 1980 à 2000. Les valeurs moyenne ($P_{moy} = 1089 \text{ mm}$) et médiane ($P_{med} = 1071 \text{ mm}$) y sont également présentées. De cette distribution, trois regroupements de quatre années sont identifiés : (1) les années extrêmes sèches, (2) les années dites « normales » et (3) les années extrêmes humides. Pour chaque regroupement, les hydrogrammes annuels à la station 02OA054 (localisée à l'embouchure du bassin, voir figure 5.1) sont comparés aux valeurs moyennes des débits observés sur la période allant de 1980 à 1999. L'analyse comparative de ces séries temporelles permet de sélectionner une année jugée représentative d'un comportement typique du bassin pour chaque régime climatique.

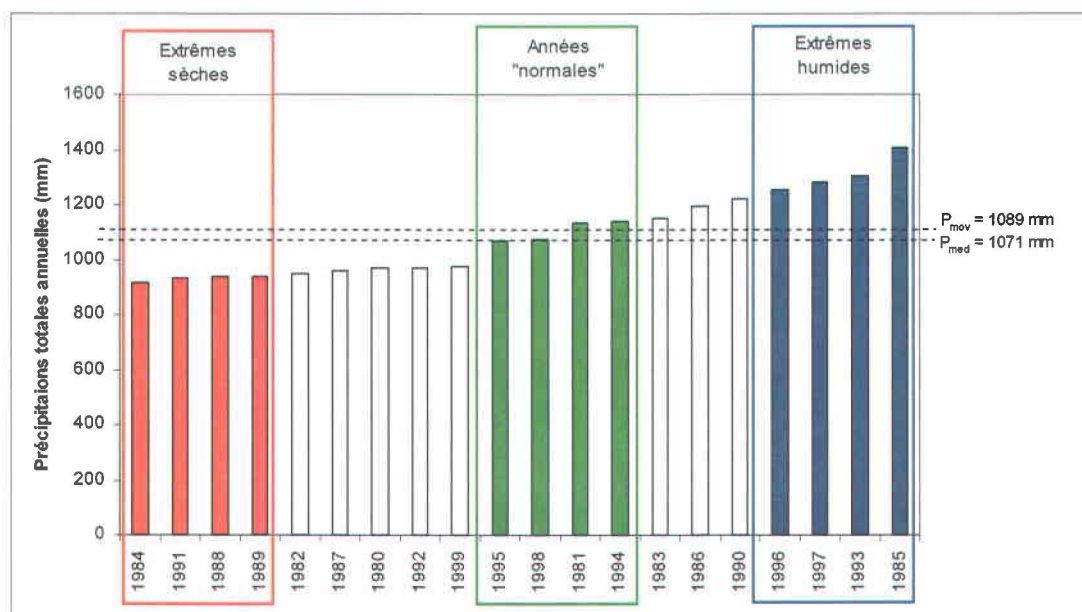


Figure 5.2 : Distribution par ordre croissant des précipitations totales annuelles (mm) sur le bassin versant de la rivière Châteauguay entre 1980 et 1999; identification des regroupements « représentatifs du comportement typique du bassin soumis à différents régimes climatiques ».

La figure 5.3 présente les hydrogrammes pour les trois années sélectionnées. L'année 1996 (trait bleu) a été sélectionnée comme représentation du comportement du bassin lorsque soumis à un régime climatique « humide ». Ce choix se base sur la récurrence d'un nombre élevé de pics de crue répartis tout au long de l'année. L'année 1984 (trait rouge) a été sélectionnée pour représenter les régimes climatiques « secs » sur la base de la longueur de la période d'étiage et l'absence de pic de crue lors de cette période. L'année 1994 (trait vert) illustre finalement un profil correspondant à un régime climatique dit « normal » dans la mesure où l'hydrogramme présente le meilleur synchronisme avec le profil des valeurs journalières moyennes (trait noir).

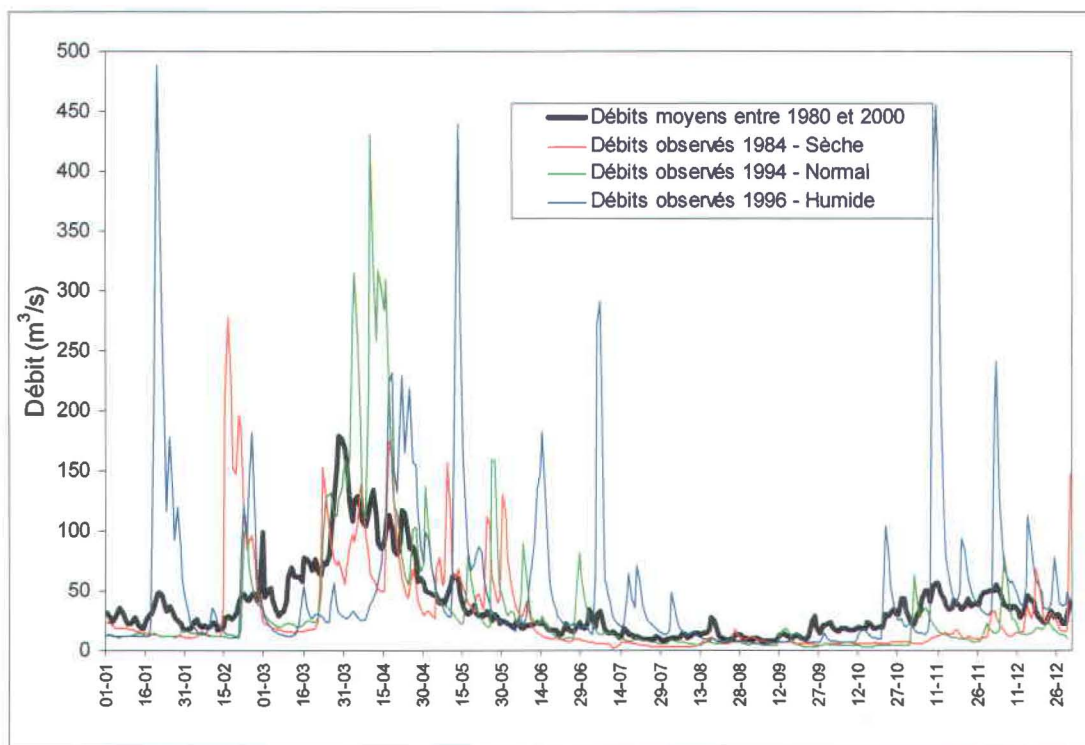


Figure 5.3 : Comparaison entre les débits mesurés à la station 02OA054 pour les années jugées représentatives de comportements « typiques » du bassin (1984, 1994 et 1996, respectivement en traits rouge, vert et bleu) ainsi que les valeurs moyennes des débits à la même station sur la période 1980-1999 (trait noir).

5.2 Manipulations de calage

La stratégie élaborée à la section précédente permet de structurer les manipulations de calage en cinq principales étapes : le calage préliminaire sur les années représentatives du comportement global du bassin (sous-section 5.2.1); un premier calage des paramètres distribués pour chaque regroupement d'UHRH (section 5.2.2); le calage des paramètres non distribués sur l'ensemble du bassin (sous-section 5.2.3); un second calage des paramètres distribués, également appelé « calage final » (sous-section 5.2.4); la présentation des résultats de validation ainsi que les corrections apportées à ces derniers (sous-section 5.2.5). Le tableau 5.2 ci-dessous résume les différentes étapes du processus de calage en présentant les périodes, l'échelle spatiale de caractérisation des paramètres, les stations hydrométriques ainsi que les critères de performance qui leur sont respectivement associés.

Tableau 5.2 : Résumé des différentes étapes de calage et de validation.

| Étapes de calage | Période | Caractérisation spatiale | Station hydrométrique | Critère de performance* |
|-------------------------------|------------------|---------------------------|--------------------------------|-------------------------|
| Calage préliminaire | 1984, 1994, 1996 | Ensemble du bassin | 02OA054 | 0.0 |
| Paramètres distribués | 1990-1999 | Sud, Est, Ouest et Nord** | 04270510 02OA057 02OA054 | 0.6 |
| Paramètres non distribués | 1990-1999 | Ensemble du bassin | 02OA054 | 0.7 |
| Paramètres distribués (final) | 1990-1999 | Sud, Est et Nord* | 04270510 02OA057 02OA054 | 0.7 |
| Première validation | 1980-1989 | Sud, Est et Nord | 04270510 02OA057 02OA054 | 0.7 |
| Seconde validation | 2000-2005 | Est et Nord | 02OA057 02OA054 | 0.7 |

* Valeur moyenne sur la période associée.

** Regroupements d'UHRH, dans l'ordre.

5.2.1 Calage préliminaire

Quel que soit le modèle, la toute première simulation effectuée avec les paramètres offerts par défaut génère généralement des résultats représentant inadéquatement le phénomène étudié. En ce sens, un calage préliminaire permet, et ce avec un minimum de manipulations, de déterminer un premier jeu de paramètres offrant des résultats de simulation grossièrement représentatifs du comportement « global » du bassin. À ce stade du processus de calage, le modélisateur doit éviter d'investir temps et efforts à caractériser des événements spécifiques et ponctuels, mais doit plutôt se concentrer sur une optimisation du critère de performance globale. Dans le cadre de ce projet, le calage préliminaire s'effectue à l'aide de l'ensemble des paramètres sur les trois années représentatives préalablement identifiées (1984, 1994 et 1996). En effectuant ainsi la plupart des simulations pour de courtes périodes stratégiquement sélectionnées, le modélisateur optimise considérablement le temps d'opération du modèle sans sacrifier en bout de ligne la qualité des résultats obtenus. Un premier jeu de paramètres est ainsi déterminé.

5.2.2 Premier calage des paramètres distribués

Une fois le calage préliminaire complété, un premier processus d'ajustement manuel des paramètres distribués s'effectue pour chaque regroupement d'UHRH selon la séquence définie au tableau 5.2. Considérant le caractère préliminaire de ce processus de calage, seuls les paramètres les plus sensibles tels que préalablement identifiés par Lavigne (2007) sont utilisés. À titre indicatif, le tableau 5.3 présente pour chaque regroupement d'UHRH les paramètres utilisés dans le cadre de cette phase de calage ainsi que le nombre de fois qu'ils ont été modifiés. Un modèle de fiche servant à archiver l'ensemble des manipulations est présenté à l'annexe D.

Tableau 5.3 : Nombre de modifications appliquées aux paramètres distribués.

| Paramètres distribués | Nombre de modifications appliquées | | | |
|--|------------------------------------|-----------|-----------|-----------|
| | SUD | EST | OUEST | NORD |
| Gradient vertical de précipitation | 6 | 2 | 2 | 0 |
| Gradient vertical de température | 4 | 0 | 0 | 0 |
| Température de passage de la pluie en neige | 2 | 3 | 2 | 0 |
| Taux de fonte neige-sol | 2 | 2 | 1 | 2 |
| Taux de fonte dans l'air | 5 | 4 | 5 | 1 |
| Seuil de fonte | 2 | 5 | 0 | 2 |
| Facteur multiplicatif de l'ETP | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Profondeur de la deuxième couche de sol | 3 | 5 | 2 | 5 |
| Profondeur de la troisième couche de sol | 2 | 1 | 1 | 1 |
| Coefficient de récession | 3 | 2 | 2 | 6 |
| Variation maximale de l'humidité relative par pas de temps | 0 | 0 | 0 | 1 |
| Total | 30 | 24 | 15 | 18 |

Afin de pouvoir considérer le premier calage des paramètres distribués adéquatement complété, un critère de performance est fixé à une valeur moyenne du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) égale à 0.6 sur la période allant de 1990 à 1999. Le tableau 5.4 présente les valeurs de NS obtenues à l'issue de cette phase de calage.

Tableau 5.4 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) pour chaque regroupement d'UHRH sur la période 1990-1999 obtenues suite au premier calage des paramètres distribués.

| Regroupement | Station | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | Moyenne |
|--------------|---------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------|
| NORD | 02OA054 | 0.62 | 0.70 | 0.58 | 0.80 | 0.87 | 0.66 | 0.59 | 0.72 | 0.83 | 0.59 | 0.70 |
| EST | 02OA057 | 0.77 | 0.91 | 0.50 | 0.85 | 0.82 | 0.76 | 0.77 | 0.74 | 0.50 | 0.59 | 0.72 |
| SUD | 4275010 | -0.22 | 0.33 | 0.62 | 0.41 | 0.45 | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | 0.32 |

Il est possible d'observer au tableau 5.4 que le critère de performance a été atteint avec succès pour les regroupements Nord et Est. Il est même surprenant d'obtenir des valeurs moyennes supérieures ou égales à 0.70 aussi tôt dans le processus de calage. En contrepartie, le regroupement Sud présente une valeur moyenne de NS égale à 0.32, ce qui est bien en-dessous du critère de performance préalablement fixé. Malgré un nombre élevé de manipulations (tableau 5.3), il demeure fort ardu de simuler adéquatement le synchronisme des pics associés aux crues printanières et automnales, le modèle démontrant une insensibilité récurrente pour cette période. Ces deux phénomènes sont illustrés à la figure 5.4, cette dernière compare les débits simulés et observés à la station 4275010 (exutoire du regroupement Sud) pour l'année 1991.

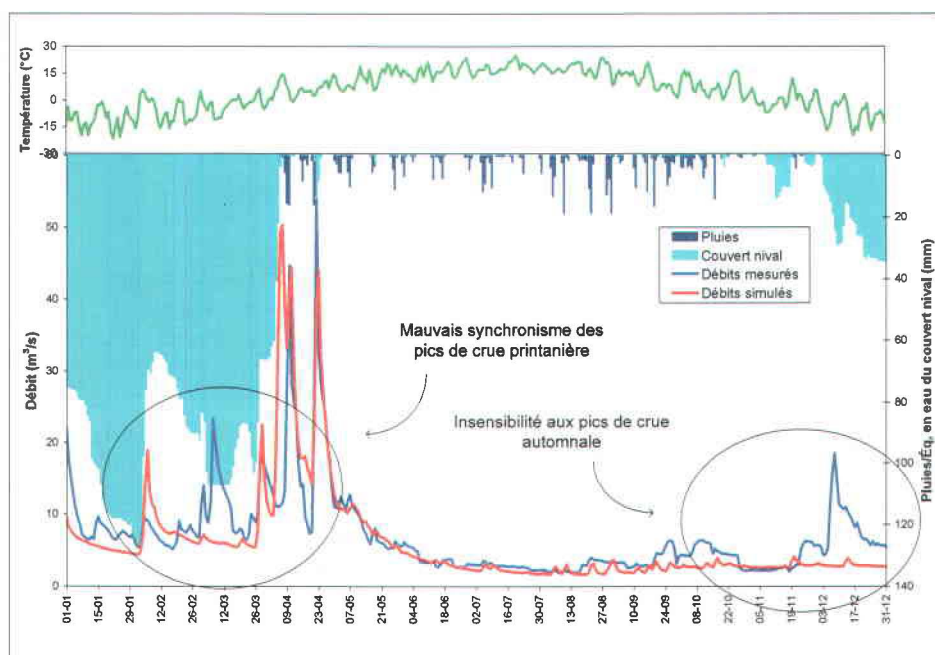


Figure 5.4 : Comparaison entre les débits observés (trait bleu) et simulés (trait rouge) à l'exutoire du regroupement Sud (station 04275010) pour l'année 1991.

5.2.3 Calage des paramètres non distribués

L'étape suivante du processus de calage consiste à ajuster les paramètres non distribués. Étant donné que d'éventuelles modifications apportées à ces paramètres induisent une incidence sur l'ensemble du bassin modélisé, l'analyse des résultats de calage s'effectue par rapport aux valeurs des débits observés à la station 02OA054 localisée à l'embouchure du bassin. Deux paramètres non distribués sont ici considérés : la lame de référence pour l'hydrogramme géomorphologique (exprimée en mètres, ci-après nommée « *lame du hgm* ») ainsi que les propriétés hydrodynamiques des couches de sol. Fortin et Royer (2004b) définissent l'hydrogramme géomorphologique comme un hydrogramme fictif présentant la variation temporelle du débit à la sortie d'une UHRH correspondant à une lame d'eau de référence disponible pour l'écoulement pendant le pas de temps considéré. La lame du hgm constitue donc un paramètre régissant le régime d'écoulement vers le réseau hydrographique. HYDROTEL n'offre pas la possibilité d'attribuer ce paramètre pour chaque regroupement. Le fait de caler la lame du hgm sur l'ensemble du bassin peut potentiellement induire une surreprésentation du régime d'écoulement en surface propre au milieu agricole (dominant en aval du bassin), et ce au détriment du régime forestier localisé en amont du bassin. Cette contrainte limite significativement la performance du calage du regroupement Sud.

La caractérisation spatiale des propriétés hydrodynamiques des couches de sol est quant à elle de nature mixte. En effet, même si la répartition des types de sol par UHRH (tant horizontale que verticale) constitue une composante spatialement distribuée du système modélisé, l'attribution des valeurs paramétriques pour chaque couche de sol s'opère sur une base non distribuée. Autrement dit, les valeurs d'une propriété hydrodynamique sera distincte d'une UHRH à l'autre, mais l'attribution de la valeur paramétrique de cette propriété pour un type de sol donné sera la même sur l'ensemble du bassin. Les propriétés hydrodynamiques proposées par défaut par BV3C n'ont jamais été directement impliquées dans un processus de calage du modèle HYDROTEL. Il est ici important de rappeler que ces valeurs paramétriques sont issues des travaux de Rawls et Brakensiek (1989) et qu'elles sont le produit d'analyses statistiques portant sur des mesures prises en laboratoire sur des échantillons de sol. BV3C offre par défaut les valeurs de moyenne arithmétique des échantillons mesurés (voir tableau A.1). C'est par la remise en question du caractère arbitraire de cette façon de procéder qu'il devient possible de justifier le calage de BV3C à l'aide des propriétés hydrodynamiques du sol. En posant l'hypothèse que la moyenne arithmétique ne constitue pas nécessairement la valeur la plus représentative d'une distribution statistique, il devient légitime de modifier les valeurs paramétriques associées aux propriétés hydrodynamiques afin d'améliorer la performance du modèle. Cette démarche doit cependant être balisée : les nouvelles valeurs paramétriques doivent représenter la nature de la distribution statistique et respecter un ordre de grandeur cohérent avec la physique de l'écoulement dans le sol. Compte-tenu du nombre élevé de paramètres associés aux propriétés hydrodynamiques (sept paramètres pour onze classes), ce processus de calage est opéré par le biais de modifications appliquées « en batch », ceci afin de le rendre techniquement applicable. Ainsi, les valeurs paramétriques associées à une propriété donnée sont simultanément modifiées pour l'ensemble des types de sol. De nouveaux jeux de valeurs paramétriques sont ainsi créés en ajoutant ou en soustrayant la valeur d'un écart type aux moyennes arithmétiques des distributions proposées par Rawls et Brakensiek (1989). Ces jeux de paramètres sont présentés au tableau A.1. Afin d'anticiper la nature et l'ampleur de l'impact de ces modifications sur les résultats de simulation, une analyse préliminaire de sensibilité fut menée sur les débits à la station 02OA054 (embouchure du bassin) pour l'année 1993.

Tableau 5.5 : Analyse préliminaire de sensibilité portant sur les modifications « en batch » des valeurs paramétriques associées aux propriétés hydrodynamiques.

| Propriété hydrodynamique | Sensibilité | Impact sur les résultats de simulation |
|---|---------------|--|
| Teneur en eau à saturation (θ_s) | Forte | Amplitude des pics de crue printanière et automnale |
| Teneur en eau à la capacité au champ (θ_{cc}) | Forte | Amplitude des pics de crue automnale |
| Teneur en eau au point de flétrissement (θ_{pf}) | Très faible | Aucun impact notable |
| Conductivité hydraulique à saturation (K_s) | n.a. | n.a. |
| Potentiel matriciel à saturation (ψ_s) | Intermédiaire | Amplitude des pics de crue printanière et automnale |
| Distribution dimensionnelle des pores (λ) | Forte | Amplitude des pics de crue printanière et synchronisme de période de fonte |
| Coefficient empirique d'assèchement (α) | n.a. | n.a. |

Le tableau 5.5 présente les résultats de cette analyse semi-quantitative alors que les représentations graphiques des résultats sont présentées à l'annexe E.

L'analyse préliminaire de sensibilité permet ainsi d'orienter le calage des propriétés hydrodynamiques. Ces dernières ont d'abord été séquencées en fonction de l'ampleur de l'impact induit sur les résultats de simulation. Il n'est pas ici pertinent de fixer un critère de performance, car la mécanique de calage est relativement figée et n'offre que très peu de marge de manœuvre au modélisateur. Il est simplement important d'identifier les propriétés ayant une plus grande sensibilité. Le tableau A.3 présente les valeurs paramétriques attribuées aux propriétés hydrodynamiques issues du processus de calage de ces dernières.

Le tableau 5.6 présente finalement les valeurs du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) obtenues suite au calage des paramètres non distribués à la station 02OA054 sur la période allant de 1990 à 1999. La valeur moyenne des résultats obtenus est légèrement supérieure à celle obtenue lors du calage préliminaire et répond au critère de performance établi au tableau 5.2. En comparaison avec les résultats présentés au tableau 5.4 les valeurs de NS présentent ici une variabilité globalement moindre d'une année à l'autre, ce qui constitue un gain significatif.

Tableau 5.6 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) sur la période 1990-1999 suite au calage des paramètres non distribués.

| Station | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | Moyenne |
|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---------|
| 02OA054 | 0.63 | 0.73 | 0.60 | 0.84 | 0.85 | 0.70 | 0.64 | 0.69 | 0.79 | 0.59 | 0.71 |

5.2.4 Calage final

L'incidence du calage des paramètres non distribués sur la simulation des débits justifie le fait d'entreprendre une seconde phase de calage des paramètres distribués. Une diminution de performance pour les regroupements d'UHRH localisés en amont du regroupement Nord est effectivement observée. Cette phase de calage est fondée sur la même approche que celle décrite à la sous-section 5.2.2. Le critère de performance de cette étape est cependant rehaussé à une valeur moyenne de $NS = 0.7$ combinée à une valeur annuelle minimale pour l'ensemble des années de simulation fixée à $NS = 0.5$. Le tableau 5.7 présente les valeurs de E ainsi obtenues pour chaque regroupement d'UHRH sur la période allant de 1990 à 1999. En comparant les résultats avec ceux présentés au tableau 5.4, il est possible de constater une légère amélioration de la performance moyenne pour les regroupements Nord et Est. L'augmentation de la performance pour le regroupement Sud est cependant significative, cette dernière demeurant toutefois sous le seuil fixé à 0.70 . Finalement, les résultats obtenus au tableau 5.7 permettent de clore le processus de calage. La représentation graphique des résultats de simulation issus du calage final pour les différents regroupements d'UHRH est présentée à l'annexe F.

Tableau 5.7 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe (E) pour chaque regroupement d'UHRH sur la période 1990-1999 suite au calage final.

| Regroupement | Station | 1990 | 1991 | 1992 | 1993 | 1994 | 1995 | 1996 | 1997 | 1998 | 1999 | Moyenne |
|--------------|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------|
| NORD | 02OA054 | 0.76 | 0.72 | 0.70 | 0.81 | 0.87 | 0.70 | 0.66 | 0.76 | 0.79 | 0.67 | 0.74 |
| EST | 02OA057 | 0.81 | 0.90 | 0.58 | 0.84 | 0.79 | 0.76 | 0.78 | 0.74 | 0.47 | 0.59 | 0.73 |
| SUD | 4275010 | 0.48 | 0.66 | 0.41 | 0.75 | 0.80 | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | n.d. | 0.62 |

5.2.5 Validation et correction

Afin de s'assurer du caractère non exclusif de la performance associée au jeu de paramètres déterminé lors du calage, il est nécessaire d'évaluer la performance du modèle sur une période de validation, indépendante de la période de calage. Le tableau 5.8 présente les valeurs du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) sur la première période de validation allant de 1980 à 1989. Il est possible d'y observer que les critères de performance établis pour la période de calage ne sont pas aussi bien respectés que sur la période de validation. Les résultats annotés d'un astérisque correspondent à des simulations présentant de très faibles valeurs de NS .

Tableau 5.8 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) pour chaque regroupement d'UHRH sur la période 1980-1989 suite au calage final.

| Regroupement | Station | 1980 | 1981 | 1982 | 1983 | 1984 | 1985 | 1986 | 1987 | 1988 | 1989 | Moyenne |
|--------------|---------|--------------|--------------|------|--------------|--------------|--------------|--------------|------|--------------|--------------|-------------|
| NORD | 02OA054 | 0.46* | 0.79 | 0.80 | 0.66 | 0.74 | 0.57 | 0.38* | 0.79 | 0.74 | 0.64 | 0.66 |
| EST | 02OA057 | 0.49* | 0.30* | 0.77 | 0.80 | 0.80 | 0.63 | 0.53 | 0.82 | 0.82 | 0.62 | 0.66 |
| SUD | 4275010 | 0.06* | 0.58 | 0.73 | 0.45* | 0.17* | 0.40* | 0.09* | 0.78 | 0.44* | 0.47* | 0.40 |

La faible performance pour l'année 1980 s'explique notamment par la contrainte analytique associée au remplissage des lacs localisés en amont du bassin, ceci induisant une sous-estimation systématique des débits en rivière sur une grande période de l'année. Les faibles performances observées aux années 1981, 1984 et 1986 s'expliquent notamment par la sensibilité du coefficient Nash-Sutcliffe aux erreurs associées aux pics de crues. Lors du calage, il est effectivement possible pour le modélisateur d'ajuster différents paramètres afin de corriger les déphasages associés aux pics de crue. Ces « manœuvres palliatives » n'étant pas permises lors de la validation, de légères erreurs sur le synchronisme des pics de crue peuvent induire des diminutions importantes de l'indicateur de performance. Ces déphasages n'ont cependant aucun impact sur l'estimation annuelle de la recharge. En tronquant ces périodes de déphasage du calcul de *NS* et en omettant les résultats pour l'année 1980, on obtient les valeurs corrigées présentées au tableau 5.9. Afin de compenser l'amélioration artificiellement induite par cette manœuvre de correction, le critère de performance est fixé à 0.7. Les résultats de ainsi obtenus, quoique légèrement inférieurs à ceux obtenus lors de la période de calage (tableau 5.7), sont jugés satisfaisants.

Tableau 5.9 : Valeurs annuelles corrigées du coefficient Nash-Sutcliffe (*NS*) pour chaque regroupement sur la période de validation 1980-1989.

| Regroupement | Station | 1980 | 1981 | 1982 | 1983 | 1984 | 1985 | 1986 | 1987 | 1988 | 1989 | Moyenne |
|--------------|---------|------|--------------|------|------|--------------|------|--------------|------|------|------|-------------|
| NORD | 02OA054 | X | 0.79 | 0.80 | 0.66 | 0.74 | 0.57 | 0.62* | 0.79 | 0.74 | 0.64 | 0.70 |
| EST | 02OA057 | X | 0.62* | 0.77 | 0.80 | 0.80 | 0.63 | 0.53 | 0.82 | 0.82 | 0.62 | 0.71 |
| SUD | 4275010 | X | 0.58 | 0.73 | 0.45 | 0.46* | 0.40 | 0.50* | 0.78 | 0.44 | 0.47 | 0.55 |

Un second exercice de validation est finalement conduit sur la période allant de 2000 à 2005 avec les paramètres calés pour la période allant de 1990 à 1999. La surprenante qualité des résultats présentés au tableau 5.10 permet de conclure avec encore plus de conviction que les paramètres découlant du processus de calage représentent adéquatement le comportement global du bassin. L'impact de l'évolution de l'occupation du sol sur une période de 26 ans pourrait expliquer l'écart observé entre la performance obtenue lors de la première et la seconde période de validation.

Tableau 5.10 : Valeurs annuelles du coefficient Nash-Sutcliffe sur la seconde période de validation allant de 2000 à 2005.

| Regroupement | Station | 2000 | 2001 | 2002 | 2003 | 2004 | 2005 | Moyenne |
|--------------|---------|------|------|------|------|------|------|-------------|
| NORD | 02OA054 | 0.73 | 0.71 | 0.86 | 0.75 | 0.79 | 0.78 | 0.77 |
| EST | 02OA057 | 0.70 | 0.77 | 0.91 | 0.79 | 0.81 | 0.73 | 0.76 |

5.3 Discussion préliminaire sur le calage du modèle

Deux éléments contraignant de façon significative la validité du processus de calage méritent ici une attention particulière : l'estimation de la performance du modèle sur une base saisonnière (sous-section 5.3.1) ainsi que les phénomènes pour lesquels HYDROTEL ne démontre aucune sensibilité (section 5.3.2).

5.3.1 Performance saisonnière du modèle

Les limites et biais du coefficient Nash-Sutcliffe (NS) en tant qu'indicateur de performance ont été préalablement décrits à la section 5.1.2. Tel qu'exprimé par Schaefli et Gupta (2007), le biais induit par la forte sensibilité du coefficient aux pics de crue peut mener à une surreprésentation des événements liés à la fonte printanière ainsi qu'aux fortes précipitations automnales. Conséquemment, une valeur donnée de NS évaluée sur une base annuelle, ne garantit aucunement une représentation adéquate des phénomènes liés aux épisodes de faibles débits. Afin d'établir une vision plus adéquate des résultats de calage, les valeurs de NS à la station 02OA054 sont évaluées pour chaque saison sur la période 1980-2005. La figure 5.5 illustre sur quelles bases sont déterminées les dates indiquant la transition d'une saison à l'autre : (1) l'hiver commence le premier janvier et l'automne se termine le 31 décembre, ceci pour des fins de logistique calculatoire; (2) l'hiver prend fin avec le principal pic découlant de la fonte du couvert nival; (3) le printemps prend fin lorsque le débit mesuré se stabilise à une valeur relativement constante correspondant au débit de base; (4) l'été prend fin avec le premier pic de crue associé aux fortes précipitations automnales.

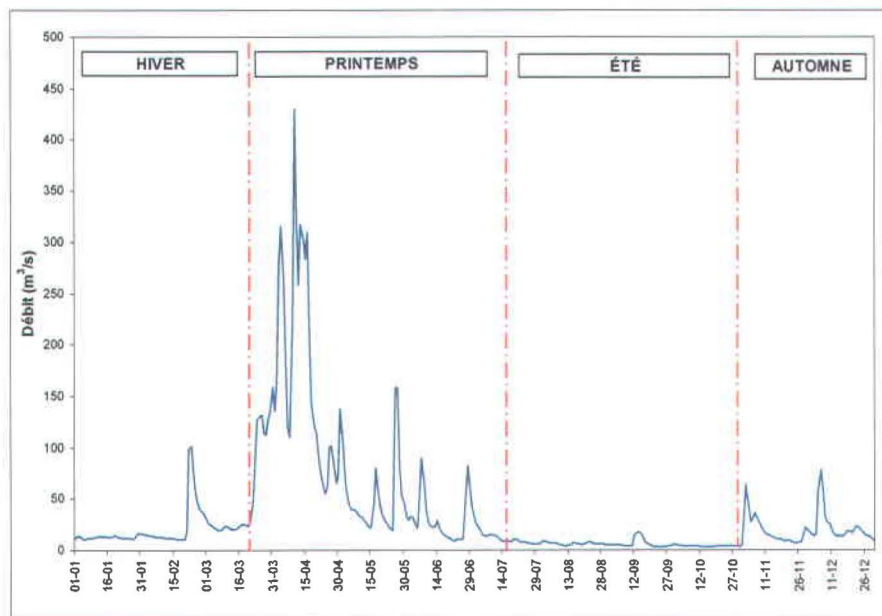


Figure 5.5 : Débits observés à la station 02OA054 en 1994 et détermination des dates de transition d'une saison à l'autre en vue du calcul saisonnier du coefficient Nash-Sutcliffe (E).

Le tableau 5.11 ci-dessous présente les dates de transition ainsi que les valeurs saisonnières de *NS* pour la période allant de 1980 à 2005. En observant les résultats qui y sont dévoilés, il est possible de constater que les valeurs hivernales et estivales ne répondent que très rarement au critère de performance fixé pour le processus de calage final. Plusieurs années présentent même des valeurs négatives extrêmes ($NS_{\text{hiver},1987} = -12.17$ et $NS_{\text{été},1999} = -6.95$). Le fait que les périodes hivernales soient relativement plus courtes et qu'elles incluent souvent des pics spontanés de faible amplitude mais très difficiles à modéliser peut en partie expliquer ces résultats. Pour ce qui est de la période estivale, le débit de base lors de l'étiage est souvent mal calé. Il est important de noter que la très faible performance des valeurs hivernales et estivales ne semble pas avoir d'incidence significative sur les valeurs annuelles de *NS*. En contrepartie, les valeurs de *NS* pour la période printanière respectent en grande majorité le critère de performance et présentent de loin les valeurs de *NS* les plus élevées avec une moyenne de 0.71. Les valeurs printanières semblent ainsi avoir une incidence majeure sur les valeurs annuelles. Finalement la période automnale présente une performance intermédiaire avec relativement peu de valeurs extrêmes négatives (seulement deux) et une plus grande constance d'une année à l'autre.

Tableau 5.11 : Valeurs saisonnières du coefficient Nash-Sutcliffe (*NS*) à la station 02OA054 sur la période 1980-2005.

| Années | Date limitant la transition d'une saison à l'autre | | | | | Valeur saisonnière de E | | | | |
|--------|--|-----------------------------|---------------------------|-------------------------|-------------|-------------------------|-------------|--------------|--------------|-------------|
| | Début hiver | Fin hiver / début printemps | Fin printemps / début été | Fin été / début automne | Fin automne | Hiver | Printemps | Été | Automne | Annuelle |
| 1980 | | X | X | X | | X | X | X | X | X |
| 1981 | | 11-févr | 10-avr | 22-sept | | -9.43 | 0.79 | 0.75 | 0.74 | 0.79 |
| 1982 | | 14-mars | 09-mai | 02-nov | | -4.67 | 0.77 | -2.59 | 0.74 | 0.80 |
| 1983 | | 23-févr | 17-juin | 11-oct | | 0.37 | 0.88 | -8.80 | 0.13 | 0.66 |
| 1984 | 01-janv | 20-mars | 16-juin | 08-nov | 31-déc | 0.82 | 0.78 | -6.10 | -0.11 | 0.74 |
| 1985 | | 23-févr | 29-mai | 04-nov | | -0.22 | 0.43 | -0.22 | 0.31 | 0.57 |
| 1986 | | X | X | X | | X | X | X | X | X |
| 1987 | | 06-mars | 28-avr | 01-nov | | -12.17 | 0.81 | -0.50 | 0.24 | 0.79 |
| 1988 | | 23-mars | 03-juin | 02-oct | | -7.53 | 0.81 | 0.21 | 0.71 | 0.74 |
| 1989 | | 14-mars | 25-juin | 18-oct | | -6.55 | 0.55 | -0.38 | 0.59 | 0.64 |
| | | Moyenne (1980-1989) | | | | -4.92 | 0.73 | -2.20 | 0.42 | 0.72 |
| 1990 | | 09-mars | 08-mai | 28-sept | | 0.51 | 0.81 | 0.81 | 0.42 | 0.76 |
| 1991 | | 01-mars | 04-mai | 07-déc | | 0.09 | 0.72 | 0.02 | -3.30 | 0.72 |
| 1992 | | 08-mars | 25-mai | 10-oct | | 0.50 | 0.44 | -0.39 | 0.65 | 0.70 |
| 1993 | | 25-mars | 15-mai | 25-sept | | 0.35 | 0.71 | 0.70 | 0.49 | 0.81 |
| 1994 | 01-janv | 22-mars | 11-juil | 31-oct | 31-déc | -0.16 | 0.78 | 0.81 | 0.17 | 0.87 |
| 1995 | | 07-mars | 08-mai | 04-oct | | 0.78 | 0.59 | 0.50 | 0.49 | 0.70 |
| 1996 | | 20-févr | 09-mai | 19-oct | | 0.37 | 0.78 | 0.70 | 0.77 | 0.66 |
| 1997 | | 26-mars | 10-juin | 26-oct | | 0.42 | 0.76 | -3.97 | 0.63 | 0.76 |
| 1998 | | 26-mars | 19-avr | 27-sept | | 0.25 | 0.73 | 0.66 | 0.44 | 0.79 |
| 1999 | | 15-mars | 27-avr | 17-sept | | 0.43 | 0.64 | -7.96 | 0.22 | 0.67 |
| | | Moyenne (1990-1999) | | | | 0.35 | 0.70 | -0.81 | 0.10 | 0.74 |
| 2000 | | 25-févr | 05-juin | 09-nov | | -0.72 | 0.55 | -0.32 | 0.78 | 0.73 |
| 2001 | | 09-mars | 11-juin | 04-nov | | -0.81 | 0.67 | 0.08 | -3.39 | 0.71 |
| 2002 | 01-janv | 18-févr | 10-juin | 16-oct | 31-déc | -2.97 | 0.66 | 0.92 | 0.32 | 0.86 |
| 2003 | | 18-mars | 26-juin | 14-oct | | -3.18 | 0.64 | -0.82 | 0.67 | 0.75 |
| 2004 | | 29-févr | 15-juin | 07-nov | | 0.72 | 0.77 | 0.14 | 0.05 | 0.79 |
| 2005 | | 24-mars | 10-juin | 06-oct | | 0.11 | 0.86 | 0.46 | 0.54 | 0.78 |
| | | Moyenne (2000-2005) | | | | -1.14 | 0.69 | 0.08 | -0.17 | 0.77 |
| | | Moyenne (1980-2005) | | | | -1.78 | 0.71 | -1.05 | 0.01 | 0.74 |

L'analyse du coefficient Nash-Sutcliffe sur une base saisonnière révèle qu'un calage mené exclusivement sur une base annuelle repose essentiellement sur le calage de pics de crue associés à la fonte printanière et aux pluies abondantes à l'automne. Il s'agit d'un biais méthodologique fort, car il induit une sous-représentation (voire une « non-représentation ») récurrente des phénomènes hydriques associés aux faibles débits. Dans le cadre de ce projet dont le principal objectif est de modéliser la recharge potentielle sur une base annuelle, ce biais peut s'avérer de moindre importance dans la mesure où la qualité des simulations est en quelques sortes « garantie » pour les périodes de crue, périodes pendant lesquelles la recharge s'effectue. Intégrer à HYDROTEL un module de calcul automatisé des valeurs saisonnières de *NS* permettant de considérer ces valeurs en cours de calage serait un moyen facilement applicable d'améliorer les résultats de simulation pour les périodes hivernales et estivales.

5.3.2 Insensibilité du modèle

Au-delà des biais imposés par l'utilisation du coefficient Nash-Sutcliffe (*NS*), certains phénomènes demeurent difficilement modélisables par HYDROTEL. Le plus significatif en termes d'impact sur les valeurs de performance constitue les pics de crue spontanée non associés à une fonte significative du couvert nival. Ce phénomène est illustré à la figure 5.6, cette dernière présentant la comparaison des débits observés et simulés à la station 02OA054 pour l'année 1992. L'hypothèse qui semble la plus plausible se réfère à la présence d'embâcles sur la rivière Châteauguay, phénomène pour lequel HYDROTEL ne possède aucun mécanisme de caractérisation. D'autres cas répertoriés sont présentés à l'annexe G ainsi que des références à des articles de journaux permettant de valider l'occurrence des embâcles pour ces périodes.

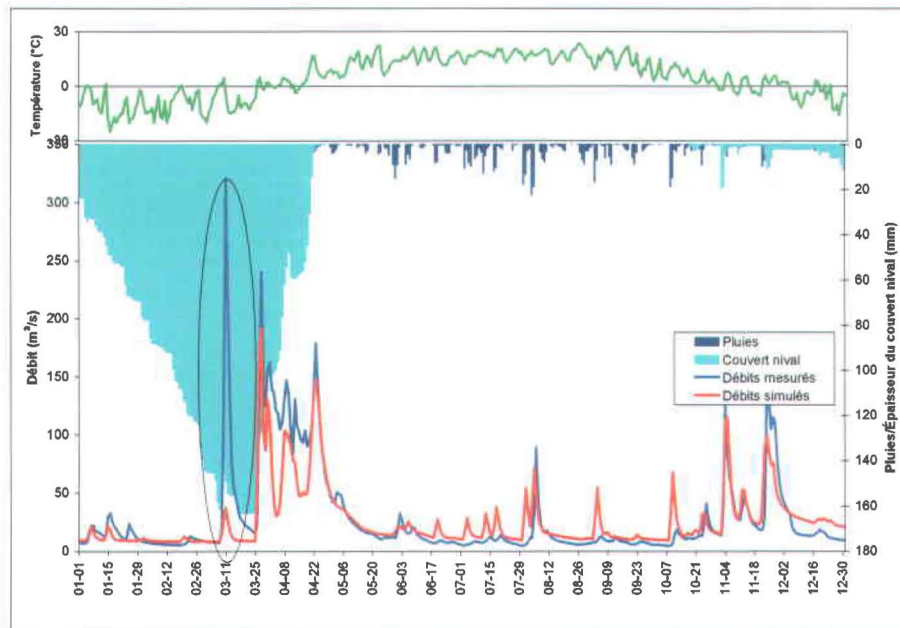


Figure 5.6 : Comparaison entre les débits observés (trait bleu) et simulés (trait rouge) à la station 02OA054 (embouchure du bassin) pour l'année 1992; les débits simulés ne représentent pas adéquatement la crue printanière spontanée observée entre le 11 et 25 mars.

5.4 Synthèse

Le processus de calage vise à déterminer un jeu de valeurs paramétriques permettant au modèle de représenter aussi adéquatement que possible le phénomène qu'il tente de reproduire. Le processus de calage peut potentiellement aboutir à plus d'un jeu de valeurs paramétriques, ce phénomène est appelé « équi-finalité » ou « scénarios équiprobables ». L'élaboration de la stratégie de calage doit se faire en étroite concordance avec les objectifs de modélisation préalablement fixés par le modélisateur. Dans le cadre de ce projet de recherche, le processus de calage doit mener à un jeu de valeurs paramétriques reproduisant le comportement « global » du bassin. Le processus de calage est effectué manuellement sur la période allant de 1990 à 1999, alors que la validation est réalisée sur deux périodes, soit de 1980 à 1989 ainsi que de 2000 à 2005. Le processus de calage a été fait pour quatre regroupements d'UHRH (Nord, Ouest, Est, Sud). Le calage du modèle par le biais des propriétés hydrodynamiques du sol permet d'améliorer le synchronisme de la fonte printanière ainsi que la sensibilité aux pics de crue automnale. L'indicateur de performance utilisé est le coefficient Nash-Sutcliffe. Ce dernier comporte un biais important de par sa grande sensibilité aux erreurs associées aux pics de crue. L'évaluation des valeurs saisonnières du coefficient Nash-Sutcliffe a permis effectivement de mettre en évidence le manque de sensibilité de cet indicateur aux faibles débits. Toutefois, considérant que la majorité de la recharge se produit au cours du printemps et à l'automne, une estimation annuelle de *NS* est considérée suffisante dans la perspective d'un calage préliminaire. Les résultats de performance obtenus lors du calage final et des périodes de validation permettent d'affirmer que le modèle est adéquatement calé, à l'exception du regroupement Sud qui présente des résultats inférieurs aux seuils préalablement fixés. Le fait de caler la lame de référence de l'hydrogramme géomorphologique sur l'ensemble d'un bassin à dominance agricole pourrait expliquer la difficulté à obtenir des résultats adéquats pour un sous-bassin à dominance forestière. Le modèle HYDROTEL ne peut finalement représenter adéquatement les faibles débits et les phénomènes d'embâcles, les valeurs de *NS* évaluées pour l'hiver et l'été sont par conséquent très faibles.

6. Présentation et analyse des résultats

Alors que le chapitre 5 décrit l'ensemble des manœuvres d'ajustement effectuées sur les paramètres contenus dans HYDROTEL, le présent chapitre se rapporte plus spécifiquement à l'analyse des variables internes aux calculs effectués par le sous-modèle BV3C. La présentation des résultats de simulation s'oriente ainsi en fonction de trois principaux objectifs : (1) étudier les forces et faiblesses du sous-modèle BV3C par l'estimation de la recharge; (2) quantifier la distribution de la recharge potentielle sur l'ensemble du bassin versant de la rivière Châteauguay pour la période allant de 1980 à 2005 et (3) comparer les résultats avec ceux produits dans le cadre d'études menées antérieurement utilisant d'autres méthodes d'estimation de la recharge. Les résultats produits par HYDROTEL étant nombreux, ce chapitre se veut une synthèse permettant d'identifier les éléments d'analyse les plus pertinents dans le cas de l'étude de BV3C. Le chapitre se divise en trois principales sections : l'analyse du comportement des principales variables internes aux calculs de BV3C (section 6.1); la quantification de la recharge potentielle annuelle sur le bassin versant de la rivière Châteauguay telle qu'estimée par BV3C sur la période allant de 1980 à 2005 (section 6.2); l'évaluation de différents modes de distribution spatiale d'estimation de la recharge potentielle sur le bassin (section 6.3).

6.1 Comportement des variables internes au calcul de BV3C

Le sous-modèle BV3C n'a jamais été rigoureusement utilisé avec pour objectif de caractériser les écoulements dans le sol. Seuls les travaux de L'Heureux (2005) portant sur le couplage d'HYDROTEL avec le modèle hydrogéologique MODFLOW (MacDonald et Harbaugh, 1988) ont permis d'identifier le caractère permanent des écoulements associés à la troisième couche de sol. La figure 6.1 présente les débits observés à la station Famine (bassin de la rivière Chaudière) sur la période allant de juin 2002 à juin 2004 (trait bleu). La courbe rouge correspond à l'estimation de l'écoulement horizontal de la troisième couche de sol simulée par HYDROTEL (Q_3 – sous-section 3.2.4.2). Selon L'Heureux (2005), la valeur constante de Q_3 s'explique par le fait que la troisième couche de sol demeure saturée en permanence lors des simulations. Les variations de l'état hydrique du sol ne s'effectuent qu'exclusivement dans les deux premières couches de sol. Une telle invariabilité constituerait une contrainte majeure au processus de caractérisation des écoulements dans le sol à l'aide de BV3C. Dans cette section, il sera question d'évaluer le « gain en cohérence » d'une mise en application de BV3C fondée sur un travail de caractérisation plus adéquat des propriétés hydrodynamiques.

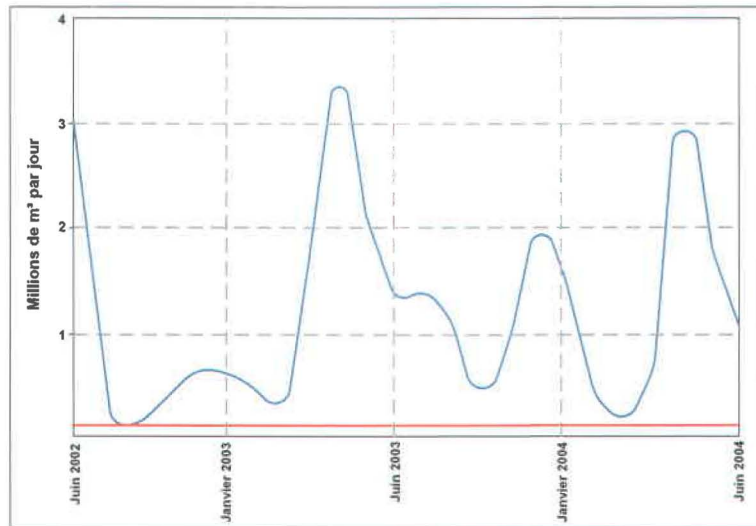


Figure 6.1 : Débits observés à la station Famine entre les mois de juin 2002 et 2004 (trait bleu) ainsi que l'estimation de l'écoulement horizontal issu de la troisième couche de sol simulée par HYDROTEL (Q_3 -trait rouge); modifiée de L'Heureux (2005). Pas à l'échelle.

6.1.1 Présentation des résultats

La présentation des résultats de simulation se base sur une sélection d'UHRH « représentatives du comportement global du bassin » dont les localisations sont présentées à la figure 6.2. Ces dernières sont divisées en deux groupes : le groupe A comprend les UHRH localisées à l'embouchure de chaque regroupement (UHRH 1, 34, 104 et 175) alors que le groupe B contient différentes UHRH localisées dans le regroupement Est (175, 177, 203 et 217). Les UHRH du groupe A sont composées de valeurs paramétriques distribuées distinctes. Les UHRH 1, 34 et 175 présentent cependant la même séquence verticale de types de sol, toutes trois étant composées exclusivement de couches d'argile. L'UHRH 104 se distingue par le fait que ses deux premières couches sont composées de loam silteux. Toutes contenues dans le regroupement Est, les UHRH du groupe B sont quant à elles essentiellement composées des mêmes valeurs paramétriques. Contrairement aux UHRH du groupe A, ces dernières se distinguent alors presque exclusivement par l'occupation du sol ainsi que par la séquence verticale de types de sol qui leur sont respectivement attribués. Les profils annuels des variables jugées les plus représentatives du comportement global de BV3C (écoulements verticaux, pourcentages de saturation en eau et évapotranspiration réelle) sont présentés à la figure 6.3. L'attribution des types de sol ainsi que la profondeur de chaque couche, les profils de l'évolution de la profondeur racinaire ainsi que la distribution de l'occupation du sol pour chaque UHRH y sont également présentés. Considérant le nombre élevé de courbes produites, ces dernières sont regroupées en trois « mosaïques » incarnant respectivement une approche distincte de présentation des résultats. La première mosaïque - présentée à la figure 6.3a - compare les profils du groupe A pour l'année 1994, considérée comme représentative d'un régime climatique « normal ». La seconde mosaïque - présentée à la figure 6.3b - propose une comparaison entre les profils du groupe B pour l'année 1994. La dernière « mosaïque » - figure 6.3c - compare les profils simulés à l'UHRH 104 pour les années 1984, 1994 et 1996, représentant trois régimes climatiques distincts soit : « sec », « normal » et « humide ».

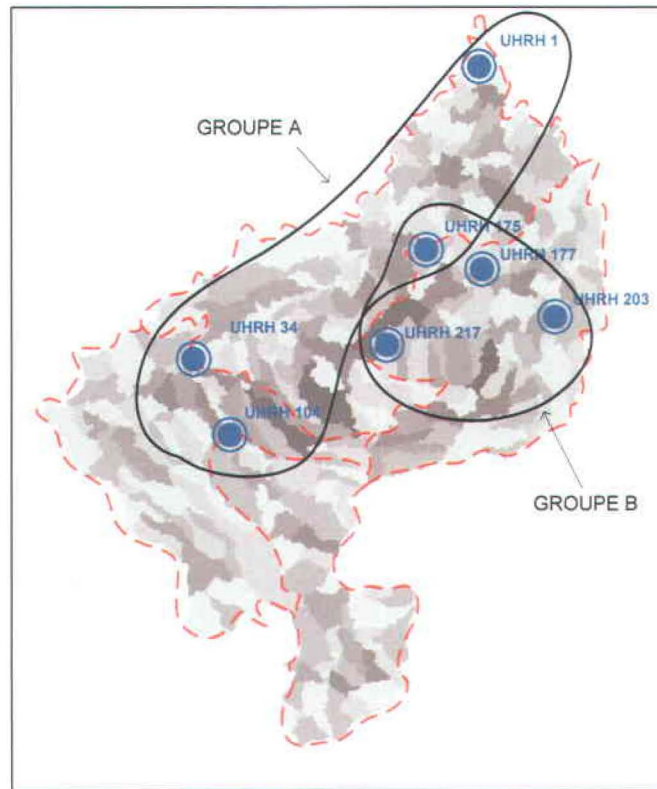


Figure 6.2 : Localisation des UHRH sélectionnés dans le cadre de l'analyse du comportement des variables internes aux calculs de BV3C.

6.1.2 Analyse des résultats

L'observation des différents profils présentés à la figure 6.3a permet d'identifier un patron de relations dominantes régissant la simulation du régime d'écoulement vertical par BV3C. Cette séquence s'interprète par le biais d'une lecture du bas vers le haut des différents profils associés à un UHRH (d'une « colonne de mosaïque »). En premier lieu, il faut considérer les profils de profondeurs racinaires, la distribution de l'occupation du sol ainsi que la profondeur (ou l'épaisseur) des couches de sol. Ces trois facteurs déterminent les profils d'évapotranspiration réelle (troisième ligne). Plus une portion significative d'une couche de sol est affectée par les racines du couvert végétal, plus l'évapotranspiration réelle qui lui est associée y est importante. Les UHRH 1 et 34 présentent notamment une occupation du sol dont la profondeur racinaire n'atteint jamais la troisième couche de sol. Les profils d'évapotranspiration réelle associés à cette couche sont donc nuls. Les UHRH 104 et 175, présentent quant à eux des profils d'évapotranspiration réelle pour la troisième couche (trait vert), la profondeur racinaire atteignant cette dernière. Il est de plus intéressant d'observer que les profils d'évapotranspiration pour l'ensemble des UHRH évoluent en concordance avec les profils de profondeur racinaire.

*Caractérisation de la recharge potentielle du bassin versant de la rivière Châteauguay
à l'aide du modèle hydrologique HYDROTEL*

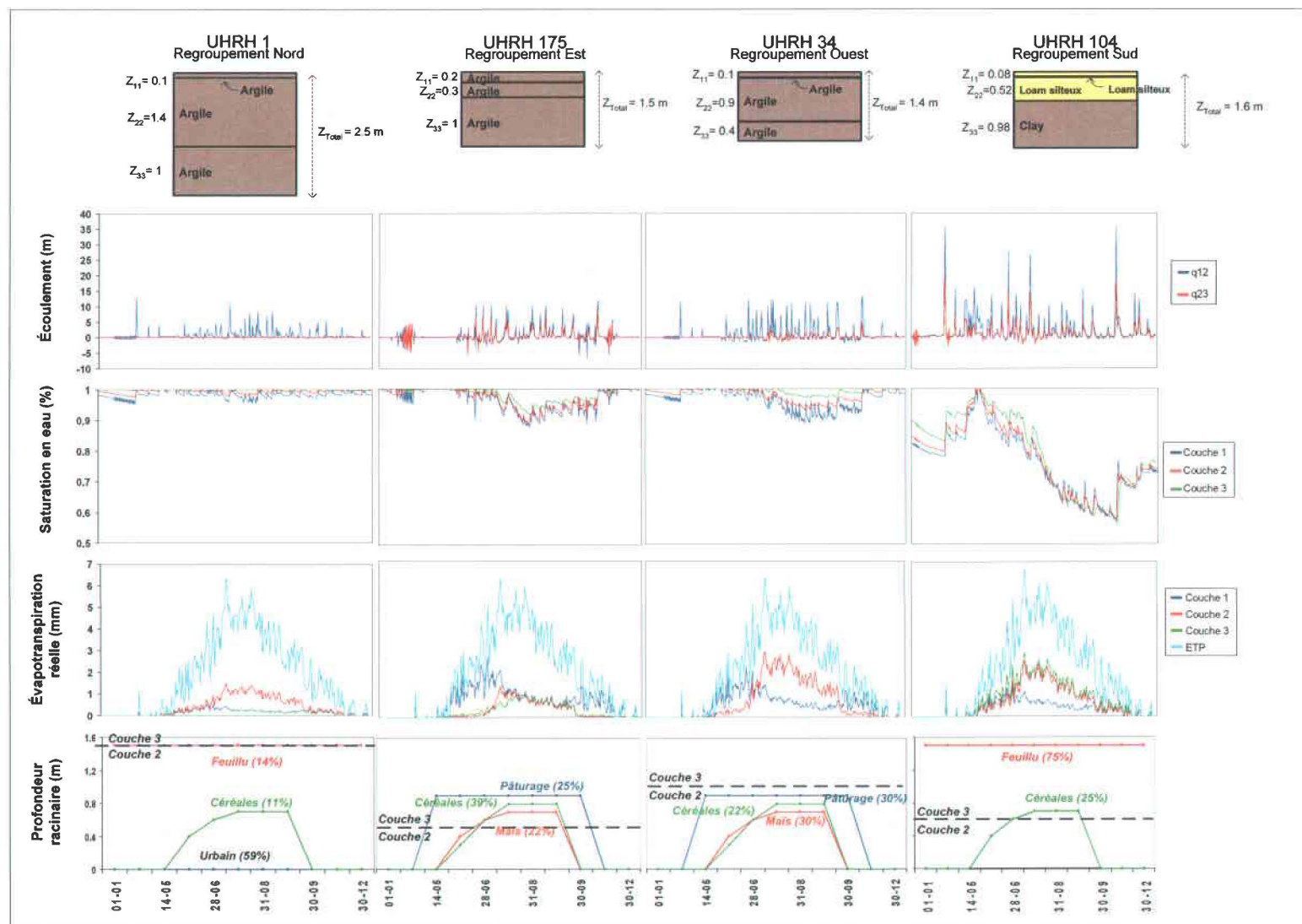


Figure 6.3 (a) : Profils des principales variables internes aux calculs de BV3C pour l'année 1994 et pour les UHRH du groupe A.

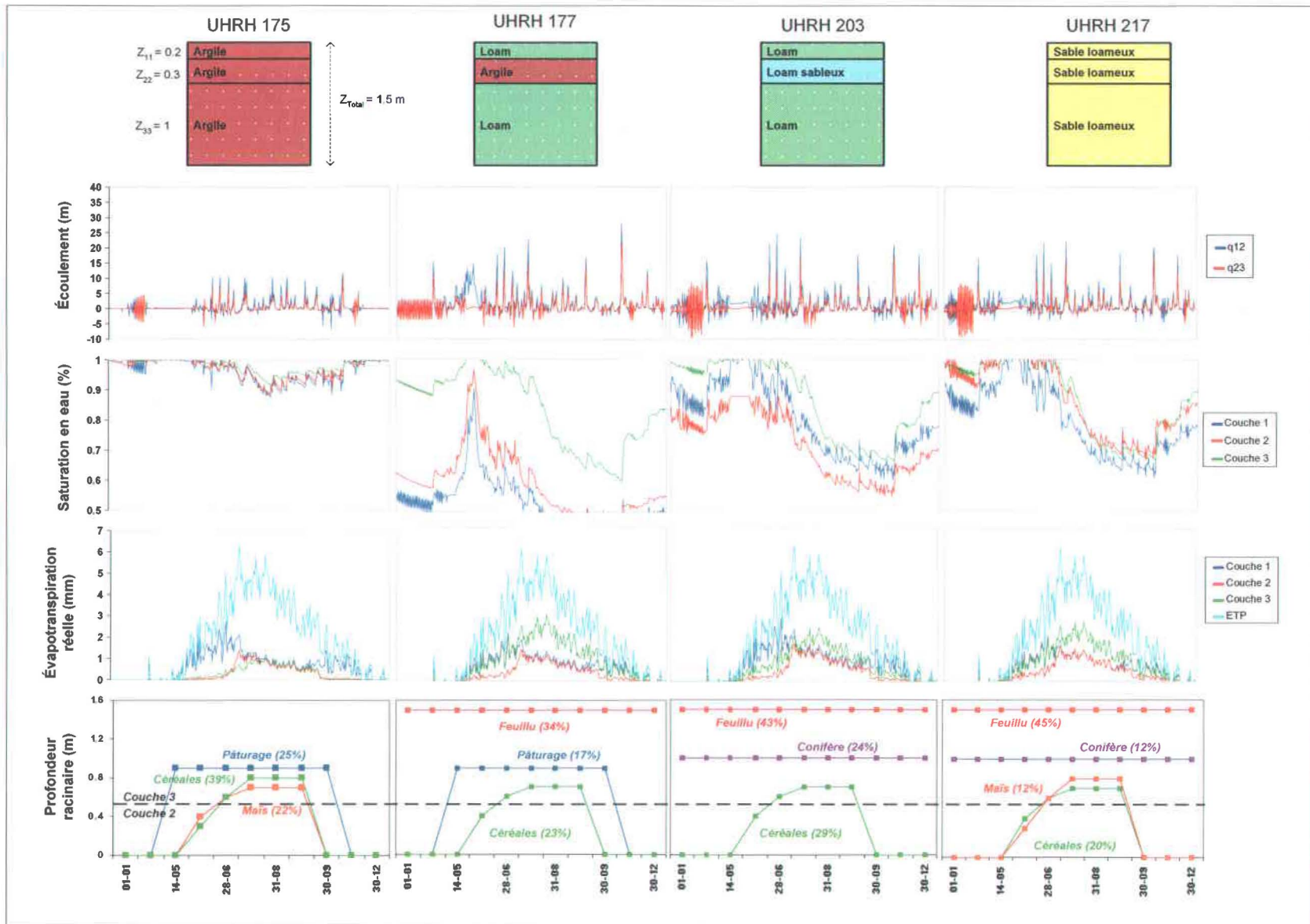


Figure 6.3(b) : Profils des principales variables internes aux calculs de BV3C pour l'année 1994 et les UHRH du groupe B.

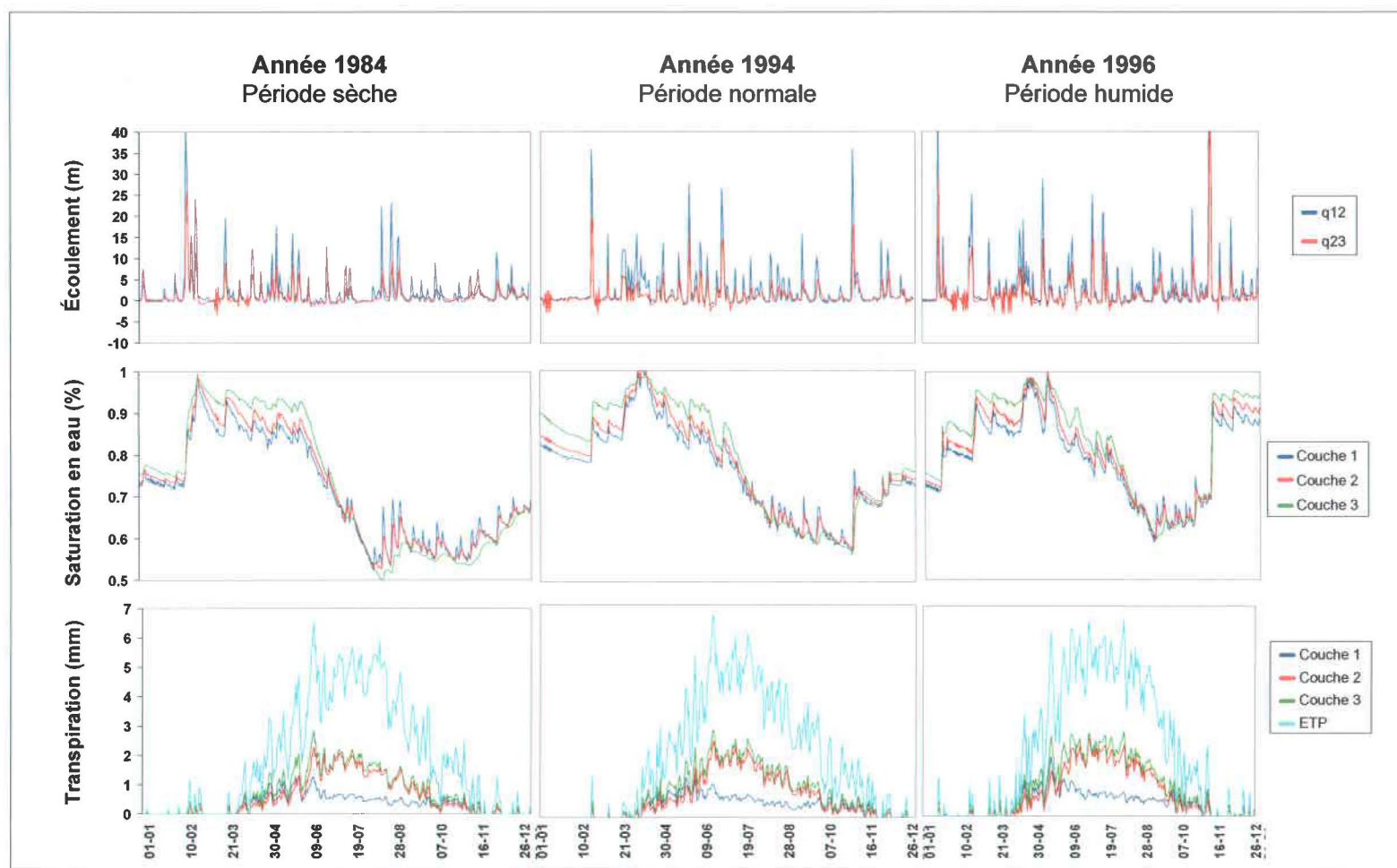


Figure 6.3(c) : Profils des principales variables internes aux calculs de BV3C pour les années 1984, 1994 et 1996 sur l'UHRH 104.

L'évapotranspiration réelle des couches de sol constitue le principal facteur déterminant les profils de saturation en eau (seconde ligne). En effet, lorsque l'évapotranspiration d'une couche de sol augmente, la saturation en eau de cette même couche diminue. À titre d'exemple, l'UHRH 104 présente un profil annuel de saturation caractérisé par une diminution significative lors la période estivale, soit lorsque les profils d'évapotranspiration réelle sont les plus élevés. En contrepartie, l'UHRH 1 présente des valeurs de saturation très élevées tout au long de l'année alors que l'évapotranspiration réelle qui lui est associée est négligeable. L'écoulement latéral des seconde et troisième couches de sol (non illustré) constitue le second facteur influençant les profils annuels de saturation. En effet, lors de la période hivernale (où l'évapotranspiration est nulle) ces profils présentent une diminution de nature constante. La troisième couche de l'UHRH 34, non affectée par les racines, présente également une réduction de nature constante lors de l'été estival. L'occurrence des variations de fortes amplitudes observées dans les profils d'écoulement entre les couches de sol (première ligne) s'explique finalement par le niveau de saturation des couches de sol. En effet, lorsque la saturation d'une couche diminue, cette dernière tend à retourner à un niveau maximal de saturation en s'alimentant par le biais de la percolation de la couche sus-jacente. Il est effectivement possible d'observer que la troisième couche de sol de l'UHRH 1 est saturée tout au long de l'année. L'écoulement vertical vers cette couche est par conséquent nul. Pour ce qui est de l'UHRH 34, le profil d'écoulement vertical entre la seconde et la troisième couche demeure nul tant et aussi longtemps que la troisième couche demeure saturée. L'écoulement vers la troisième couche ne se produit que lorsque la saturation de cette dernière diminue. L'analyse de l'ensemble des profils présentés à la figure 6.3a permet finalement de constater que les régimes d'écoulement se distinguent l'un de l'autre en fonction de la composition de l'UHRH associée. Les UHRH 1, 34 et 175, composées exclusivement de couches d'argile, présentent globalement des profils d'écoulement de plus faibles amplitudes et démontrent une forte tendance à demeurer saturées tout au long de l'année. L'UHRH 104, dont les deux premières couches sont composées de loam silteux, présente quant à lui un régime d'écoulement globalement plus variable.

La figure 6.3b compare les profils évalués pour les UHRH du groupe B. Cette approche permet d'évaluer plus précisément l'incidence de la caractérisation verticale des types de sol sur le comportement de BV3C. L'analyse des profils d'écoulements verticaux (première ligne de la mosaïque) permet notamment de constater que l'amplitude de ces profils est fortement liée à la composition des types de sol. En effet, les UHRH composées de sols plus perméables présentent des profils d'écoulements verticaux de plus fortes amplitudes et contenant un plus grand nombre de pics. Une attention plus spécifique doit être apportée aux profils d'écoulements verticaux des UHRH 177 et 203. Les premières et troisièmes couches de ces deux UHRH sont composées du même type de sol, soit le loam. La seconde couche passe cependant de l'argile pour l'UHRH 177 au loam sableux (« sandy loam ») pour l'UHRH 203. L'UHRH 177 représente ainsi le cas d'une couche aquiclude contenue dans une formation relativement perméable. Intuitivement, cette configuration devrait impliquer une saturation systémique de la couche imperméable, contraignant ainsi l'écoulement vers la couche sous-jacente et provoquant une augmentation des pourcentages de saturation en eau dans la couche qui lui est superposée. Or, ce phénomène n'est pas observé dans le profil de l'UHRH 177. La comparaison avec les profils de l'UHRH 203 permet de constater que les écoulements verticaux sont de nature similaire et que la saturation de la première couche de sol de l'UHRH 177 est significativement moindre. Cette incohérence pourrait découler du caractère réducteur de l'hypothèse de Mahrt et Pan (1984) développée à la sous-section 3.2.3.2. Cette dernière détermine la conductivité hydraulique verticale entre deux couches de sol en imposant la valeur de la couche ayant la conductivité hydraulique la plus élevée. L'incidence de la conductivité hydraulique des couches de types argileuses (relativement moins élevée) sur l'écoulement vertical semble significativement négligée par cette hypothèse.

La figure 6.3c présente les profils observés sur l'UHRH 104 pour les années 1984, 1994 et 1996, ces dernières représentant trois régimes climatiques distincts soit : « sec », « normal » et « humide ». En observant les profils d'écoulements verticaux et de saturation en eau, il est possible de constater que ces derniers présentent des comportements de nature similaire et globalement cohérents avec le régime auquel ils sont exposés. En effet, les amplitudes des profils d'écoulements verticaux sont d'autant plus grandes que le régime climatique tend vers un régime plus humide. Cette relation ne semble cependant pas systématiquement valable dans la mesure où les profils de saturation en eau pour l'année 1994 (« normale ») et 1996 (« humide ») ne présentent pas de distinctions significatives.

6.2 Quantification de la recharge potentielle

Cette section présente les valeurs annuelles et spatialement agrégées de recharge potentielle sur le bassin de la rivière Châteauguay sur la période allant de 1980 à 2005 telles qu'estimées par BV3C. L'estimation de la recharge potentielle proposée par BV3C se fonde essentiellement sur l'évaluation de l'écoulement vertical entre la seconde et la troisième couche de sol (q_{23}). Il est important de noter que cette approche induit une surestimation de la recharge potentielle, car la transpiration de la troisième couche de sol (Tr_3) n'y est pas soustraite. HYDROTEL n'offre effectivement pas la possibilité d'établir automatiquement une estimation agrégée de cette variable. La recharge potentielle s'exprime alors pour chaque UHRH sur une base annuelle, soit en termes absolus (R_{UHRH} - expression 6.1a), soit en termes relatifs (\bar{R}_{UHRH} - expression 6.1b), c'est-à-dire pondérés par les précipitations totales annuelles (P) :

$$R_{UHRH} = \sum_a q_{23} \quad (6.1a)$$

$$\bar{R}_{UHRH} = \frac{\sum_a q_{23}}{\sum_a P} \quad (6.1b)$$

Une valeur positive attribuée à R_{UHRH} ou à \bar{R}_{UHRH} fait théoriquement référence à un écoulement vers le bas alors qu'une valeur négative, à une remontée vers une couche sus-jacente. L'expression 6.2 ci-dessous permet finalement d'exprimer la recharge potentielle annuelle sur l'ensemble du bassin (R_{BASSIN}), soit en termes volumique (6.2a), soit en termes de lame d'eau (6.2b) :

$$R_{BASSIN}[V] = \sum_{UHRH} (R_{UHRH} \cdot A_{UHRH}) \quad (6.2a)$$

$$R_{BASSIN}[L] = \frac{R_{BASSIN}}{A_{BASSIN}} \quad (6.2b)$$

où A_{UHRH} est la superficie de chaque UHRH.

Les travaux de Croteau (2006) présentent une méthode de caractérisation de la recharge se basant sur l'intégration d'un modèle unidimensionnel d'écoulement (HELP, voir figure 4.4) et un système d'information géographique (SIG). Un maillage orthogonal de 250 m par 250m appliqué sur le bassin versant de la rivière Châteauguay permet de distribuer spatialement la caractérisation des propriétés géomorphologiques du bassin ainsi que du régime climatique. Le modèle est notamment calé à l'aide de valeurs d'écoulement souterrain (le débit de base sommé à l'écoulement hypodermique) obtenues à partir d'un algorithme de séparation d'hydrogramme. Les simulations menées sur 39 années permettent l'estimation annuelle des différentes composantes du bilan hydrologique (précipitations, évapotranspiration, ruissellement en surface, écoulement souterrain et recharge) ainsi que l'identification des zones et périodes de recharge. Les résultats sont finalement validés avec les travaux de Blanchette (2006) portant sur la signature géochimique des eaux souterraines du bassin de la Châteauguay.

La figure 6.4 présente les valeurs de R_{BASSIN} exprimées en mm/a produites par BV3C sur la période allant de 1980 à 2001. Ces dernières (trait bleu) sont de plus comparées aux estimations de composantes du bilan hydrique (traits rouges) produites par Croteau (2006) : les carrés correspondent aux valeurs annuelles de recharge effective alors que les croix expriment la somme de la recharge effective et de l'écoulement souterrain horizontal (ci-dessous nommé « bilan souterrain »). L'analyse comparative entre ces différentes courbes doit se faire avec circonspection dans la mesure où elles ont été produites à partir d'hypothèses distinctes et qu'elles ne représentent pas tout à fait les mêmes phénomènes. En premier lieu, il semble cohérent de retrouver les valeurs d'estimation de la recharge potentielle produites par BV3C (trait bleu) à mi-chemin entre les valeurs de recharge effective et de bilan souterrain (traits rouges). En effet, l'estimation de la recharge potentielle évaluée par BV3C est tronquée de l'écoulement horizontal de la seconde couche de sol (Q_2), cette dernière allant rejoindre directement le réseau hydrographique. Ceci découle de la relation 1.1 voulant que la recharge potentielle soit équivalente à la somme de la recharge effective et de l'écoulement souterrain (bilan souterrain). Il est de plus rassurant d'observer que le profil de l'estimation de la recharge potentielle soit généralement en phase avec les profils estimés par Croteau (2006). En effet, les amplitudes d'oscillations des estimations de la recharge annuelle diminuent en fonction de la profondeur où cette dernière est évaluée.

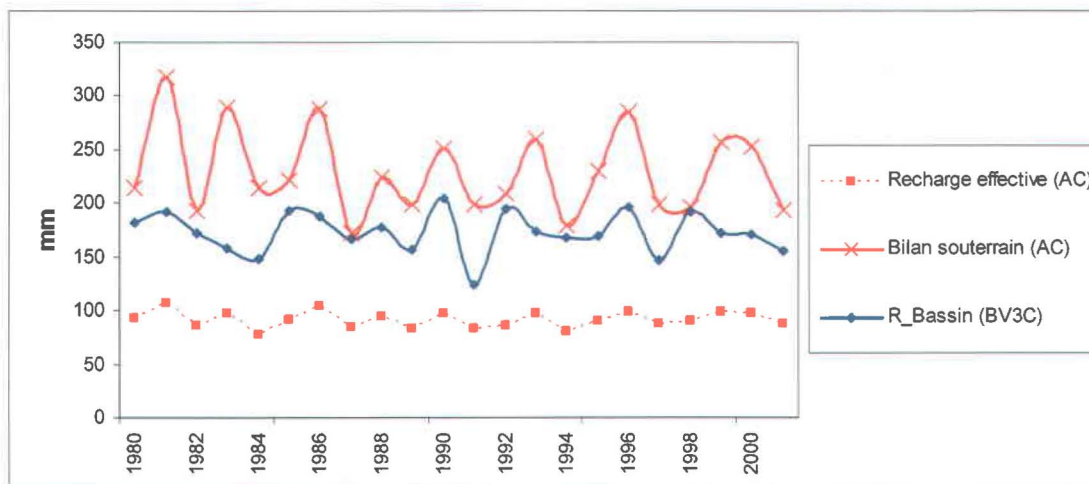


Figure 6.4 : Quantification de la recharge potentielle linéaire annuelle (R_{BASSIN} - mm/a) sur le bassin de la rivière Châteauguay sur la période allant de 1980 à 2001 et comparaison avec les résultats issus des travaux de Croteau (2006), dénommés (AC).

Il serait finalement intéressant d'estimer les valeurs annuelles agrégées de $Tr3$ afin d'en évaluer l'incidence sur la concordance entre les résultats présentés à la figure 6.4. La valeur moyenne de la recharge potentielle sur le bassin de la rivière Châteauguay pour la période allant de 1980 à 2005 serait donc de 175 mm/a (comparativement à 91 mm pour la recharge effective estimée par Croteau, 2006), ce qui correspond en termes volumiques à une moyenne de 541 Mm³/a. Le minimum simulé est de 385 Mm³/a pour l'année 1991 et le maximum, 638 Mm³/a pour 2005.

6.3 Distribution de la recharge potentielle

La figure 6.5 ci-dessous présente une comparaison entre les distributions spatiales des valeurs moyennes de R_{UHRH} (figure 6.5a et expression 6.1a) et \bar{R}_{UHRH} (figure 6.5b et expression 6.1b) sur la période allant de 1980 à 2005. Globalement, les valeurs de recharges potentielles associées au regroupement Nord sont plus faibles que celles observées sur les regroupements Est et Ouest. Le regroupement Sud présente finalement les valeurs de recharges potentielles les plus élevées. Il est ici important d'observer la présence d'une grande variabilité dans la distribution des valeurs de recharge potentielle d'un regroupement d'UHRH à l'autre et ce, plus spécifiquement pour la distribution en termes relatifs (figure 6.5b). Il est de plus possible d'observer que les variations de \bar{R}_{UHRH} sont de moindre envergure à l'intérieur d'un même regroupement d'UHRH. Ces observations laissent supposer que l'attribution des valeurs paramétriques distribuées induit une incidence dominante sur l'estimation de la recharge potentielle. La figure 6.6 présente les distributions de \bar{R}_{UHRH} pour les années 1984 et 1996, représentant respectivement les régimes climatiques « sec » et « humide ». La comparaison entre les deux distributions (et celle présentée à la figure 6.5) ne montre aucune variation significative dans la distribution de la recharge potentielle. Cette observation permet de considérer \bar{R}_{UHRH} comme un indicateur robuste des zones de recharge. La figure 6.7 permet d'observer de grandes différences à l'intérieur des regroupements entre les régimes climatiques sec et humide. La variabilité est cependant moindre pour le régime humide.

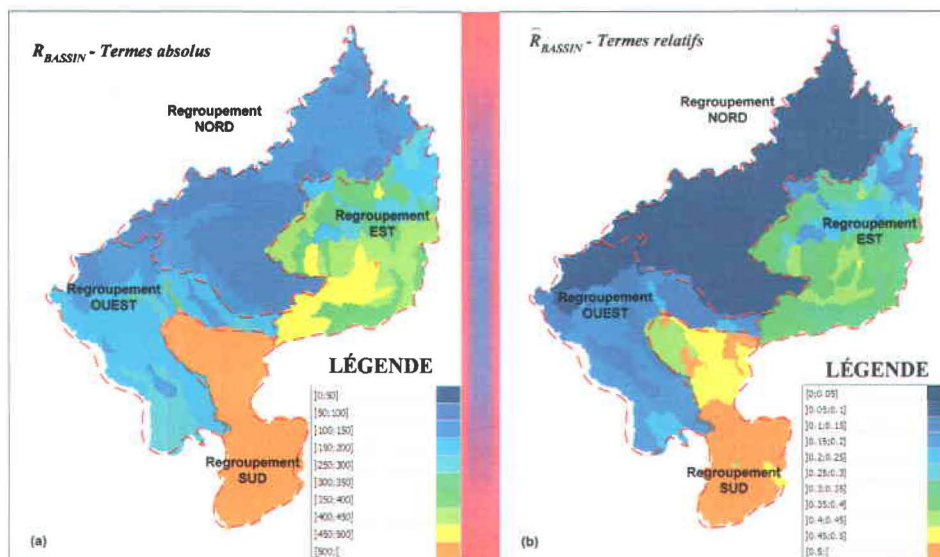


Figure 6.5 : Distribution de l'estimation de la recharge potentielle moyenne sur la période allant de 1980 à 2005; (a) distribution en termes absolus; (b) distribution en termes relatifs.

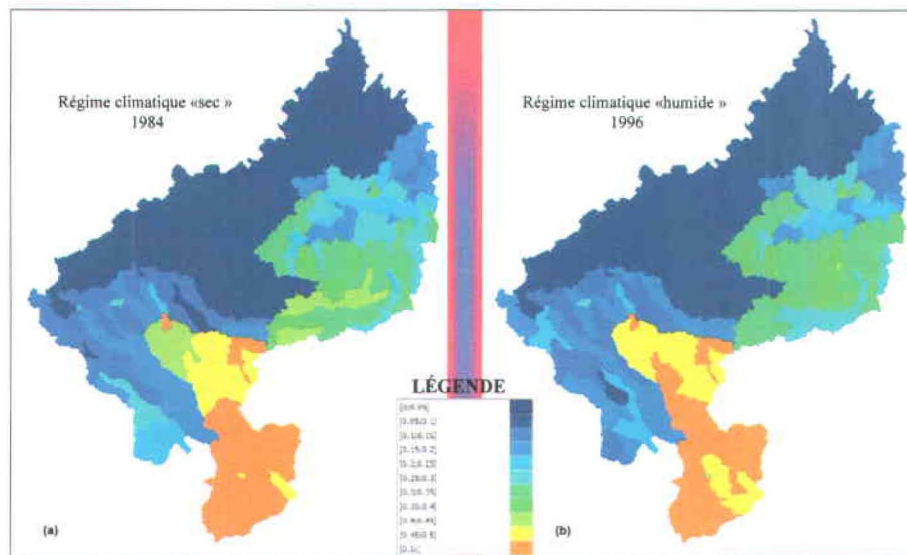


Figure 6.6 : Comparaison entre les distributions de \bar{R}_{UHRH} pour différents régimes climatiques; (a) l'année 1984 correspond à un régime « sec »; (b) l'année 1996 correspond à un régime « humide ».

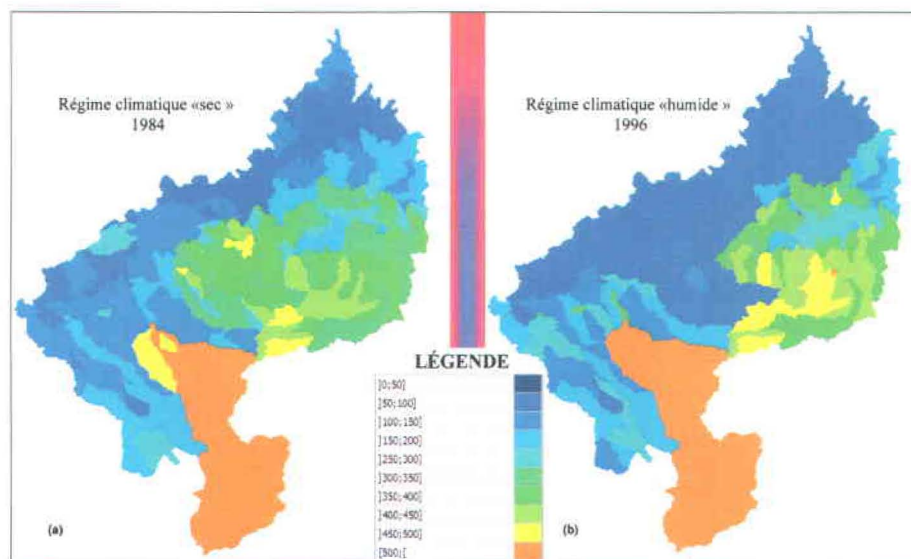


Figure 6.7 : Comparaison entre les distributions de R_{UHRH} pour différents régimes climatiques; (a) l'année 1984 correspond à un régime « sec »; (b) l'année 1996 correspond à un régime « humide ».

La figure 6.8 ci-dessous présente la distribution des valeurs moyennes de \bar{R}_{UHRH} sur la période allant de 1980 à 2005. Les zones de recharges effectives telles qu'identifiées dans le cadre du projet de caractérisation hydrogéologique régionale du bassin versant de la rivière Châteauguay mené conjointement par la CGC et le MDDEP sont superposées à cette distribution. La concordance entre les deux distributions s'avère relativement bonne en ce qui a trait aux zones de faible recharge (regroupement Nord) et de recharge intermédiaire (regroupement Est et Ouest). Toutefois, la distribution des valeurs moyennes de \bar{R} ne permet pas de faire ressortir adéquatement la zone de recharge élevée localisée au cœur du bassin. Deux principales

hypothèses peuvent expliquer l'incapacité du modèle à identifier la zone de forte recharge. La première (et celle qui semble la plus probable), suppose l'existence d'un ou plusieurs paramètres distribués à l'échelle des regroupements d'UHRH ayant une incidence dominante sur l'estimation de la recharge potentielle. L'attribution de valeurs paramétriques distinctes d'un regroupement à l'autre expliquerait ainsi la grande variabilité observée entre les valeurs estimées pour chaque regroupement. Dans la mesure où la zone de forte recharge est localisée à cheval entre les regroupements Nord et Est, cette zone n'est que partiellement identifiée. La seconde hypothèse repose sur le fait que la caractérisation des propriétés hydrodynamiques de la roche mère ait été négligée dans le cadre du traitement des données d'entrée (chapitre 4).

La figure 6.9 ci-dessous présente la distribution de R_{BASSIN} pour l'année 1994 (année « normale »). Cette distribution ne présente pas de divergence marquée entre les différents regroupements d'UHRH. Malgré un contraste moins prononcé qu'à la figure 6.8, les zones de faible recharge et de recharge intermédiaire se distinguent assez clairement. La localisation de la zone de forte recharge s'observe mieux. Les valeurs de R_{BASSIN} associées au regroupement Sud présentent cependant des valeurs apparemment trop élevées. Les hypothèses posées lors de la caractérisation des types de sol ainsi que la faible performance obtenue dans la cadre du processus de calage pour ce regroupement (voir tableau 5.8) pourrait finalement expliquer l'incapacité du modèle à fournir une distribution adéquate de la recharge potentielle pour cette zone. Le fait que les travaux de Croteau (2006) ne fournissent aucune information concernant la recharge sur cette portion du bassin limite cependant la validation de cette hypothèse.

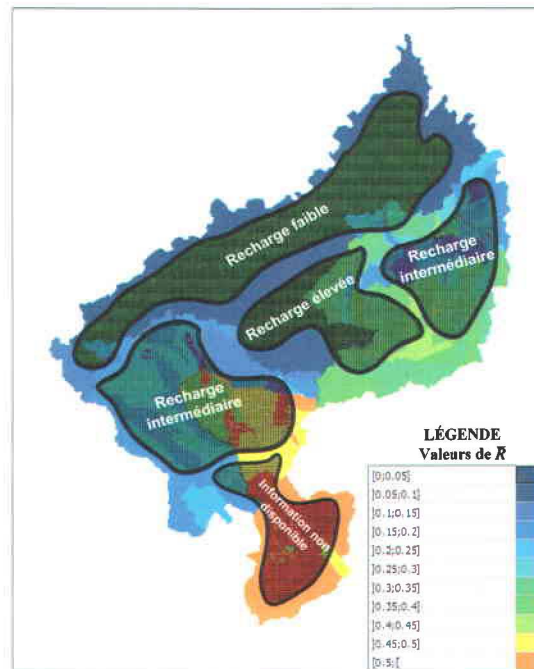


Figure 6.8 : Comparaison entre la distribution des valeurs moyennes de \bar{R}_{URH} sur la période allant de 1980 à 2005 et les zones de recharge identifiées par la Commission géologique du Canada (régions hachurées); modifié de Croteau (2006). Pas à l'échelle.

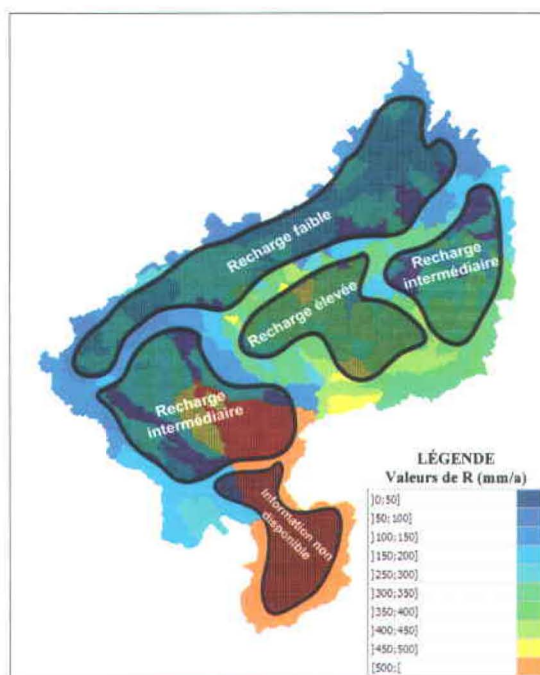


Figure 6.9 : Comparaison entre la distribution des valeurs de R_{UHRH} pour l'année 1994 (année « normale ») et les zones de recharge identifiées par la Commission géologique du Canada (régions hachurées); Modifiée de Croteau (2006). Pas à l'échelle.

6.4 Synthèse

L'analyse des profils annuels associés aux variables internes contenues dans BV3C permet de mieux comprendre le comportement global de ce dernier. Les écoulements verticaux entre les couches de sol (q_{12} et q_{23}) sont fortement liés à l'attribution des types de sol ainsi qu'à l'épaisseur des couches. Les profils de saturation démontrent que, contrairement aux conclusions de L'Heureux (2005), BV3C réussit à simuler le régime transitoire des teneurs en eau sur une base annuelle. BV3C est cependant insensible à la présence de couches aquicludes dans les sols perméables. Ceci est probablement dû au caractère réducteur de l'hypothèse issue des travaux de Mahrt et Pan (1984) déterminant la conductivité hydraulique verticale entre les couches de sol. L'analyse comparative entre les valeurs cumulées sur une base annuelle de la variable q_{23} et différentes composantes du bilan hydrologique produites par Croteau (2006) permet d'identifier des similitudes. Cette analyse est cependant restreinte de par le fait que la transpiration de la troisième couche de sol ne peut être soustraite à la variable q_{23} . Les distributions spatiales des valeurs moyennes pour les estimations absolue et pondérée de la recharge potentielle présentent des différences significatives d'un regroupement d'UHRH à l'autre. Ceci laisse supposer que la distribution des valeurs paramétriques a une incidence dominante sur la caractérisation de la variable q_{23} . Les distributions spatiales des valeurs annuelles de q_{23} pour les années 1984 et 1994 (représentant des régimes climatiques respectivement « sec » et « normal ») sont en accord avec les zones de recharge évaluées par Croteau (2006). Toutes ces observations viennent soutenir l'hypothèse qu'une distribution spatiale de la recharge peut être adéquatement définie à partir d'un modèle hydrologique calé pour des débits en rivière. Ce qui constitue une indication de la robustesse globale du modèle HYDROTEL.

7. Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité permet d'étudier l'influence d'un ou plusieurs paramètres sur le comportement du système. Les travaux de Lavigne (2007) ont notamment porté sur la sensibilité des débits en rivière simulés par HYDROTEL par rapport à l'ensemble des paramètres contenus dans le modèle. Dans le cadre de ce projet de recherche, l'analyse de sensibilité porte plus spécifiquement sur la variable q_{23} , soit l'écoulement vertical entre la deuxième et la troisième couche de sol, cette dernière étant associée à la recharge potentielle. Cet exercice a pour but de mieux comprendre le comportement du sous-modèle BV3C tout en tentant de fournir des explications aux incohérences soulevées lors de l'analyse des résultats (chapitre 6). Ces éléments d'information pourront éventuellement permettre une amélioration du processus de calage du sous-modèle. Ce chapitre se divise donc en quatre principales sections : une définition analytique de la notion de sensibilité (section 7.1); la sélection des paramètres impliqués dans l'analyse de sensibilité (section 7.2); la détermination des domaines différentiels absolus et relatifs (section 7.3); la présentation et l'analyse des résultats (section 7.4).

7.1 Définition analytique de la notion de sensibilité

McCuen (1973) définit au sens large la notion de sensibilité comme le rapport entre le taux de variation d'un paramètre et le taux de variation d'une variable qui lui est associée. L'expression générale de la sensibilité développée en série de Taylor prend la forme suivante :

$$f(F_i + \Delta F_i, F_{j|j \neq i}) = O_0 + \frac{\partial O_0}{\partial F_i} \Delta F_i + \frac{1}{2!} \frac{\partial^2 O_0}{\partial F_i^2} \Delta F_i^2 + \dots \quad (7.1)$$

où F_j représente l'ensemble des paramètres du modèle posés comme constants; F_i est la valeur de référence du paramètre auquel est appliqué un différentiel ΔF_i ; O_0 est la valeur des résultats produits par le modèle avec jeu initial de valeurs paramétriques, c'est-à-dire lorsque $\Delta F_i = 0$.

En posant l'hypothèse que seul le terme linéaire de l'expression (7.1) soit significatif, il devient possible d'isoler l'expression analytique de la sensibilité tel que :

$$S = \frac{\partial O_0}{\partial F_i} = \frac{f(F_i + \Delta F_i, F_{j|j \neq i}) - f(F_1, F_2, \dots, F_n)}{\Delta F_i} \quad (7.2)$$

Deux principales formes de sensibilité sont généralement utilisées en modélisation hydrologique. La première, dite « absolue » ou bien « méthode de perturbation des facteurs », représente le taux de variation des facteurs analysés par la forme numérique agrégée de l'équation (7.2) :

$$S = \frac{\Delta O_0}{\Delta F_i} \quad (7.3)$$

L'analyse de sensibilité absolue (S) présente l'avantage de couvrir l'intégralité du domaine différentiel absolu pour l'ensemble des paramètres (voir section 7.3). Cette approche est cependant contrainte par le fait qu'elle définit la sensibilité en fonction des unités associées aux facteurs analysés.

La seconde forme de sensibilité, dite « relative », pondère les différentiels associés aux paramètres du modèle (ΔF_i) ainsi qu'aux résultats produits par ce dernier (ΔO_0) par leur valeur respective (F_i et O_0):

$$S_R = \frac{\Delta O_0 / O_0}{\Delta F_i / F_i} \quad (7.4)$$

Cette valeur adimensionnelle de la sensibilité (S_R) permet ainsi l'analyse comparative entre différents paramètres, indépendamment des unités qui leur sont associées. Cette approche est cependant contrainte par un domaine différentiel plus restreint (voir section 7.3).

7.2 Sélection des paramètres

Dans le cadre de ce projet de recherche, l'analyse de sensibilité se base sur un groupe assez large de paramètres de calage contenus dans BV3C. Ces derniers sont sélectionnés en fonction de leur incidence potentielle sur la variable analysée q_{23} . Ce choix se base essentiellement sur les relations développées dans le cadre théorique (chapitre 3). La liste des paramètres sélectionnés est présentée au tableau 7.1.

Tableau 7.1 : Paramètres sélectionnés pour l'analyse de sensibilité de la variable q_{23} .

| Paramètres | Annotation |
|--|------------|
| Épaisseur de la première couche de sol (m) | Z_{11} |
| Épaisseur de la seconde couche de sol (m) * | Z_{22} |
| Épaisseur de la troisième couche de sol (m) * | Z_{33} |
| Coefficient d'extinction (-) | CE |
| Coefficient de récession (m/h) | CR |
| Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement (-) | CA |
| Variation maximale de l'humidité relative par pas de temps (-) | VM |

* Ne pas confondre avec la limite inférieure de la couche de sol (ex : $Z_{22} = Z_2 - Z_1$).

7.3 Détermination des domaines différentiels

Le domaine différentiel absolu pour un paramètre donné (DDA_i) se définit donc comme l'intervalle circonscrit par les valeurs minimale et maximale pouvant être attribuées à ce paramètre (respectivement F_{imin} et F_{imax}) respectant la physique du phénomène et les contraintes analytiques du modèle. Cet intervalle est indépendant des valeurs de référence attribuées par le modélisateur suite au processus de calage (F_i).

$$DDA_i \equiv [F_{imin}; F_{imax}] \quad (7.5)$$

Le tableau 7.2 ci-dessous présente les limites des domaines différentiels absolus (DDA) ainsi que les valeurs de référence (F_i) pour chaque paramètre énoncé au tableau 7.1 et pour les UHRH du groupe A, ces dernières étant localisées à l'embouchure des quatre regroupements.

Tableau 7.2 : Valeurs des limites minimales et maximales du domaine différentiel absolu (F_{imin} et F_{imax}) ainsi que valeurs paramétriques de référence (F_i) pour les quatre UHRH sélectionnés.

| Paramètres | Limites du domaine différentiel absolu | | Valeurs de référence (F_i) | | | |
|-----------------------|--|------------|--------------------------------|---------|----------|----------|
| | F_{imin} | F_{imax} | UHRH 1 | UHRH 34 | UHRH 104 | UHRH 175 |
| Z₁₁ | 0.01 | 0.9 | 0.1 | 0.1 | 0.08 | 0.2 |
| Z₂₂ | 0.1 | 1.8 | 1.4 | 0.9 | 0.52 | 0.3 |
| Z₃₃ | 0.1 | 2.9 | 1 | 0.5 | 0.9 | 1 |
| CE | 0.1 | 1 | 0.6 | 0.6 | 0.6 | 0.6 |
| CR | 1E-7 | 1E-3 | 5E-6 | 1E-6 | 9E-5 | 5E-6 |
| CA | 0.5 | 1.5 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| VM | 0.001 | 1 | 0.01 | 0.3 | 0.01 | 0.05 |

Les limites du domaine différentiel relatif pour un paramètre donné (DDR_i) se déterminent par l'application d'un différentiel pondéré ($\Delta F_r/F_r$) à la valeur de référence du paramètre (F_i):

$$DDR_i \equiv \left[F_i \cdot \left(1 - \frac{\Delta F_r}{F_r} \right); F_i \cdot \left(1 + \frac{\Delta F_r}{F_r} \right) \right] \quad (7.6)$$

La comparaison de la sensibilité relative entre différents facteurs (F_n) impose l'application d'un différentiel pondéré ($\Delta F_r/F_r$) équivalent d'un facteur à l'autre, tel que :

$$\frac{\Delta F_i}{F_i} = \frac{\Delta F_{i+1}}{F_{i+1}} = \dots = \frac{\Delta F_n}{F_n} = \frac{\Delta F_r}{F_r} \quad (7.7)$$

Si cette condition n'est pas respectée, un facteur possédant une valeur quantitative par nature plus élevée ($F_i > F_{i+1}$), induira des valeurs de sensibilité relative plus élevées, sans nécessairement avoir une incidence plus significative sur les valeurs du facteur analysé (O_0).

Les limites du domaine différentiel relatif pour l'ensemble des paramètres doivent de plus nécessairement être circonscrites dans le domaine différentiel absolu (DDA_i). L'analyse de sensibilité relative doit ainsi s'opérer avec le différentiel pondéré évalué aux limites du domaine différentiel absolu ayant la valeur minimale.

$$\frac{\Delta F_r}{F_r} = \min \left(\frac{F_i - F_{i \min}}{F_i}, \frac{F_{i+1} - F_{i+1 \min}}{F_{i+1}}, \dots, \frac{F_n - F_{n \min}}{F_n}, \frac{F_i - F_{i \max}}{F_i}, \frac{F_{i+1} - F_{i+1 \max}}{F_{i+1}}, \dots, \frac{F_n - F_{n \max}}{F_n} \right) \quad (7.8)$$

Le tableau 7.3 présente l'ensemble des différentiels pondérés évalués aux valeurs limites des intervalles définis au tableau 7.2. La valeur minimale de 30% correspond ainsi au différentiel pondéré ($\Delta F_r/F_r$) respectant les conditions émises aux expressions 7.7 et 7.8.

Tableau 7.3 : Différentiels pondérés associés aux limites du domaine différentiel absolu.

| Paramètres | Différentiels pondérés | | | |
|-----------------------|------------------------|----------|-------------|----------|
| | UHRH 1 | UHRH 34 | UHRH 104 | UHRH 175 |
| Z₁₁ | 0.9/8 | 0.9/8 | 0.875/10.25 | 0.95/3.5 |
| Z₂₂ | 0.93/0.30* | 0.88/1 | 0.81/2.46 | 0.97/5 |
| Z₃₃ | 0.9/1.9 | 0.8/4.8 | 0.89/2.22 | 0.9/1.9 |
| CE | 0.83/0.67 | 0.9/1.9 | 0.9/1.9 | 0.9/1.9 |
| CR | 0.98/199 | 0.9/999 | 0.99/10.1 | 0.9/999 |
| CA | 0.5/0.5 | 0.5/0.5 | 0.5/0.5 | 0.5/0.5 |
| VM | 0.9/99 | 1.00/2.3 | 0.9/99 | 0.98/19 |

* Valeur minimale

Le tableau 7.4 présente finalement les limites des domaines différentiels relatifs (DDR) évaluées pour chaque paramètre, ces derniers découlent de l'application d'un différentiel pondéré ($\Delta F_r/F_r$) de 30% appliqué à l'ensemble des valeurs paramétriques de référence tel qu'explicité à la relation 7.6.

Tableau 7.4 : Valeurs des limites minimales et maximales des domaines différentiels relatifs découlant de l'application d'un différentiel pondéré de $\pm 30\%$ appliqué aux valeurs paramétriques de référence.

| Paramètres | UHRH 1 | | UHRH 34 | | UHRH 104 | | UHRH 175 | |
|-----------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | 0.7 F_i | 1.3 F_i | 0.7 F_i | 1.3 F_i | 0.7 F_i | 1.3 F_i | 0.7 F_i | 1.3 F_i |
| Z₁₁ | 0.07 | 0.13 | 0.07 | 0.13 | 0.056 | 0.104 | 0.14 | 0.26 |
| Z₂₂ | 0.98 | 1.82 | 0.63 | 1.17 | 0.364 | 0.676 | 0.21 | 0.39 |
| Z₃₃ | 0.7 | 1.3 | 0.35 | 0.65 | 0.63 | 1.17 | 0.7 | 1.3 |
| CE | 0.42 | 0.78 | 0.42 | 0.78 | 0.42 | 0.78 | 0.42 | 0.78 |
| CR | 3.5E-6 | 6.5E-6 | 0.7E-7 | 1.3E-6 | 6.3 E-5 | 1.17E-4 | 3.5E-6 | 6.5E-6 |
| CA | 0.7 | 1.3 | 0.7 | 1.3 | 0.7 | 1.3 | 0.7 | 1.3 |
| VM | 0.007 | 0.013 | 0.21 | 0.39 | 0.007 | 0.013 | 0.035 | 0.065 |

7.4 Présentation des résultats

Pour chacun des domaines différentiels définis à la section précédente, un profil de la variable q_{23} est simulé par HYDROTEL pour l'année 1994. Cette année a préalablement été identifiée comme représentative d'un régime climatique « normal ». Les profils de sensibilité absolue (S) et relative (S_R) sont alors produits selon les expressions 7.3 et 7.4. La présente section a pour objectif d'analyser la sensibilité de la variable q_{23} , permettant ainsi de mieux comprendre l'incidence des différents paramètres contenus dans BV3C sur l'estimation de la recharge qu'il produit.

7.4.1 Résultats de l'analyse de sensibilité absolue

Pour chaque paramètre énuméré au tableau 7.2 ainsi que pour les quatre UHRH du groupe A, la valeur absolue de l'écart entre les profils de sensibilité absolue (ΔS) est évaluée aux limites du domaine différentiel absolu tel que :

$$\Delta S = |O_0(F_{i\max}) - O_0(F_{i\min})| \quad (7.9)$$

Cet indicateur, qui s'exprime en termes de la variable analysée (O_0), révèle l'ampleur potentiellement observable de l'incidence d'un paramètre donné sur la variable q_{23} . La nature de la relation qui lie le paramètre avec la variable q_{23} , à savoir si elle est proportionnelle ou inversement proportionnelle, ne peut cependant y être observée. L'ensemble des profils annuels de ΔS est présenté à la figure 7.1. Il est ici important de rappeler que l'UHRH 1 (trait bleu) est composée d'épaisses couches d'argile, que les UHRH 34 (trait rouge) et 175 (trait jaune) sont composées de couches d'argiles relativement plus minces. Les deux premières couches de l'UHRH 104 (trait vert) sont quant à elles composées de loam silteux. Il est possible de constater la forte sensibilité du modèle dans le temps ainsi que d'une UHRH à l'autre. Il semble impossible d'identifier quelconque relation de nature permanente et spatialement homogène entre les différents paramètres et la variable q_{23} .

Il est également possible d'observer que l'ampleur des pics de sensibilité absolue varie significativement d'un paramètre à l'autre. Le paramètre VM présente une valeur extrême de 85 mm lors de l'étiage hivernal. Ce pic semble un événement isolé, mais illustre que l'utilisation de valeurs extrêmes de VM peut provoquer des aberrations significatives sur l'estimation de la variable q_{23} . Les profils associés aux paramètres Z_{33} et Z_{11} présentent respectivement des pics de l'ordre de 24 mm et de 16 mm, ce qui les situe au-dessus des pics observés pour les profils des paramètres CR (15 mm), Z_{22} et VM (10 mm). Les paramètres CE (3 mm) et CA (valeurs nulles - non présentées à la figure 7.1) sont identifiés comme des paramètres ayant des incidences négligeables sur la variable q_{23} .

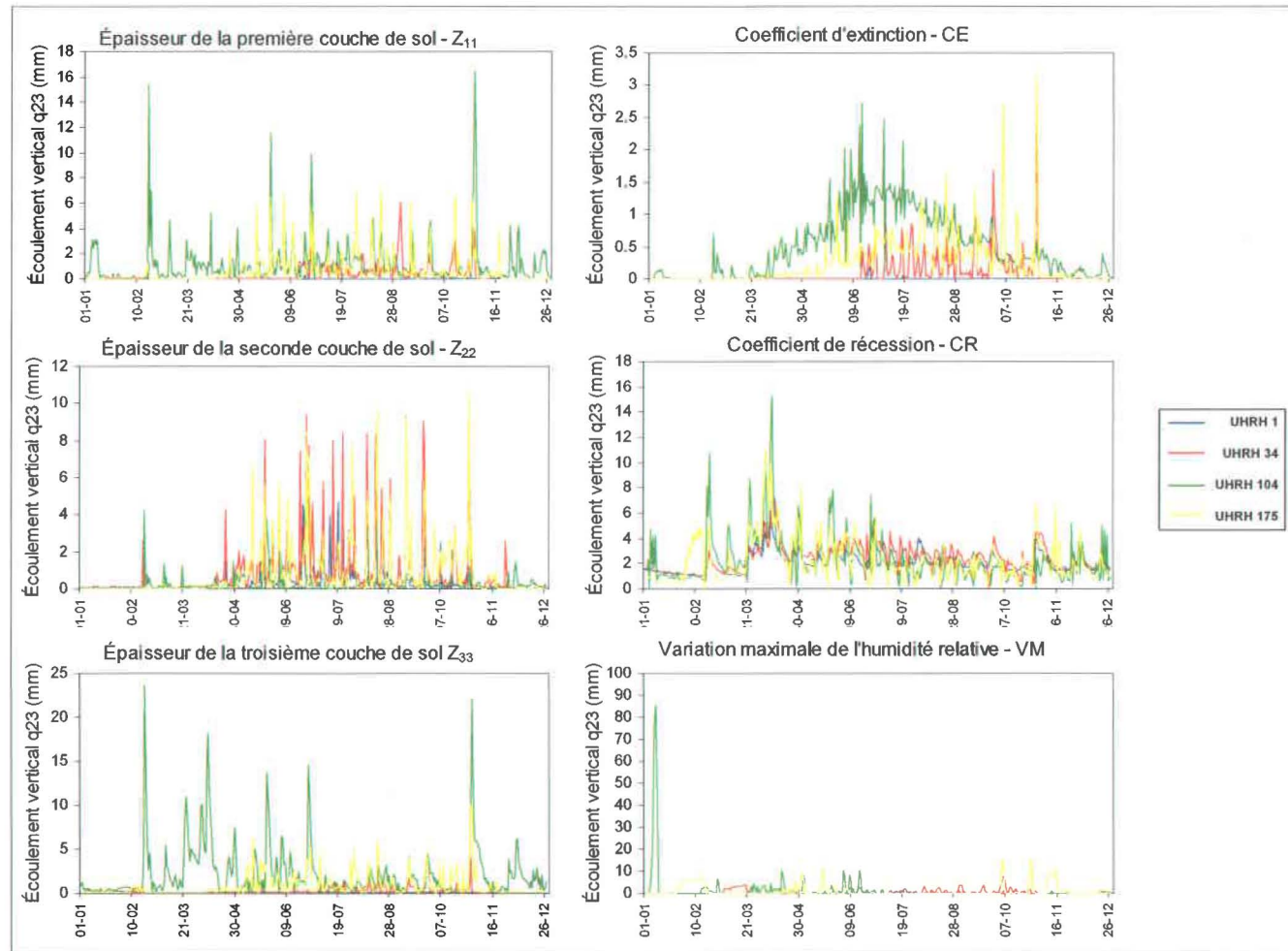


Figure 7.1 : Écarts entre les profils de sensibilité absolue (ΔS) de l'écoulement vertical entre la seconde et la troisième couche de sol (q_{23}) évalués aux limites des domaines différentiels absolus, simulations effectuées pour l'année 1994 et les UHRH du groupe A (1, 34, 104 et 175).

Afin de clarifier l'analyse développée ci-dessous, les UHRH sont catégorisées en fonction des faciès de sol qu'elles présentent. Une UHRH constituée d'épaisses couches de sol de type argileux est ainsi considérée comme présentant un faciès de type « imperméable » alors qu'une UHRH constituée de minces couches de sol de type sableux présente un faciès dit « perméable ». En comparant ainsi l'amplitude des profils de ΔS pour chaque paramètre, il est possible d'observer que les pics d'extrême amplitude pour VM , Z_{11} et Z_{33} sont d'autant plus importants que le faciès présenté par l'UHRH est perméable. En effet, les profils associés à l'UHRH 104 (très perméable - traits verts) présentent des variations de sensibilité de très forte amplitude alors que ceux associés à l'UHRH 1 (très imperméable - trait bleu) ne présentent que des profils de très faible amplitude. Il semble donc ici légitime d'affirmer que la relation entre ces trois paramètres et la variable q_{23} est de nature « hydrophile », c'est-à-dire qu'elle est plus significative pour les UHRH présentant un faciès perméable. En contrepartie, la relation entre le paramètre Z_{22} et la variable q_{23} semble plutôt de nature « hydrofuge », c'est-à-dire que l'incidence du paramètre est plus significative pour les UHRH présentant un faciès imperméable. Finalement, le paramètre CR présente un comportement « globalement plus robuste », c'est-à-dire que l'amplitude des profils tend à demeurer équivalente, indépendamment des faciès qui lui sont associés.

7.4.2 Résultats de l'analyse de sensibilité relative

Contrairement à l'analyse de sensibilité absolue (S), l'analyse de la sensibilité relative (S_R) permet de comparer simultanément l'incidence de l'ensemble des paramètres listés au tableau 7.1 sur la variable q_{23} . Il est de plus possible d'identifier la nature de la relation liant les différents paramètres et la variable à l'étude. En effet, une relation est de nature proportionnelle lorsqu'elle est associée à une valeur positive de S_R et inversement proportionnelle lorsque la valeur de S_R est négative. La figure 7.2a présente les résultats bruts de S_R évalués pour l'ensemble des paramètres durant l'année 1994 et pour l'UHRH 1, ce dernier étant associé à un faciès de type imperméable (épaisses couches d'argile). Il est possible de constater la présence d'une divergence marquée entre l'amplitude des pics associés à différents paramètres. Ceci est notamment le cas des paramètres Z_{11} , Z_{22} , Z_{33} , CA et VM qui présentent des pics de très forte amplitude lors de la fonte printanière et de Z_{11} , Z_{22} , Z_{33} , lors de l'étiage estival. Ces événements d'extrême sensibilité relative sont de plus associés à une oscillation où les pics passent abruptement de valeurs négatives à positives. Les pics se produisent lors de périodes d'apports massifs en eau (provenant de la fonte au printemps ou des précipitations en été) suivant une période prolongée d'étiage. Il est important de préciser que dans une perspective d'estimation de la recharge annuelle, ces pics semblent avoir un impact négligeable. En effet, la sommation d'une alternance récurrente de valeurs positives et négatives de même ordre de grandeurs tend à converger vers une valeur nulle. D'un point de vue relatif cependant, les oscillations de forte amplitude semblent indiquer une incapacité du modèle à représenter adéquatement les régimes transitoires d'écoulement dans le sol. Il est à noter que le profil associé à la valeur de la limite inférieure de l'intervalle différentiel relatif au paramètre Z_{22} (Z_{22_min} – trait bleu clair) présente une tendance claire en forme de « cloche inversée » s'étalant du début du printemps à la fin de l'automne. Cette courbe indique une incidence inversement proportionnelle significative, spécifique aux faibles valeurs de Z_{22} . Autrement dit, une diminution de Z_{22} durant cette période induit une augmentation de q_{23} jusqu'à dix fois plus grande au cours de cette période.

La figure 7.2b présente les mêmes profils que ceux illustrés à la figure 7.2a, mais auxquels les valeurs de S_R hors de l'intervalle $[-2 ; 2]$ ont été tronquées. L'imposition d'un tel filtre permet de mettre en évidence la nature des relations de plus faible amplitude qui ne sont pas clairement observables à la figure 7.2a. Ainsi, les profils associés aux paramètres Z_{33} et CA se distinguent de par leur forte tendance à se maintenir autour de la valeur de 1. Cette observation permet d'identifier une relation directement proportionnelle de rapport unitaire entre ces paramètres et la variable q_{23} . Autrement dit, une variation de Z_{33} ou de CA (que ce soit une augmentation ou une diminution) du même ordre de grandeur que celui de l'intervalle différentiel relatif ($\pm 30\%$) induit une variation de même nature et de même ampleur sur la variable q_{23} . Cette relation est de plus constante tout au long de l'année. Il est également intéressant de constater que le profil associé à la valeur de la limite inférieure de l'intervalle différentiel relatif propre au paramètre Z_{11} (Z_{11_min} – trait bleu foncé) présente une relation similaire à celle observée pour le paramètre Z_{22} à la figure 7.2a. L'amplitude maximale de cette relation est cependant de l'ordre de $S_r = -0.5$, ce qui est significativement inférieur, mais tout de même non négligeable.

La figure 7.2c présentent les profils de sensibilité relative auxquels un filtre $[-0.15 ; 0.15]$ a été imposé. Il est ainsi possible d'observer une tendance lourde pour les paramètres VM , CR et CE ainsi que les profils Z_{11_max} et Z_{22_max} à converger autour de la valeur 0. Cette manœuvre permet de mettre en évidence que ces paramètres présentent une incidence globalement négligeable sur q_{23} . Il est à noter que même si les valeurs de sensibilité relative associées au paramètre CR sont faibles, le domaine différentiel absolu qui lui est associé est significativement plus vaste que celui des autres paramètres (voir tableau 7.2). Ainsi, l'incidence de ce paramètre sur la variable q_{23} est faible pour un intervalle différentiel relatif de l'ordre de $\pm 30\%$. En pratique, cet intervalle différentiel relatif peut cependant couvrir une plage de l'ordre de $\pm 1000\%$, ce qui le rend l'incidence de ce paramètre significative.

La figure 7.3a présente les profils bruts de S_R pour l'année 1994 et l'UHRH 104, cette dernière étant associée à un faciès de type perméable. Il est intéressant de constater que la nature des profils observés est significativement distincte de celle présentée à la figure 7.2. Les pics observés lors des périodes de fonte printanière et d'été estival sont associés à l'ensemble des paramètres analysés. Il semble donc que pour une UHRH présentant un faciès de type perméable, il existe des conditions hydroclimatiques spécifiques déclenchant des événements « d'hypersensibilité généralisée ».

La figure 7.3b présente les profils auxquels un filtre $[-40 ; 40]$ a été appliqué. Il est alors possible d'observer une forme de réflexion autour de l'abscisse pour les profils associés aux paramètres Z_{33} , CR , Z_{11} et VM . En effet, ces derniers présentent des profils composés de valeurs négatives lorsque ces derniers sont évalués à la borne supérieure de l'intervalle différentiel relatif et des profils de nature similaire, mais composés de valeurs positives, lorsqu'évalués à la borne inférieure. Ceci implique que peu importe la nature de la variation imposée à ces paramètres (augmentation ou diminution), l'incidence sur la variable q_{23} ne pourra être qu'une diminution. Cette observation semble indiquer que la relation qui unit les taux de variations des paramètres et ceux de la variable n'est pas de nature linéaire. En contrepartie, les profils associés aux paramètres CA sont composés tous deux de valeurs positives, ce qui implique une relation potentiellement linéaire.

La figure 7.3c présente finalement les profils auxquels un filtre $[-2 ; 2]$ a été appliqué. Il est possible d'y constater que l'ensemble des paramètres présente une incidence significative tout au long de l'année et qu'il n'est pas possible d'identifier de paramètres à incidence négligeable. Seul le profil Z_{22max} présente une forme quasi-constante composée de valeurs négatives oscillant autour de la valeur $S_R = -0.35$.

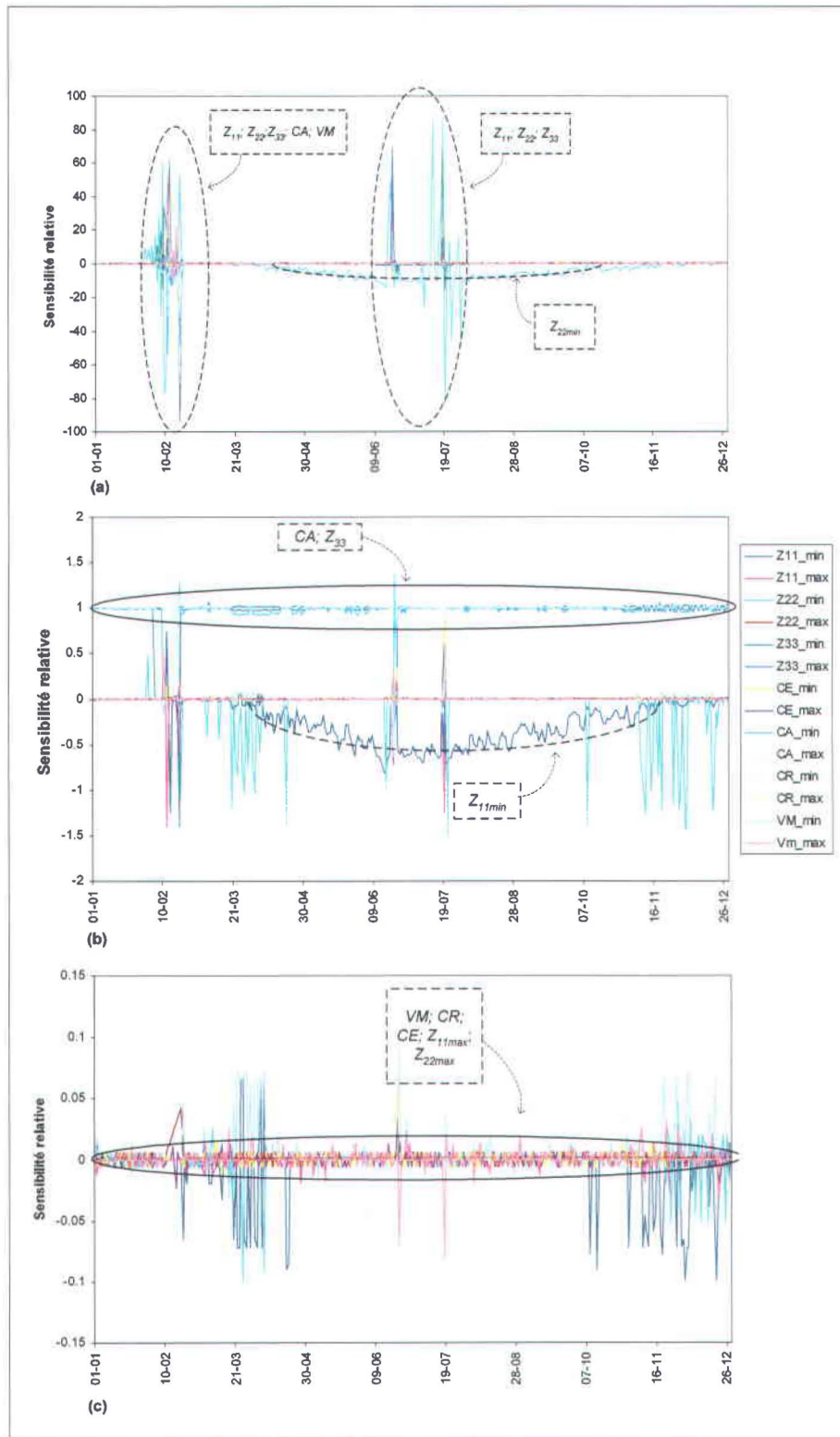


Figure 7.2 : Profils de sensibilité relative pour un différentiel pondéré de $\pm 30\%$, l'UHRH 1 et l'année 1994; (a) aucun filtre; (b) filtre $[-2;2]$; (c) filtre $[-0.15;0.15]$.

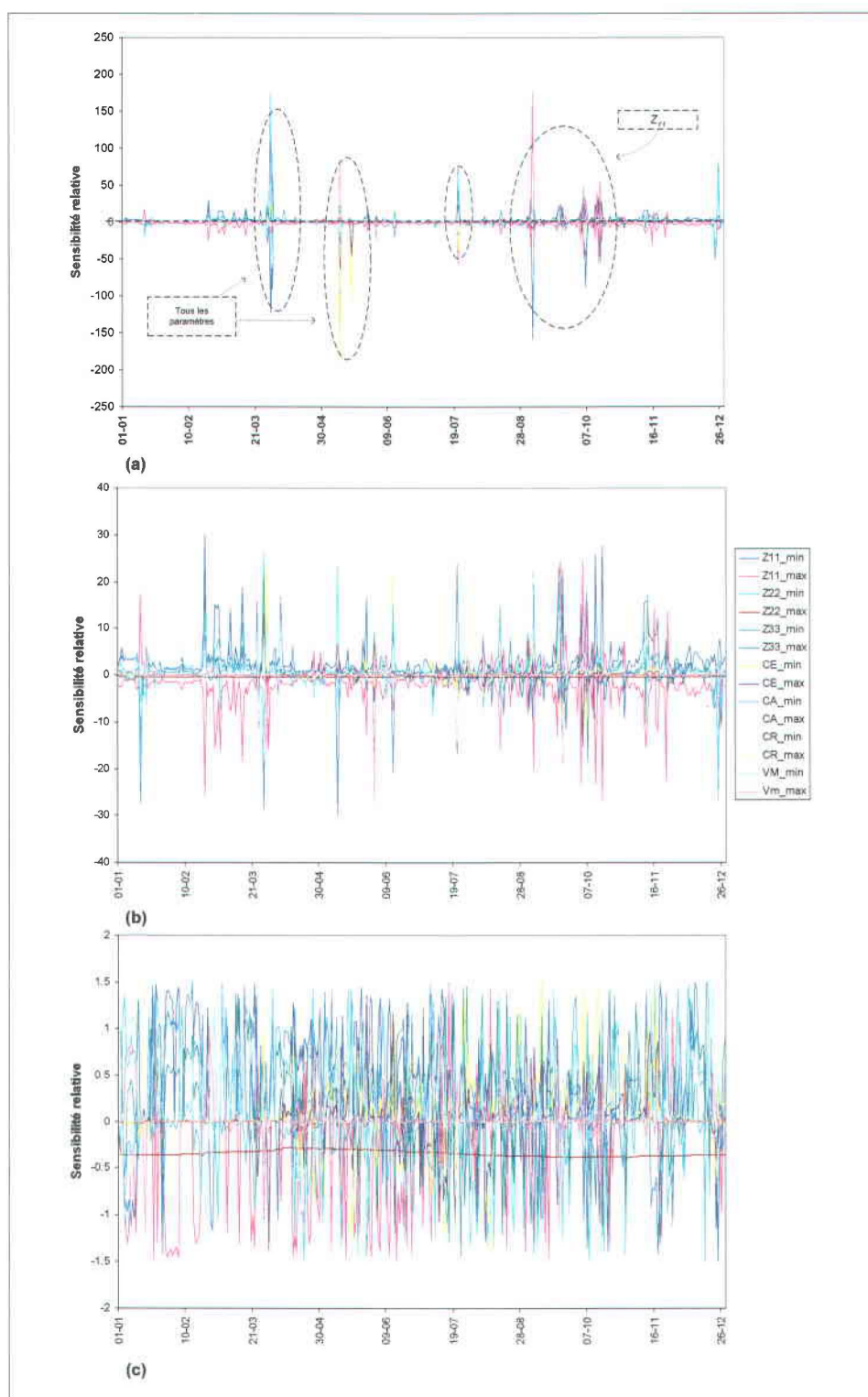


Figure 7.3 : Profils de sensibilité relative pour un différentiel pondéré de $\pm 30\%$ pour l'UHRH 104 et l'année 1994; (a) aucun filtre; (b) filtre $[-40 ; 40]$; (c) filtre $[-2 ; 2]$.

7.5 Synthèse

La sensibilité se définit comme le rapport entre le taux de variation d'un paramètre et des résultats produits par un modèle. Deux principales formes de sensibilité sont généralement utilisées en modélisation hydrologique : la sensibilité absolue et la sensibilité relative. La sensibilité absolue permet d'évaluer l'incidence de l'ensemble des paramètres, mais se limite à comparer les paramètres ayant les mêmes unités. La sensibilité relative propose quant à elle une expression adimensionnelle et pondérée qui permet la comparaison entre tous les paramètres. Cette approche couvre cependant un domaine différentiel beaucoup plus restreint. Les domaines différentiels absolus sont définis pour chaque paramètre indépendamment des valeurs de référence qui leur sont attribuées lors du processus de calage. Le domaine différentiel relatif est uniformément imposé à l'ensemble des paramètres et se détermine par la valeur minimale observée chez les différentiels absolus. Le domaine différentiel relatif défini dans le cadre de ce chapitre est de $\pm 30\%$.

Les résultats de sensibilité absolue et relative sont évalués pour l'année 1994, représentant un régime climatique « normal ». L'analyse de l'écart entre les profils de sensibilité absolue pour chaque paramètre permet de catégoriser l'impact de ces derniers en fonction du faciès de sol présenté par l'UHRH associé. Ainsi, les paramètres VM , Z_{11} et Z_{33} , présentent une incidence de type « hydrophile », c'est-à-dire qu'elle est d'autant plus significative que le faciès associé est perméable. En contrepartie, le paramètre Z_{22} induit une incidence plus significative pour un faciès imperméable. Il est ici question d'incidence « hydrophobe ». L'incidence du paramètre CR est dite « robuste » dans la mesure où cette dernière n'est pas influencée par le faciès qui lui est associé. L'analyse des profils de sensibilité relative évalués pour un faciès de type imperméable permet d'identifier pour les paramètres Z_{11} , Z_{22} , Z_{33} , CA et VM des épisodes de très forte sensibilité associés aux crues printanières et automnales. D'autre part, le paramètre Z_{22} présente une incidence sur la variable q_{23} inversement proportionnelle. Les profils de sensibilité relative évalués pour un faciès perméable permettent d'identifier des périodes « d'hypersensibilité généralisée » où l'ensemble des paramètres induisent une incidence significative sur la variable q_{23} .

8. Conclusion

Estimer la recharge des aquifères s'intègre dans une démarche de planification visant la gestion durable des ressources en eau souterraine. De par son caractère spatialement et temporellement variable, les taux de recharge sur un bassin versant ne peuvent s'estimer que par le biais de méthodes indirectes de caractérisation. La littérature scientifique démontre que l'utilisation de modèles hydrologiques distribués à base physique permet d'obtenir une bonne estimation préliminaire de la recharge régionale annuelle. Cette approche est cependant limitée à caractériser la recharge dite potentielle, c'est-à-dire l'eau qui percole de la frange racinaire, alimentant ainsi « potentiellement » la ressource aquifère. Une revue de littérature a finalement permis d'identifier les méthodes développées ainsi que les contraintes rencontrées lors de travaux ayant des objectifs similaires à ceux présentés dans le cadre de ce mémoire.

Le logiciel HYDROTEL et son sous-modèle BV3C ont été utilisés dans cette étude pour quantifier la recharge sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. HYDROTEL (Fortin *et al.*, 2001a,b; Turcotte *et al.*, 2003) est un modèle hydrologique distribué à base physique simulant différentes composantes du bilan hydrologique. BV3C (« Bilan vertical en trois couches ») constitue le sous-modèle d'HYDROTEL simulant le bilan vertical et l'écoulement de l'eau dans le sol. BV3C avait initialement été développé pour des fins de calage du modèle HYDROTEL en vue de simuler des débits en rivière. Malgré le fait qu'il tienne compte de nombreux paramètres et variables, BV3C demeure une représentation grandement simplifiée de la physique réelle des écoulements de l'eau dans le sol. Le développement des éléments théoriques associés aux mécanismes de calcul contenus dans BV3C a permis d'identifier certaines incohérences dans les pratiques couramment associées à l'utilisation du sous-modèle. À titre d'exemples, il suffit de soulever les éléments suivants : l'utilisation arbitraire de valeurs paramétriques associées aux propriétés hydrodynamiques des types de sol, les valeurs estimées de l'évaporation du sol nu et l'application de l'hypothèse de Mahrt et Pan (1984) afin de déterminer la conductivité hydraulique verticale entre les couches de sol.

Le traitement des données d'entrée à HYDROTEL constitue une tâche qu'il est nécessaire d'harmoniser avec les objectifs de modélisation. Dans le cadre de ce projet de recherche, le nombre de données accessibles était exceptionnellement important. L'incertitude associée à l'utilisation de ces dernières demeure cependant difficile à évaluer. Une application du modèle HYDROTEL a donc été mise en œuvre en utilisant et mettant à jours les données rendues directement accessibles par la Commission géologique du Canada (CGC) et du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP). Une stratégie de calage a permis de définir, sur une base spatialement distribuée, un jeu final de paramètres assurant une performance du modèle jugée adéquate sur une période de simulation de 26 ans. Afin de pallier les biais associés à l'indicateur de performance sélectionné (le coefficient Nash-Sutcliffe), les périodes pour lesquelles les valeurs estimées du coefficient n'étaient pas représentative de la capacité du modèle à simuler le comportement « global » du bassin ont été soustraites du calcul. Il fut également démontré que l'intégration des propriétés hydrodynamiques dans le processus calage permet d'améliorer de manière significative la caractérisation des débits en rivière et des écoulements souterrains.

L'analyse des profils annuels des variables contenues dans BV3C a permis de mieux comprendre le comportement de ce dernier. La présentation des résultats de simulation a permis d'identifier qualitativement, et ce pour des cas spécifiques, le patron des relations dominantes régissant la simulation de l'écoulement vertical par BV3C. Les valeurs annuelles de recharge estimées sur l'ensemble du bassin ainsi que la distribution de la recharge pour des années représentant des régimes climatiques « secs » ou « normaux » corroborent relativement bien les travaux de Croteau (2006), qui a utilisé le logiciel HELP spécifiquement développé pour estimer la recharge. Certaines réserves quant à la validité des estimations annuelles de la recharge potentielle ont dû être soulevées dans la mesure où BV3C ne peut fournir les valeurs agrégées de la transpiration associée à la troisième couche de sol.

Finalement, l'analyse de sensibilité a permis d'évaluer la nature et l'ampleur de l'influence des principaux paramètres contenus dans BV3C sur la variable q_{23} , cette dernière représentant la recharge potentielle. Il a de plus été possible d'observer les réponses des systèmes en fonction de différents faciès de sol. Finalement, on conclut qu'une distribution spatiale de la recharge peut être adéquatement définie à partir du calage d'HYDROTEL pour des débits en rivière. Ceci constitue une bonne indication de la robustesse globale de ce modèle.

Dans le cadre d'un éventuel développement du sous-modèle BV3C, différentes recommandations sont ci-dessous émises afin d'améliorer les performances du modèle.

- L'hypothèse de Mahrt et Pan (1984) doit impérativement être révisée afin de permettre au modèle de tenir compte de l'impact des sols de faible conductivité hydraulique sur le bilan vertical d'écoulement.
- Les valeurs estimées de l'évaporation du sol nu, quoique souvent quantitativement négligeables, présentent des incohérences majeures. Les mécanismes simulant ce processus doivent être révisés puis corrigés.
- La paramétrisation de la lame de référence de l'hydrogramme géomorphologique devrait être applicable pour chaque regroupement d'UHRH.
- L'attribution par défaut des propriétés hydrodynamiques associées aux différents types de sol devrait être révisée afin de corriger les incohérences soulevées à l'annexe B. La mise en place d'une classification harmonisée avec les données généralement accessibles au Québec permettrait d'éviter les biais découlant du transfert des données d'une classification à l'autre. La détermination des propriétés hydrodynamiques par le biais des fonctions de pédotransfert devrait être également explorée. Une classification révisée devrait finalement contenir les propriétés hydrodynamiques du roc affleurant et des dépôts quaternaires.
- Le travail de traitement des données d'entrée devrait être encadré par des consignes favorisant les meilleures pratiques de modélisation. Tous les utilisateurs d'HYDROTEL devraient ainsi se consulter afin de mettre en œuvre des mécanismes d'encadrement et de transfert des connaissances. Ceci permettrait aux nouveaux usagers d'assimiler plus efficacement les manœuvres de traitement des données.
- Comme support au calage ainsi qu'à l'analyse des réponses d'HYDROTEL, ce dernier devrait être en mesure de fournir de façon automatique un certain nombre d'éléments d'information : les valeurs agrégées et distribuées de l'ensemble des composantes du bilan hydrologique (précipitations, ruissellement en surface, évapotranspiration réelle par couche de sol, écoulement souterrain

alimentant le réseau hydrographique), les valeurs saisonnières du coefficient Nash-Sutcliffe (en fixant les dates de transition selon la géométrie des hydrogrammes et non par dates fixes), des fiches d'archivage des manipulations de calage telles que proposées à l'annexe D, les profils des variables contenues dans BV3C ainsi que les profils de sensibilité relative et absolue.

- BV3C devrait offrir une interface spécifique qui permettrait au modélisateur d'attribuer lui-même les valeurs paramétriques associées aux propriétés hydrodynamiques des types de sol. Cette démarche éviterait l'application aveugle des valeurs paramétriques proposées par défaut ainsi que l'intégration de ces dernières dans le processus de calage.
- BV3C devrait produire de façon automatique la distribution par UHRH des valeurs estimées de recharge potentielle. La distinction entre recharge potentielle et recharge effective devra être communiquée aux utilisateurs du modèle.
- Afin de produire une estimation théoriquement plus valable, la transpiration de la troisième couche de sol (Tr_3) devrait être soustraite de la valeur de q_{23} .
- Il serait important de pousser davantage l'analyse de sensibilité afin de comparer les résultats obtenus au chapitre 7 avec d'autres cas de figure.

Bibliographie

Abbaspour, K.C., C.A. Johnson et M.T. van Genuchten. 2004. « Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. » *Vadose Zone Journal* (3): 1340–1352.

Abbaspour, K.C., J. Yang, I. Maximov, R. Siber, K. Bogner, J. Mieleitner, J. Zobrist, et R. Srinivasan. 2007. « Modelling of hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT ». *Journal of Hydrology* 333: 413–430.

Alcamo, J., P. Döll, T. Henrichs, F. Kaspar, B. Lehner, T. Rösch et S. Siebert. 2003. « Development and testing of the WaterGAP 2 global model of water use and availability ». *Hydrological Science Journal* 48 (3): 317–337.

Armbuster, V.. 2002. « Grundwasserneubildung in Baden-Württemberg ». *Freiburger Schriften zur Hydrologie*. Bd. 11. Université de Freiburg, Allemagne. <http://www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/band17-sum.html> (consultation le 12 juillet 2008).

Arnold, J.G., P.M. Allen et G. Bernhardt. 1993. « A comprehensive surface-groundwater flow model ». *Journal of Hydrology* 142:47-69.

Arnold, J.G. et P.M. Allen. 1996. « Estimating hydrologic budgets for three Illinois watersheds ». *Journal of Hydrology* 176: 55-77.

Arnold, J.G., R.S. Muttiah, R. Srinivasan et P.M. Allen. 2000. « Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin ». *Journal of Hydrology* 227: 21-40.

Bergström, S. 1995. « The HBV model ». In *Computer Models of Watershed Hydrology*, V.P. Singh, éd., 443-476. Littleton, CO: Water Resources Publications.

Beven, K. J. et M. J. Kirkby. 1979. « A physically based variable contributing area model of basin hydrology ». *Hydrological Sciences Bulletin* (24): 43-69.

Beven, K.J.. 2001. « Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology ». *Journal of Hydrology* 249: 11-29.

Blanchette, D. 2006. *Caractérisation géochimique des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec, Canada*. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE. 322 p.

Bremicker, M.. 2000. « The water budget model LARSIM—model basics and applications. » *Freiburger Schriften zur Hydrologie*. Bd. 11. Université de Freiburg, Allemagne. <http://www.hydrology.uni-freiburg.de/index.htm> (consultation le 12 juillet 2008).

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, Institut national agronomique. Paris-Grignon, 180 p.

- Brooks, R.H. et A.T. Corey. 1964. *Hydraulic properties of porous media: Hydrology papers*. Fort Collins: Colorado State University, 24p.
- Broughton, A. 1994. « Mooki River catchment hydrogeological investigation and dryland salinity studies ». Dept. Land and Water Conservation, report TS 94-082, Vol 1 et 2.
- Campbell, G.S. 1974. « A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data ». *Soil Science* (117): 311-314.
- Clapp, R.B., et G.M. Hornberger. 1978. « Empirical equations for some hydraulic properties ». *Water Resource Research* 14(4): 601-604.
- Colleuille H., S. Beldring, Z. Mengistu, W.K. Wong et L.E Haugen. 2006. « Groundwater and Soil Water for Norway based on daily simulations and real-time observations ». In *International Symposium, IAHR*, Dijon France, 30 mai – 01 juni 2006, SymposiumProceeding Publication 2007.
- Croteau, A. 2006. *Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'aquifère régional transfrontalier du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec et États-Unis*. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE. 322 p.
- De Sloover, M. 2000. *Étalonnage du modèle hydrologique HYDROTEL à la rivière Châteauguay*. Rapport de stage produit pour l'INRS-EAU (aujourd'hui INRS-ETE), 36 p.
- Döll, P., F. Kaspar et B. Lehner. 2003. « A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation ». *Journal of Hydrology* 270 (1–2): 105–134.
- Environnement Canada. 2004. Canadian Daily Climate Data (CDCD) : http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/prods_servs/index_f.html (consultation le 12 juillet 2008).
- Fortin, V., F. Brabant, et B. Benedetti. 2005. *Analyse du sous-modèle d'écoulement vertical BV3C du modèle hydrologique HYDROTEL : comparaison de deux méthodes d'intégration des équations différentielles*. Rapport interne produit pour le compte de l'IREQ, 68 p.
- Fortin, J.-P. et A. Royer. 2004. *Addition de nouvelles options de modélisation au modèle hydrologique HYDROTEL*. Rapport de recherche No R-790, INRS-ETE, document de nature confidentielle, p.67.
- Fortin, J.-P. et A. Royer. 2004. *HYDROTEL: Le modèle hydrologique HYDROTEL, Bases théoriques*. Guide théorique adressé aux utilisateurs du modèle hydrologique HYDROTEL, INRS-ÉTÉ, 104 p.
- Fortin, J.-P., R. Turcotte, S. Massicotte, R. Moussa, J. Fitzback et J.-P. Villeneuve. 2001a. « Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I : Description of model ». *Journal of Hydrologic Engineering* 6(2): 91-99.
- Fortin, J.-P., R. Turcotte, S. Massicotte, R. Moussa, J. Fitzback et J.-P. Villeneuve. 2001b. « Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. II : Application to Chaudière Watershed ». *Journal of Hydrologic Engineering* 6(2): 100-108.
- Freer, J., K. Beven et N. Peter. 2003. « Multivariate seasonal period model rejection within the generalised likelihood uncertainty estimation procedure ». *Water Science and Application* (6): 69-87.

- Gallart, F., J. Latron, P. Llorens et K. Beven. 2007, « Using internal catchment information to reduce the uncertainty of discharge and baseflow predictions ». *Advances in Water Resources* (30): 808-823.
- Götzinger, J. et A. Bardossy. 2005. « Integration and calibration of a conceptual rainfall-runoff model in the framework of a decision support system for river basin management ». *Advances in Geosciences* (5): 31-35.
- Götzinger, J. et A. Bardossy. 2007. « Comparison of four regionalisation methods for a distributed hydrological model ». *Journal of Hydrology* 222: 374-384.
- Götzinger, J., J. Jagelke, R. Barthel, et A. Bardossy. 2006. « Integration of water balance models in RIVERTWIN ». *Advances in Geosciences* (9): 85-91.
- He, H, J. Zhou et W. Zhang. 2008. « Modelling the impacts of environmental change on hydrological regimes in the Hei River Watershed, China ». *Global and Planetary Change* (61): 175-193.
- Jagelke, J. et R. Barthel. 2005. « Conceptualization and implementation of a regional groundwater model for the Nektar catchment in the framework of an integrated regional model ». *Advances in Geosciences* (5): 105-111.
- Jansson, P.E. et L. Karlberg. 2004. « Coupled heat and mass transfer model for soil-plant-atmosphere systems ». Royal Institute of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering, Stockholm.
- L'Heureux, J. 2005. *Développement d'une procédure d'évaluation de la recharge pour le modèle hydrogéologique MODFLOW à partir du modèle hydrologique HYDROTEL*. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE, 216p.
- Lamb, R., K. Beven et S. Myrabo. 1997. « Discharge and water table predictions using a generalized TOPMODEL formulation ». *Hydrological Processes* (11): 1145-1167.
- Lavigne, M.P. 2007. *Modélisation du régime hydrologique et de l'impact des coupes forestières sur l'écoulement du ruisseau des eaux volées à l'aide d'HYDROTEL*. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE, 267p.
- Lavigne, M.A. 2006. *Modélisations numériques de l'écoulement régional de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay*. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE, 109 p.
- MacDonal M.G. et A.W. Harbaugh. 1988. « A modular 3D finite-difference groundwater flow model ». *USGS TWRI*.
- Mahrt, L. et H.Pan. 1984.. « A two-layer model of soil hydrology ». *Boundary-Layer Meteorology* (29): 1-20.
- McCuen, R.H.. 1973. « The role of sensitivity in hydrologic modeling ». *Journal of Hydrology* (18), 37-53.
- Menzel, L..1999. « Modelling of evapotranspiration with TRAN ». *PIK Report* (54), 1-30.
- Molénat, J., C. Gascuel-Oudoux, P. Davy et P. Durand. 2005. « How to model shallow water-table depth variations: the case of the Kervidy-Naizin catchment, France ». *Hydrological Processes* (19): 901-920.

- Olivera, F., M. Valenzuela, R. Srinivasan, J. Choi, H.D. Cho, S. Koka et A. Agrawal. 2006. « ArcGIS-SWAT: A geodata model and GIS interface for SWAT ». *Journal of the American Water Resources Association* 42 (2): 295–309.
- Patoine, M., et J.P. Fortin. 1992. « Ajustement d'un modèle informatisé de gestion de l'irrigation ». *Canadian Agricultural Engineering Journal* 34(4) : 305-317.
- Quilbé R., A.N. Rousseau, S. Savary, S. Ricard, JS. Moquet et M.S. Garbouj. 2008. « Impact of historical and future land use on the hydrological regime of a Canadian watershed ». *Hydrology and Earth System Sciences* (12): 1-10.
- Rawls W.J. et D.L. Brakensiek. 1989. « Estimation of soil water retention and hydraulic properties ». In *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling, Theory and Practice*, H.J. Morel-Seytoux, éd., 275-300. Norwell (MA-USA): Kluwer Academic Publishers.
- Rogowski, A.S.. 1971. « Watershed physics: Model of soil moisture characteristic ». *Water Resource Research* (7): 1575-1582.
- Scanlon, R.B., R.W. Healy et P.G. Cook. 2002. « Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge ». *Hydrogeology Journal* (10): 18-39.
- Schaefli, B. et H.V. Gupta. 2007. « Do Nash values have value? ». *Hydrological Processes* (21): 2075-2080.
- Schuol, J., K.C. Abbaspour, R. Srinivasan, et H. Yang. 2008. « Estimation of freshwater availability in the West African sub-continent using the SWAT hydrologic model ». *Journal of Hydrology* 352: 30-49.
- Seibert, J., K.H. Bishop, et L. Nyberg. 1997. « A test of TOPMODEL's ability to predict distributed groundwater levels ». *Hydrological Processes* (11): 1131-1144.
- Seibert, J. 1999. « On TOPMODEL's ability to simulate groundwater dynamics ». In *Regionalization in Hydrology*, B. Diekkrüger, M. Kirkby et U. Schröder, éd., 211-220. Braunschweig, Allemagne: IAHS Publication.
- Shaman, J., M. Steiglitz, V. Engel, R. Koster et C. Stark. 2002. « Representation of subsurface storm flow and a more responsive water table in a TOPMODEL-based hydrology model ». *Water Resources Research* 38 (8): 1-17.
- Smith, R.E., et J.-Y. Parlange. 1978. « A parameter-Efficient Hydrologic Infiltration Model ». *Water Resources Research* 14 (3): 533-538.
- Sun, H. et P.S. Cornish. 2005. « Estimating shallow groundwater recharge in the headwaters of the Liverpool Plains using SWAT ». *Hydrological Processes* (19): 795-807.
- Sharpley, A.N. et J.R. Williams. 1990. « EPIC – Erosion Productivity Impact Calculator, 1. Model documentation ». US Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Tech. Bull..
- Tecsult. 2005. *Intégration des données d'observations de la terre à la cartographie hydrogéologique, Rapport d'étape 2, pour le programme de développement d'applications à l'observation de la terre (PDAOT) de l'Agence spatiale canadienne*. 82 p.
- Turcotte, R., J.-P. Fortin, A.N. Rousseau, S. Massicotte et J.P. Villeneuve. 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.

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 ». In *Water Science and Application 6 - Calibration of Watershed Models*, Duan, Q., S. Sorooshian, H. Gupta, A. N. Rousseau et R. Turcotte, éd., 153-163. Washington, DC: American Geophysical Union.

Walter, M.T., T.S. Steenhuis, V.K. Mehta, D. Thongs, M. Zion et E. Schneiderman. 2002. « Refined conceptualization of TOPMODEL for shallow subsurface flows ». *Hydrological Processes* (16): 2041-2046.

Winchell, M., R. Srinivasan, M. Di Luzio et J.G. Arnold. 2007. « ArcSWAT interface for SWAT2005 – User's Guide ». Blackland Research Center, Texas Agricultural Experiment Station and Grassland, Soil and Water Research Laboratory, USDA Agricultural Research Service, Temple, Texas.

Annexe A:
Valeurs paramétriques attribuées aux propriétés hydrodynamiques des
types de sol

Tableau A.1 : Propriétés hydrodynamiques associées aux différentes classes texturales de sol telles que fournies par Rawls et Brakensiek (1989).

| Unités | Porosité totale (ϕ) | Teneur en eau résiduelle (θ_r) | Porosité effective (ϕ_e) | Pression de déplacement (h_b) | | Distribution dimensionnelle des pores (λ) | | Teneur en eau à la capacité au champ (θ_{cc}) | Teneur en eau au point de flétrissement (θ_{pt}) | Conductivité hydraulique à saturation (K_s) |
|-----------------------------------|--|--|------------------------------------|--------------------------------------|-----------------------|--|------------------------|---|--|--|
| | $\left[\frac{cm^3}{cm^3} \right]$ | $\left[\frac{cm^3}{cm^3} \right]$ | $\left[\frac{cm^3}{cm^3} \right]$ | Arithmétique [cm] | Géométrique [cm] | Arithmétique [] | Géométrique [] | $\left[\frac{cm^3}{cm^3} \right]$ | $\left[\frac{cm^3}{cm^3} \right]$ | $\left[\frac{cm}{h} \right]$ |
| Sand (762) ¹ | 0.437 ² (0.374-0.500) ³ | 0.020 (0.001-0.039) | 0.417 (0.354-0.480) | 15.98 (0.24-31.72) | 6.26 (1.36-37.74) | 0.694 (0.298-1.090) | 0.592 (0.334-1.051) | 0.091 (0.018-0.164) | 0.033 (0.007-0.059) | 21.00 |
| Loamy sand (338) | 0.437 (0.368-0.506) | 0.035 (0.003-0.067) | 0.401 (0.329-0.473) | 20.58 (-4.04-44.20) | 7.69 (1.80-41.85) | 0.553 (0.234-0.872) | 0.474 (0.271-0.827) | 0.125 (0.060-0.190) | 0.055 (0.019-0.091) | 5.11 |
| Sandy loam (666) | 0.453 (0.351-0.555) | 0.041 (-0.024-0.106) | 0.412 (0.283-0.541) | 30.20 (-3.61-64.01) | 14.66 (3.45-62.24) | 0.378 (0.140-0.616) | 0.322 (0.186-0.558) | 0.207 (0.126-0.288) | 0.095 (0.031-0.159) | 2.59 |
| Loam (383) | 0.463 (0.375-0.551) | 0.027 (-0.020-0.074) | 0.434 (0.334-0.534) | 40.12 (-20.17-100.3) | 11.15 (1.63-75.40) | 0.252 (0.086-0.418) | 0.220 (0.137-0.355) | 0.270 (0.195-0.345) | 0.117 (0.069-0.165) | 0.68 |
| Silt loam (1206) | 0.501 (0.420-0.582) | 0.015 (-0.028-0.058) | 0.486 (0.394-0.578) | 50.87 (-6.58-109.4) | 20.76 (3.58-120.4) | 0.234 (0.105-0.363) | 0.211 (0.136-0.326) | 0.330 (0.258-0.402) | 0.133 (0.078-0.188) | 1.32 |
| Sandy clay loam (498) | 0.398 (0.332-0.464) | 0.068 (-0.001-0.137) | 0.330 (0.235-0.425) | 59.41 (-4.62-123.4) | 27.08 (4.57-141.5) | 0.319 (0.079-0.559) | 0.250 (0.125-0.502) | 0.255 (0.186-0.324) | 0.148 (0.085-0.211) | 0.43 |
| Clay loam (366) | 0.464 (0.409-0.519) | 0.075 (-0.024-0.174) | 0.390 (0.279-0.501) | 55.43 (-11.44-124.3) | 24.89 (4.80-114.7) | 0.242 (0.070-0.414) | 0.194 (0.100-0.377) | 0.318 (0.250-0.386) | 0.197 (0.115-0.279) | 0.23 |
| Silty clay loam (689) | 0.471 (0.418-0.524) | 0.040 (-0.038-0.118) | 0.432 (0.347-0.517) | 70.33 (-3.26-143.9) | 32.56 (5.68-157.7) | 0.177 (0.039-0.315) | 0.151 (0.090-0.253) | 0.366 (0.304-0.428) | 0.208 (0.138-0.278) | 0.15 |
| Sandy clay (45) | 0.430 (0.370-0.490) | 0.109 (0.013-0.205) | 0.321 (0.207-0.435) | 79.48 (-20.15-179.1) | 29.17 (4.96-171.6) | 0.223 (0.048-0.398) | 0.168 (0.078-0.364) | 0.339 (0.245-0.433) | 0.239 (0.162-0.316) | 0.12 |
| Silty clay (127) | 0.479 (0.425-0.533) | 0.056 (-0.024-0.136) | 0.423 (0.334-0.512) | 75.54 (-5.47-159.6) | 34.19 (6.04-165.2) | 0.150 (0.040-0.260) | 0.127 (0.074-0.219) | 0.387 (0.322-0.442) | 0.250 (0.193-0.307) | 0.09 |
| Clay (291) | 0.475 (0.427-0.523) | 0.09 (-0.015-0.195) | 0.385 (0.269-0.501) | 84.60 (-4.92-175.1) | 36.30 (6.43-186.2) | 0.165 (0.037-0.293) | 0.131 (0.068-0.253) | 0.396 (0.326-0.466) | 0.272 (0.208-0.336) | 0.06 |

¹ Taille de l'échantillon; ² Valeur moyenne; ³ Intervalle \pm écart-type.

Tableau A.2 : Valeurs paramétriques historiquement attribuées aux propriétés hydrodynamiques pour une application de BV3C.

| | Teneur en eau à saturation | Teneur en eau à la capacité au champ | Teneur en eau au point de flétrissement | Conductivité hydraulique à saturation | Potentiel matriciel à saturation | Distribution dimensionnelle des pores | Paramètre empirique d'assèchement |
|-----------------|----------------------------------|--------------------------------------|---|---------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------|
| Notation | θ_s | θ_{cc} | θ_{pf} | K_s | ψ_s | λ | α |
| Unités | $\left[\frac{m^3}{m^3} \right]$ | $\left[\frac{m^3}{m^3} \right]$ | $\left[\frac{m^3}{m^3} \right]$ | $\left[\frac{m}{h} \right]$ | $[m]$ | $[]$ | $[]$ |
| Sand | 0.417 | 0.091 | 0.033 | 0.210 | 0.1598 | 0.694 | 10 |
| Loamy sand | 0.401 | 0.125 | 0.055 | 0.611 | 0.2058 | 0.553 | 6 |
| Sandy loam | 0.412 | 0.207 | 0.095 | 0.259 | 0.3020 | 0.378 | 4.5 |
| Loam | 0.434 | 0.270 | 0.117 | 0.068 | 0.4012 | 0.252 | 3.5 |
| Silt loam | 0.486 | 0.330 | 0.133 | 0.132 | 0.5087 | 0.234 | 3 |
| Sandy clay loam | 0.330 | 0.255 | 0.148 | 0.043 | 0.5941 | 0.319 | 3.5 |
| Clay loam | 0.390 | 0.318 | 0.197 | 0.023 | 0.5643 | 0.242 | 2 |
| Silty clay loam | 0.432 | 0.366 | 0.208 | 0.015 | 0.7033 | 0.177 | 1.5 |
| Sandy clay | 0.321 | 0.339 | 0.239 | 0.012 | 0.7946 | 0.223 | 1 |
| Silty clay | 0.423 | 0.387 | 0.250 | 0.009 | 0.7654 | 0.150 | 0.8 |
| Clay | 0.385 | 0.396 | 0.272 | 0.006 | 0.8560 | 0.165 | 0.5 |

Tableau A.3 : Valeurs paramétriques attribuées aux propriétés hydrodynamiques lors du processus de calage.

| Classification des textures de sol selon | Teneur en eau à saturation | Teneur en eau à la capacité au champ | Teneur en eau au point de flétrissement | Conductivité hydraulique à saturation | Potentiel matriciel à saturation | Distribution dimensionnelle des pores | Paramètre empirique d'assèchement |
|--|----------------------------------|--------------------------------------|---|---------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------|
| Notation | θ_s | θ_{cc} | θ_{pf} | K_s | Ψ_s | λ | α |
| Unités | $\left[\frac{m^3}{m^3} \right]$ | $\left[\frac{m^3}{m^3} \right]$ | $\left[\frac{m^3}{m^3} \right]$ | $\left[\frac{m}{h} \right]$ | $[m]$ | $[]$ | $[]$ |
| Jeu de données sélectionné | $\bar{x} - \sigma$ | $\bar{x} + \sigma$ | \bar{x} | n.a. | $\bar{x} + \sigma$ | \bar{x} | n.a. |
| Sand | 0.368 | 0.164 | 0.033 | 0.210 | 0.3874 | 0.694 | 10 |
| Loamy sand | 0.351 | 0.190 | 0.055 | 0.611 | 0.4185 | 0.553 | 6 |
| Sandy loam | 0.375 | 0.288 | 0.095 | 0.259 | 0.6224 | 0.378 | 4.5 |
| Loam | 0.420 | 0.345 | 0.117 | 0.068 | 0.7640 | 0.252 | 3.5 |
| Silt loam | 0.332 | 0.402 | 0.133 | 0.132 | 1.204 | 0.234 | 3 |
| Sandy clay loam | 0.409 | 0.324 | 0.148 | 0.043 | 1.415 | 0.319 | 3.5 |
| Clay loam | 0.418 | 0.386 | 0.197 | 0.023 | 1.157 | 0.242 | 2 |
| Silty clay loam | 0.370 | 0.428 | 0.208 | 0.015 | 1.587 | 0.177 | 1.5 |
| Sandy clay | 0.370 | 0.433 | 0.239 | 0.012 | 1.716 | 0.223 | 1 |
| Silty clay | 0.425 | 0.442 | 0.250 | 0.009 | 1.662 | 0.150 | 0.8 |
| Clay | 0.427 | 0.466 | 0.272 | 0.006 | 1.872 | 0.165 | 0.5 |

Annexe B:
**Incidence de l'attribution des valeurs paramétriques sur l'estimation
des propriétés hydrodynamiques en milieu non saturé**

En faisant référence à la sous-section 3.1.1, il est important de spécifier que les valeurs de teneur en eau à saturation (θ_s) proposées par défaut par BV3C (tableau A.2 – Annexe 1) ne répondent pas à la relation 3.5a énoncée. Autrement dit, les valeurs de θ_s proposées par BV3C ne correspondent pas aux valeurs de porosité totale (ϕ) proposées par Rawls et Brakensiek (1989), mais plutôt aux valeurs de porosité effectives (ϕ_e - expression C.3). Il est impossible de déterminer s'il s'agit d'une erreur de manipulation ou bien d'un choix visant à optimiser la performance du modèle. La figure B.1 ci-dessous compare les profils de conductivités hydrauliques (K) en fonction de la teneur en eau (θ) produites par la relation de Campbell (1974) pour trois différents types de sol. Les lignes en traits pleins correspondent aux profils calculés avec les valeurs de ϕ comme paramètre (théoriquement valide) et les courbes en traits pointillés correspondent aux profils calculés avec ϕ_e (théoriquement invalide). Il est ainsi possible de constater que la différence entre les profils est significative, la paramétrisation proposée par BV3C surestimant la valeur de conductivité hydraulique. Cette observation est d'autant plus significative pour les sols de types argileux où l'écart entre les profils peut dépasser un ordre de grandeur.

La figure B.2 compare différents profils de potentiels matriciels (ψ) en fonction de la teneur en eau (θ) produites par la relation de Clapp et Hornberger (1978). Les lignes pleines correspondent aux profils calculés avec une valeur de ϕ comme paramètre (théoriquement valide) et les traits pointillés correspondent aux profils calculés avec ϕ_e (théoriquement non valide). Encore une fois, la différence entre les profils est importante, la paramétrisation proposée par BV3C sous-estimant le potentiel matriciel. Cette différence est d'autant plus significative pour les sols de types argileux.

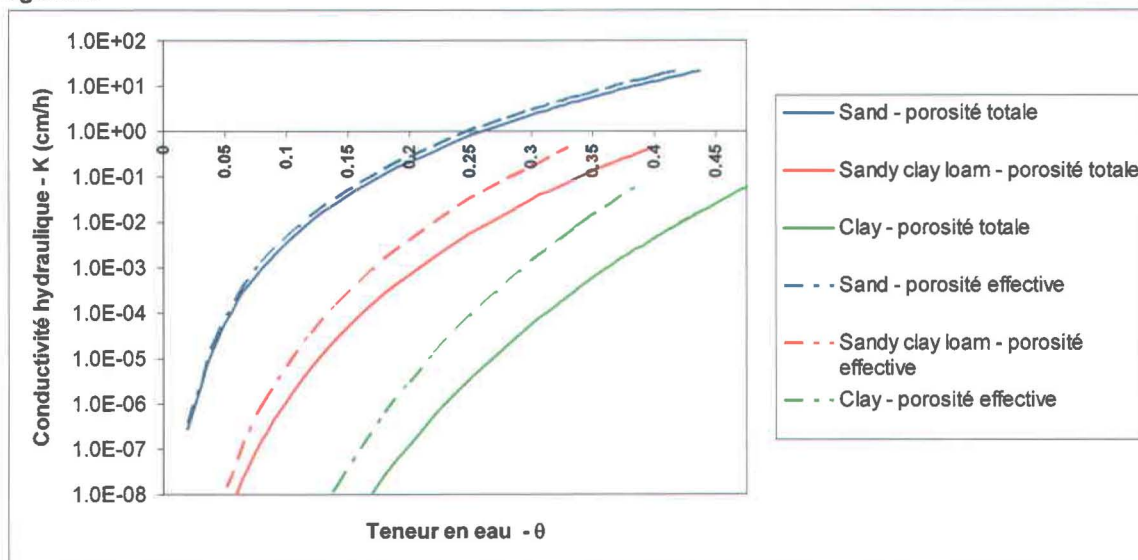


Figure B.1 : Expression graphique de la relation de Campbell (1974) pour différents types de sol calculée à partir des valeurs de porosité totale (ϕ – traits pleins) et de porosité effective (ϕ_e – traits pointillés).

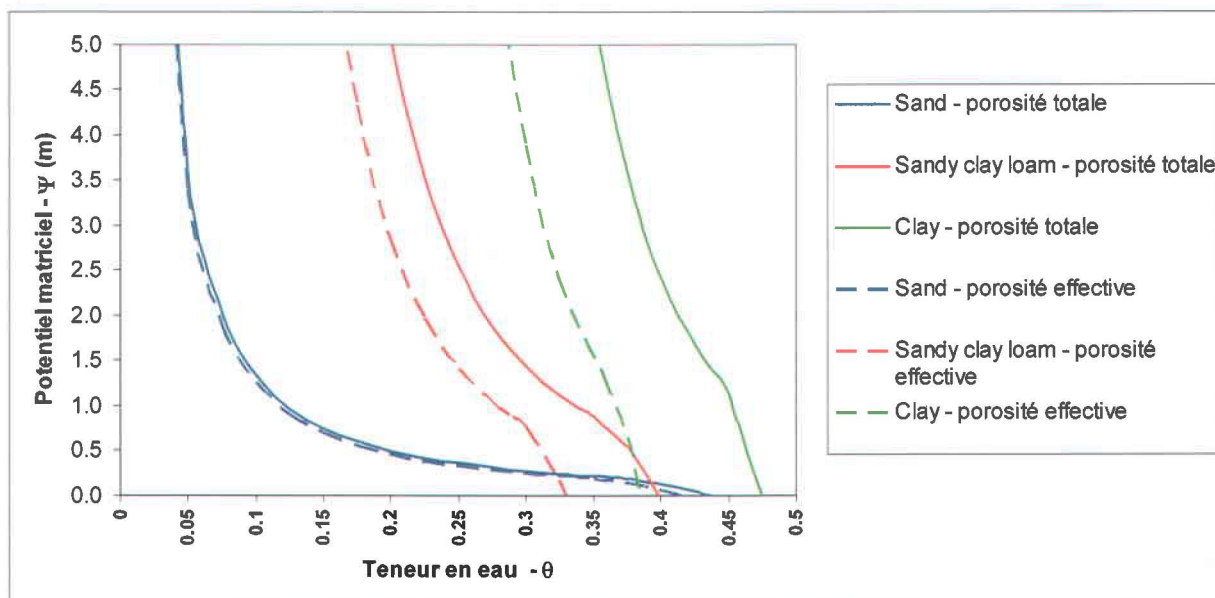


Figure B.2 : Expression graphique de la relation de Clapp et Hornberger (1978) pour différents types de sol calculée à partir des valeurs de porosité totale (ϕ – traits pleins) et de porosité effective (ϕ_e – traits pointillés).

Clapp et Hornberger (1978) mettent de plus en évidence une forte variabilité chez les valeurs échantillonnées de Ψ_s (voir tableau A.1). Ces derniers considèrent alors la moyenne géométrique statistiquement plus représentative que la moyenne arithmétique. Cependant, les valeurs de Ψ_s posées par défaut par BV3C correspondent aux valeurs arithmétiques de l'échantillonnage effectué par Rawls et Brakensiek (1989). La figure B.3 illustre clairement que cette hypothèse implique une très grande incidence sur les profils de potentiel matriciel découlant de l'expression 3.19. Les profils ayant été évalués à partir de la moyenne arithmétique, ces derniers surestiment significativement les valeurs de potentiel matriciel et ce, pour tous les types de sol.

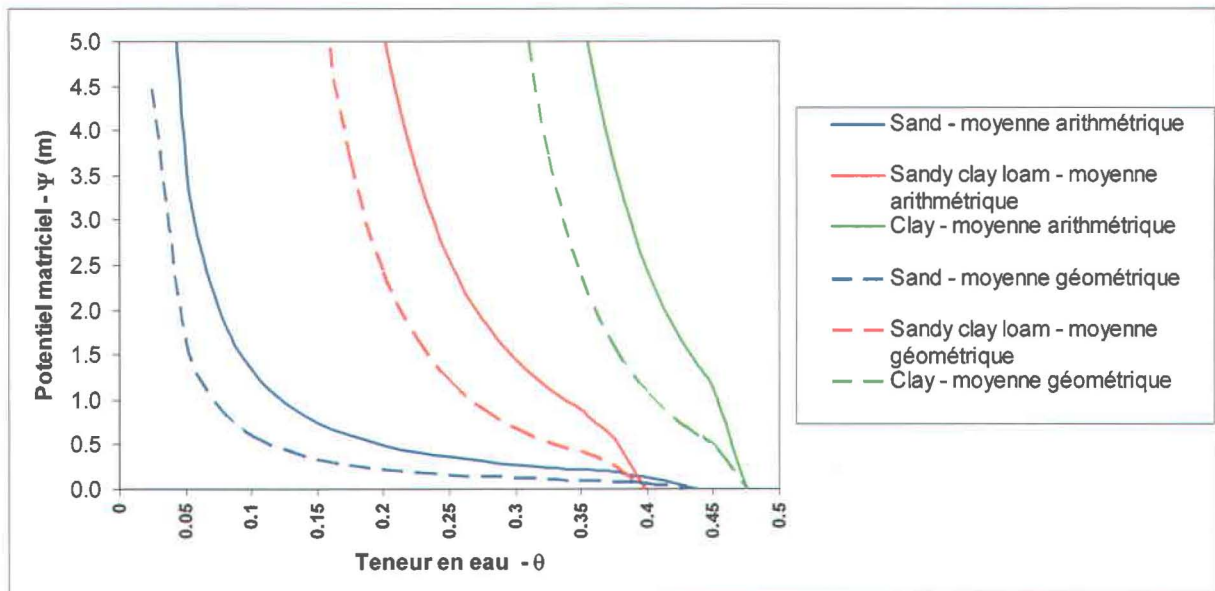


Figure B.3 : Expression graphique de la relation de Clapp et Hornberger (1978) pour différents types de sol calculée à partir des valeurs de moyenne arithmétique de Ψ_s (traits plein) et de moyenne géométrique (traits pointillés).

Le tableau B.1 ci-dessous présente les coordonnées du point d'inflexion déterminées selon l'approche opérationnelle de Clapp et Hornberger (1978) et celles obtenues par la méthode analytique proposée par BV3C. Malgré une différence marquée entre les coordonnées des points d'inflexion, il est possible de constater à la figure B.4 que la localisation du point d'inflexion n'a pas un impact significatif sur les profils de potentiel matriciel.

Tableau B.1 : Coordonnées des points d'inflexion déterminées à partir de l'approche opérationnelle de Clapp et Hornberger (1978) et l'approche analytique de BV3C.

| Coordonnées des points d'inflexion | Clapp et Hornberger (1978) | | BV3C | | |
|------------------------------------|----------------------------|--------------------------|----------------------------------|--|-----------------|
| Types de sol | θ_i | $\Psi_i = \Psi_s$ [m] | $\left(\frac{1+2b}{2+2b}\right)$ | $\theta_i = \theta_s \cdot \left(\frac{1+2b}{2+2b}\right)$ | Ψ_i [m] |
| Sand | 0.385 | 0.160 | 0.795 | 0.347 | 0.222 |
| Sandy clay loam | 0.372 | 0.594 | 0.879 | 0.350 | 0.890 |
| Clay | 0.456 | 0.856 | 0.929 | 0.441 | 1.336 |

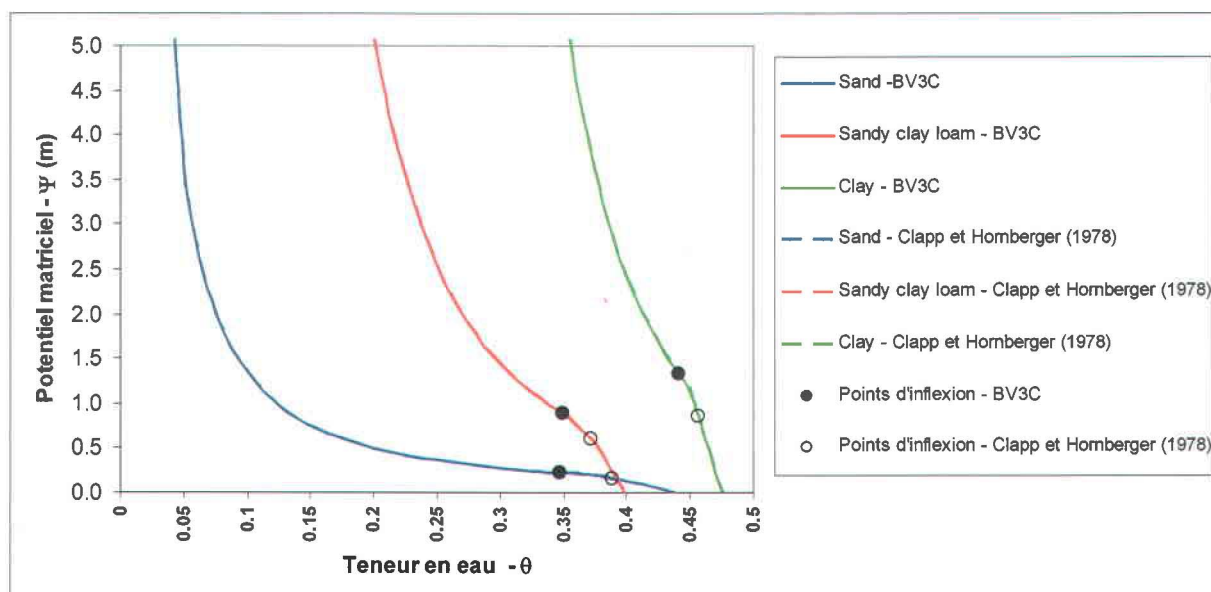


Figure B.4 : Expression graphique de la relation de Clapp et Hornberger (1978) pour différents types de sol; les cercles noirs représentent les points d'inflexion calculés à partir de l'approche analytique proposée par défaut par BV3C; les cercles vides représentent les points d'inflexion déterminés par le biais de l'approche de Clapp et Hornberger (1978).

Annexe C:
Détermination des paramètres capillaires à partir d'une courbe de
rétenion

Les paramètres S_r , P_b et λ dont il est fait mention à la sous-section 3.1.1.2 sont de nature empirique, leur valeur respective se déterminant par une série de manipulations appliquées à une courbe de rétention. Pour ce faire, la courbe de rétention (exprimée en termes de pression capillaire - P_c) est en premier lieu réévaluée en termes de potentiel matriciel (Ψ – exprimé en hauteur d'eau, généralement en cm – voir figure C.1a) tel que :

$$\Psi = \frac{P_c}{\gamma_w} \quad (C.1)$$

où γ_w est le poids spécifique de l'eau.

La notion de potentiel matriciel, également nommée potentiel de pression capillaire de l'eau, correspond à l'énergie nécessaire pour extraire la première goutte d'eau d'un sol et représente l'énergie avec laquelle l'eau est retenue par les forces capillaires du sol.⁸ La seconde manipulation consiste à estimer la valeur de S_r par un processus itératif permettant de définir une courbe d'ajustement. Une estimation préliminaire de la valeur de la saturation en eau résiduelle (S_{r1}) découle de la projection de l'asymptote verticale associée aux valeurs élevées des pressions capillaires sur la courbe de rétention (figure C.1a). Pour cette valeur posée de S_{r1} , Ψ est exprimé en fonction de la saturation effective (S_e – déterminée par l'expression 3.10), et mises sous forme de graphique log-log (figure C.1b).

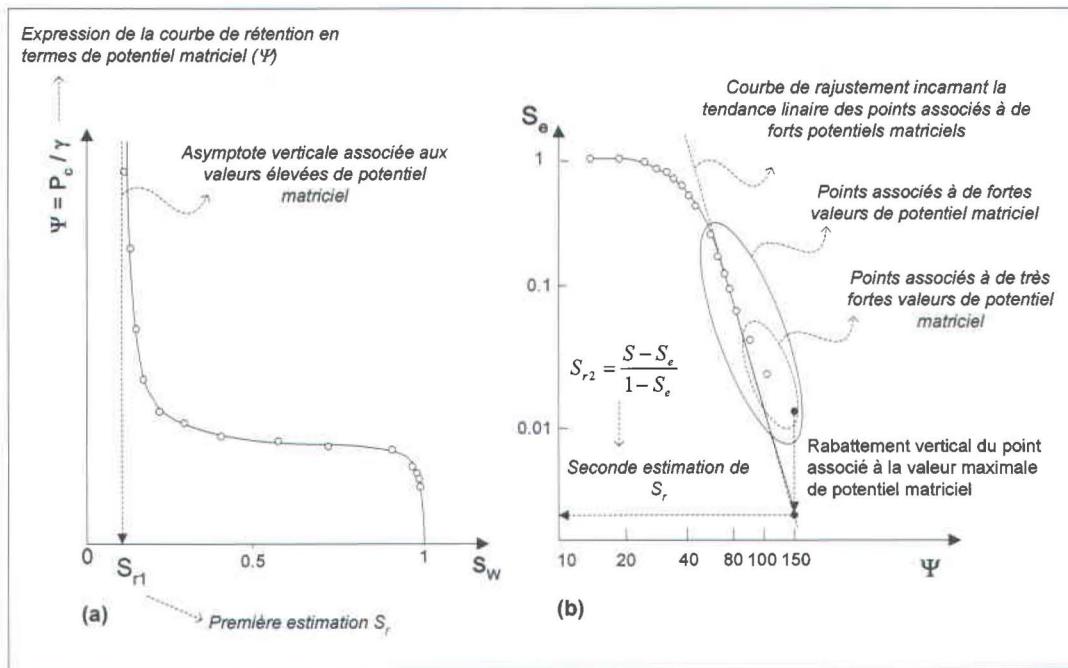


Figure C.1 : Détermination de la saturation en eau résiduelle (S_r) par un processus itératif d'estimation appliqué à la courbe de récession; (a) expression du potentiel matriciel (Ψ) en fonction de la saturation en eau (S_w); (b) détermination de la seconde estimation S_{r2} à partir de l'expression log-log de $\Psi = f(S_e)$ pour la valeur posée de S_{r1} .

⁸ http://www.terre-et-eau.univ-avignon.fr/Fichiers/pedologie_cours.doc

Il faut alors exprimer la tendance linéaire que suivent les points associés aux forts potentiels matriciels par le biais d'une courbe de rajustement. Dans la mesure où la valeur posée de S_{r1} n'est pas adéquate, les points associés à de très forts potentiels matriciels ont tendance à diverger de la tendance linéaire exprimée par la courbe de rajustement. Pour corriger cette situation, le point correspondant à la valeur maximale de potentiel matriciel est rabattu verticalement sur la courbe de rajustement, déterminant ainsi une seconde estimation de la teneur en eau à saturation (S_{r2}) à partir de la relation :

$$S_{r2} = \frac{S - S_e}{1 - S_e} \quad (C.2)$$

La relation entre le potentiel matriciel et la saturation effective (figure C.1b) est alors réévaluée pour cette valeur posée de S_{r2} . Le processus est répété jusqu'à ce que les points associés à de très fortes valeurs de potentiel matriciel correspondent à la courbe de rajustement (figure C.2). C'est alors que l'estimation de la S_r est considérée adéquate. La pente de la courbe d'ajustement correspond finalement à la distribution dimensionnelle des pores (λ – tableaux A.1 et A.2).

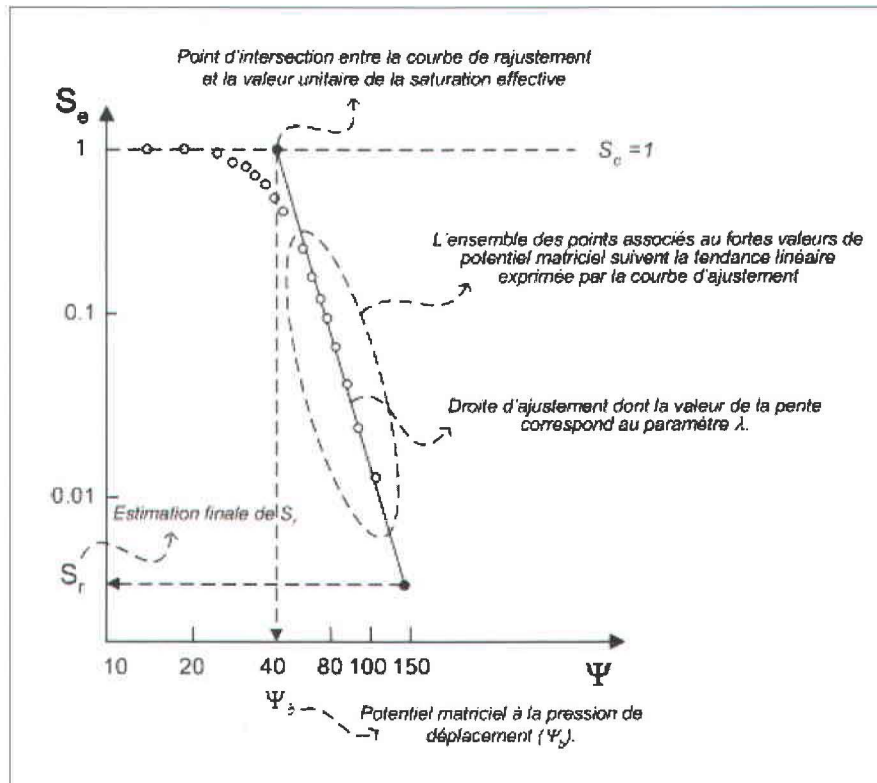


Figure C.2 : Détermination empirique de la saturation en eau résiduelle (S_r), de la distribution dimensionnelle des pores (λ) et du potentiel matriciel à la pression de déplacement (Ψ_d) tel que proposé par le modèle capillaire de Brooks et Corey (1964).

À partir de l'expression (3.3), il est possible d'exprimer S_r en termes de teneur en eau résiduelle (θ_r). La porosité effective (ϕ_e) correspondant à la fraction de la porosité pour laquelle l'eau contenue dans les pores est potentiellement mobile sera alors définie comme :

$$\phi_e = \phi(1 - S_r) \quad (C.3)$$

En insérant (3.3) dans (C.3), on obtient après simplification une expression de ϕ_e comme étant la différence entre la porosité totale et la teneur en eau à saturation résiduelle :

$$\phi_e = \phi - \phi \cdot S_r = \phi - \theta_r \quad (C.4)$$

C'est justement cette relation qui est mise en évidence dans les trois premières colonnes du tableau A.1.

La dernière manipulation consiste à identifier, sur la figure C.2, le point d'intersection entre la courbe d'ajustement et la valeur unitaire de saturation effective ($S_e=1$). Ce point correspond au potentiel matriciel à la pression de déplacement. Il est à noter que Ψ_b est exprimé par Rawls et Brakensiek (1989) selon la pression de déplacement (h_b – voir tableau A.1). Ces deux modes d'expression sont tout à fait équivalents. Cependant, Ψ_b est présenté par BV3C sous l'appellation « potentiel matriciel à saturation » (Ψ_s – voir tableau A.2), ce qui porte à confusion dans la mesure où la valeur du paramètre n'est pas déterminée à saturation proprement dit, mais plutôt à la pression de déplacement.

Annexe D:
Modèle de fiche d'archivage des manipulations de calage

Calage final
Bassin 02OA054 - Zone NORD - 1990-1999

Nash/Bilan issu du calage préliminaire

| 90 | 91 | 92 | 93 | 94 | 95 | 96 | 97 | 98 | 98 | 99 |
|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| 0.73 | 0.75 | 0.66 | 0.80 | 0.87 | 0.76 | 0.67 | 0.73 | 0.86 | 0.57 | 0.74 |
| -92.46 | -16.13 | -31.30 | -5.35 | 22.25 | -24.60 | -35.11 | -22.50 | -93.73 | 33.41 | -26.55 |

Manipulation 1

Objectif: optimiser Z2

Paramètre: z2 de 0.5 à 1

Notes: aucune

Nash/Bilan:

| 90 | 91 | 92 | 93 | 94 | 95 | 96 | 97 | 98 | 98 | 99 |
|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| 0.70 | 0.76 | 0.65 | 0.82 | 0.88 | 0.76 | 0.67 | 0.76 | 0.85 | 0.62 | 0.75 |
| -85.14 | -12.00 | -32.02 | -4.92 | 24.39 | -21.94 | -40.46 | -17.66 | -93.79 | 32.20 | -25.13 |

Manipulation 2

Objectif: ajuster débit de base

Paramètre: CR de 1E-6 à 1E-7

Notes: non significatif, on annule manipulation 2

Nash/Bilan:

| 90 | 91 | 92 | 93 | 94 | 95 | 96 | 97 | 98 | 98 | 99 |
|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| 0.70 | 0.76 | 0.65 | 0.82 | 0.88 | 0.76 | 0.67 | 0.76 | 0.85 | 0.62 | 0.75 |
| -85.18 | -12.10 | -31.94 | -5.01 | 24.29 | -21.99 | -40.41 | -17.75 | -93.74 | 32.20 | -25.16 |

Manipulation 3

Objectif: optimiser HGM

Paramètre: HGM de 0.002 à 0.0002

Notes: perte de macro sensibilité, perte de performance

Nash/Bilan:

| 90 | 91 | 92 | 93 | 94 | 95 | 96 | 97 | 98 | 98 | 99 |
|--------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| 0.58 | 0.67 | 0.60 | 0.78 | 0.78 | 0.68 | 0.58 | 0.62 | 0.56 | 0.62 | 0.65 |
| -91.21 | -7.56 | -33.16 | -5.41 | 24.46 | -22.58 | -44.50 | -14.81 | -94.52 | 31.88 | -25.74 |

Manipulation 4...

Annexe E :
**Analyse préliminaire de sensibilité portant sur les propriétés
hydrodynamiques**

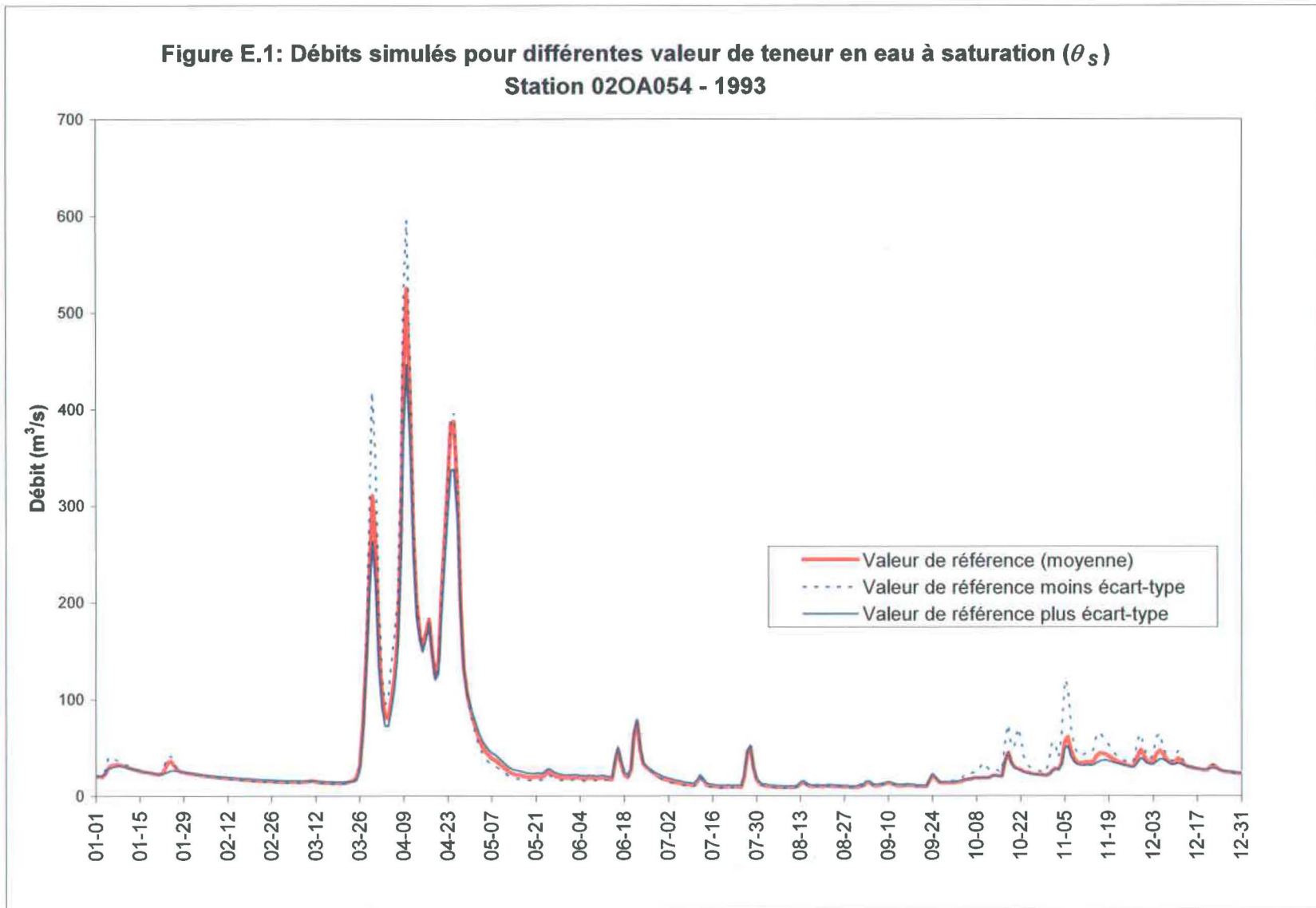


Figure E.2: Débits simulés pour différentes valeur de teneur en eau à la capacité au champ (θ_{cc}) - Station 02OA054 - 1993

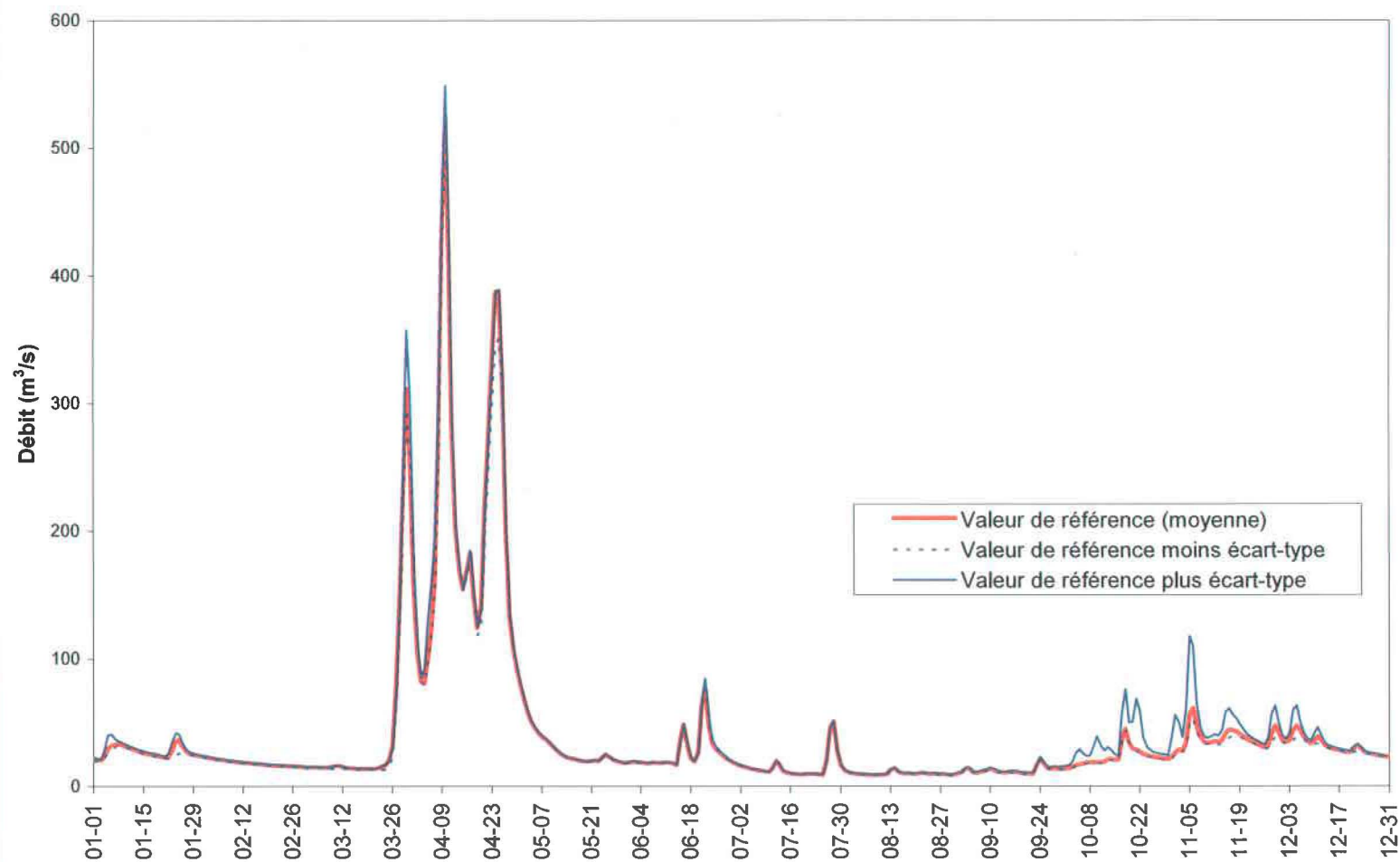


Figure E.3: Débits simulés pour différentes valeur de teneur en eau au point de flétrissement (θ_{pf}) - Station 02OA054 - 1993

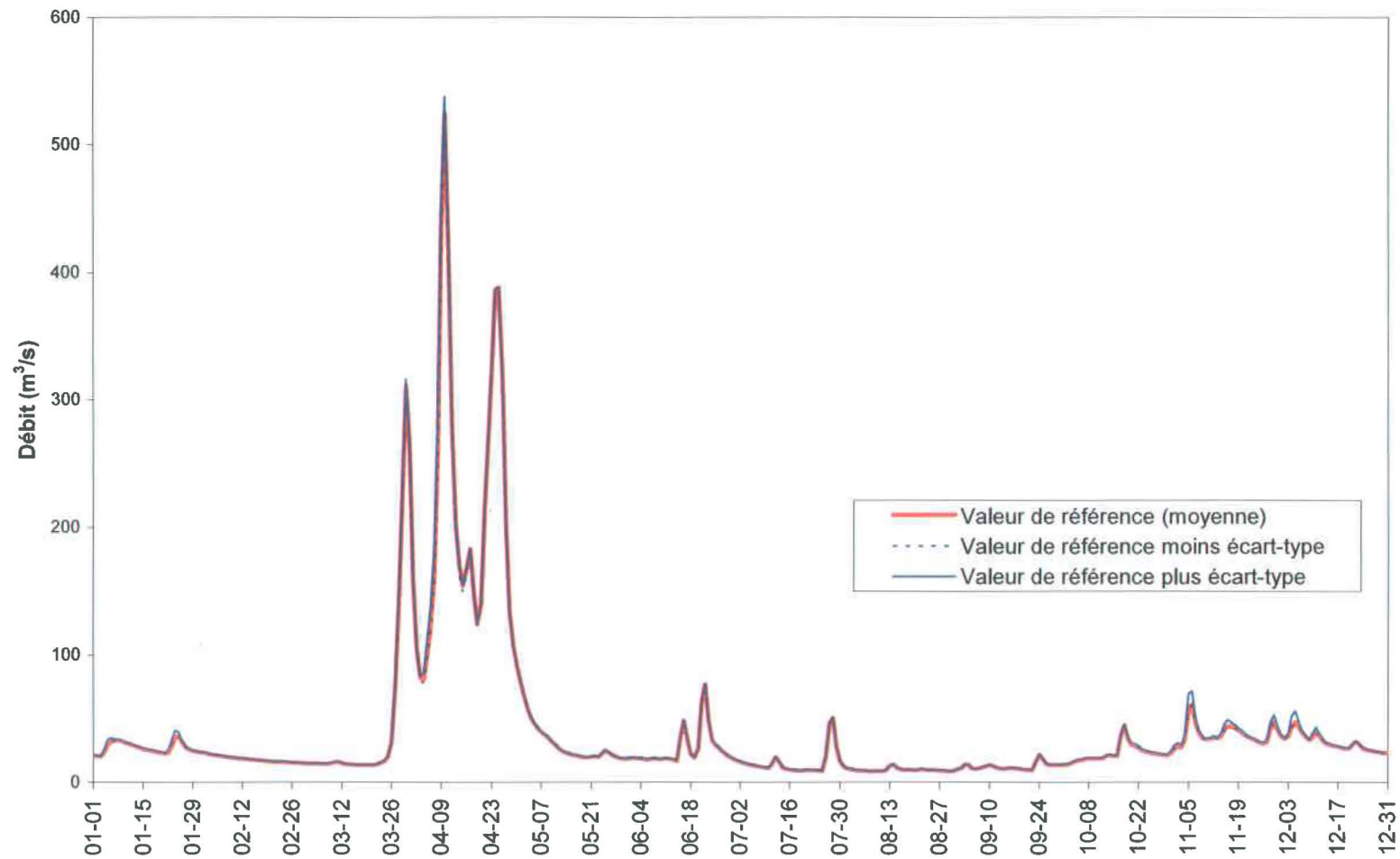
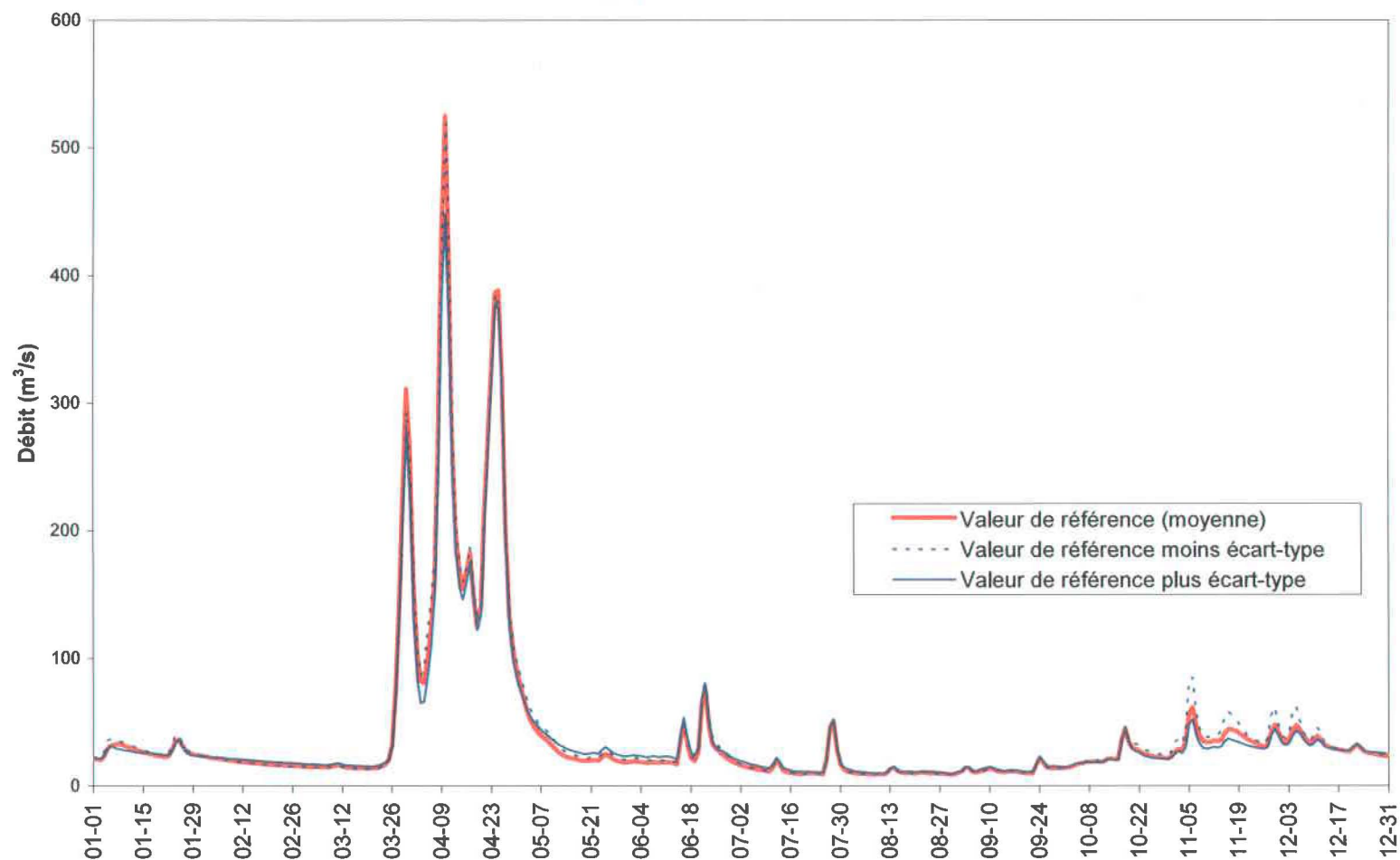
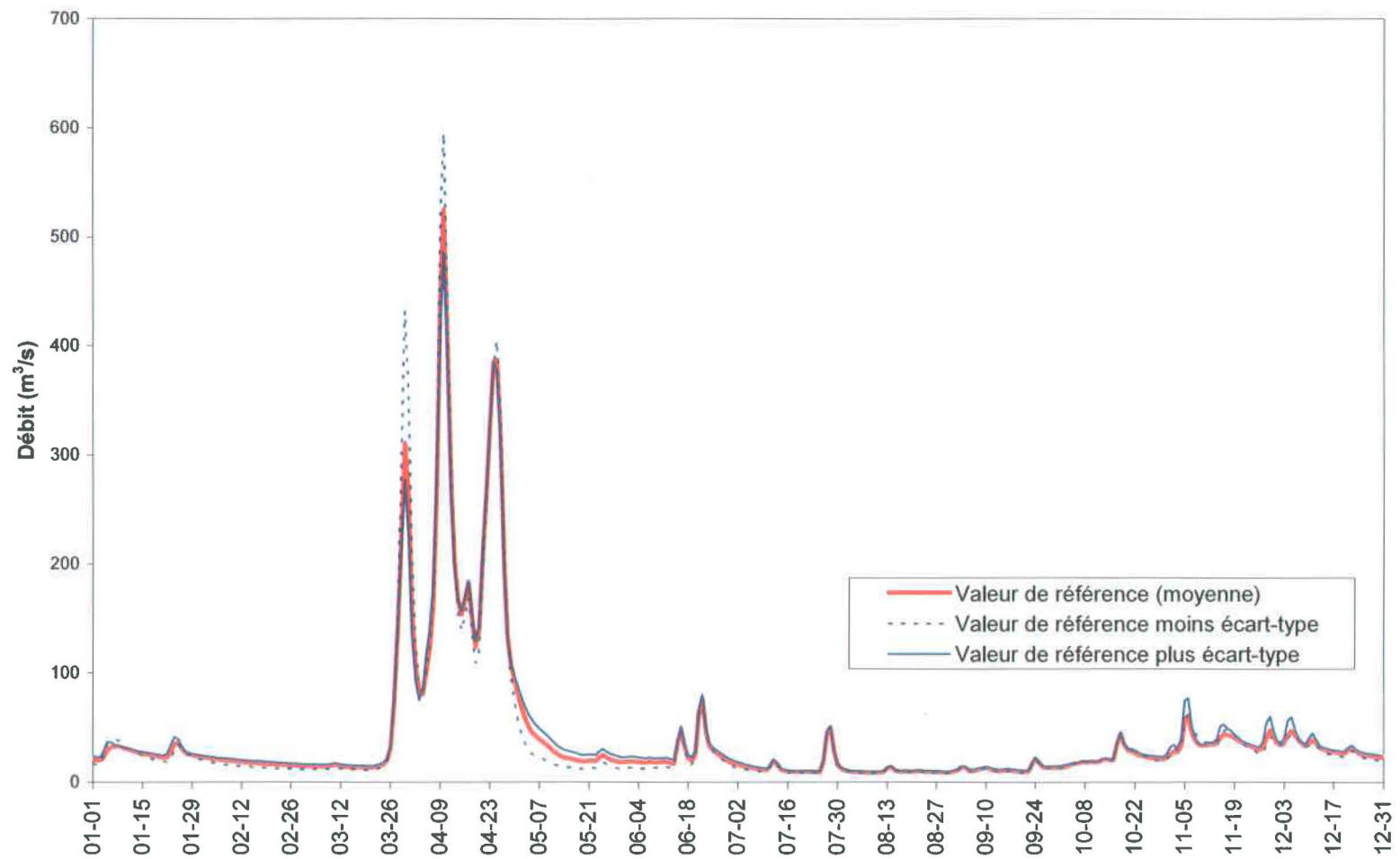
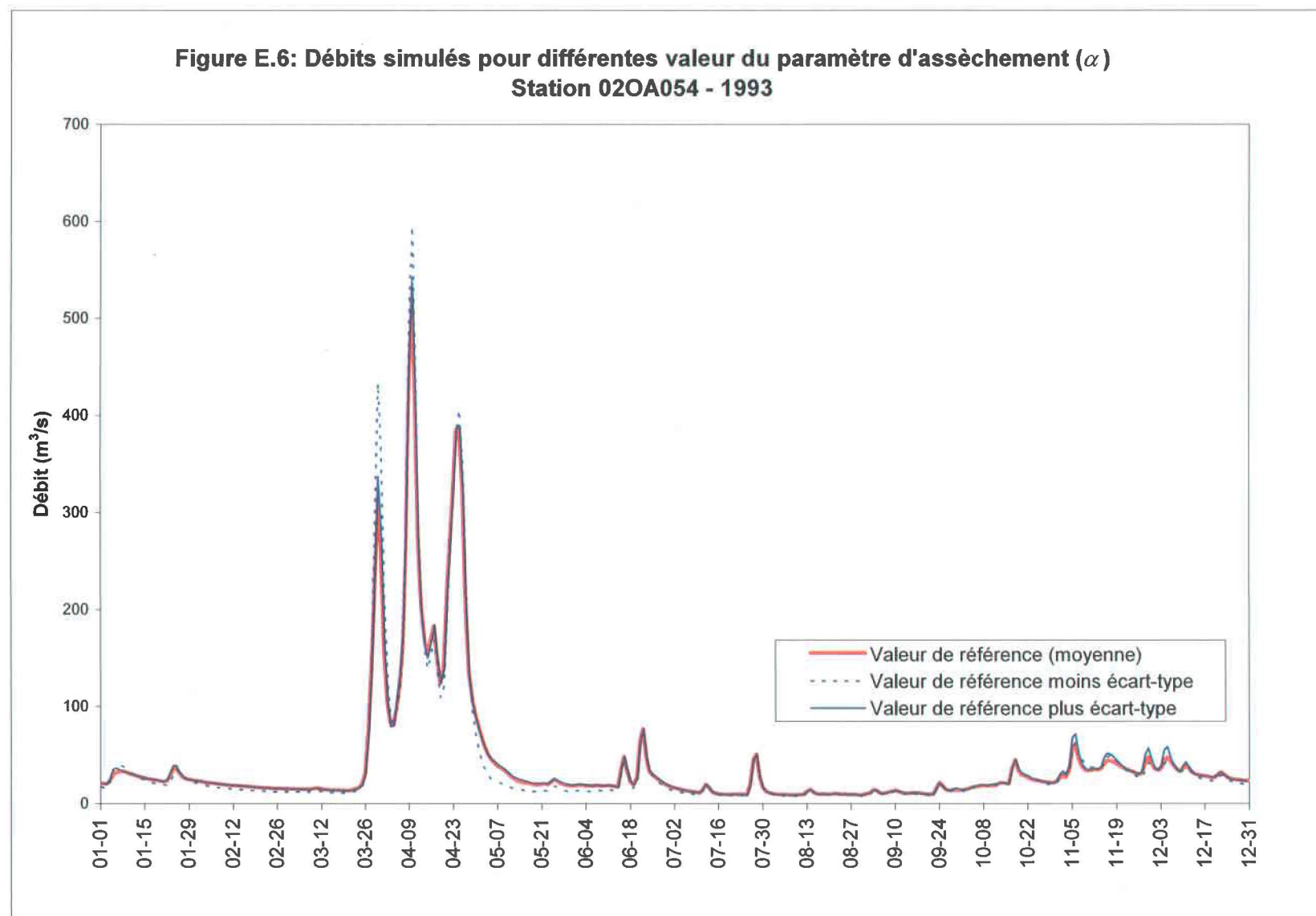


Figure E.4: Débits simulés pour différentes valeur de potentiel matriciel à saturation (Ψ_s)
Station 02OA054 - 1993



**Figure E.5: Débits simulés pour différentes valeur de distribution dimensionnelle des pores
(λ) - Station 02OA054 - 1993**





Annexe F :
Expression graphique des résultats de simulation

Annexe F.1 :
Comparaison des débits mesurés et simulés à la station 02OA054 localisée à l'embouchure
du bassin versant de la rivière Châteauguay

Figure F.1.1: Débits mesurés et simulés à la station 02OA054 pour l'année 1984
Régime climatique "sec" - Processus de calage

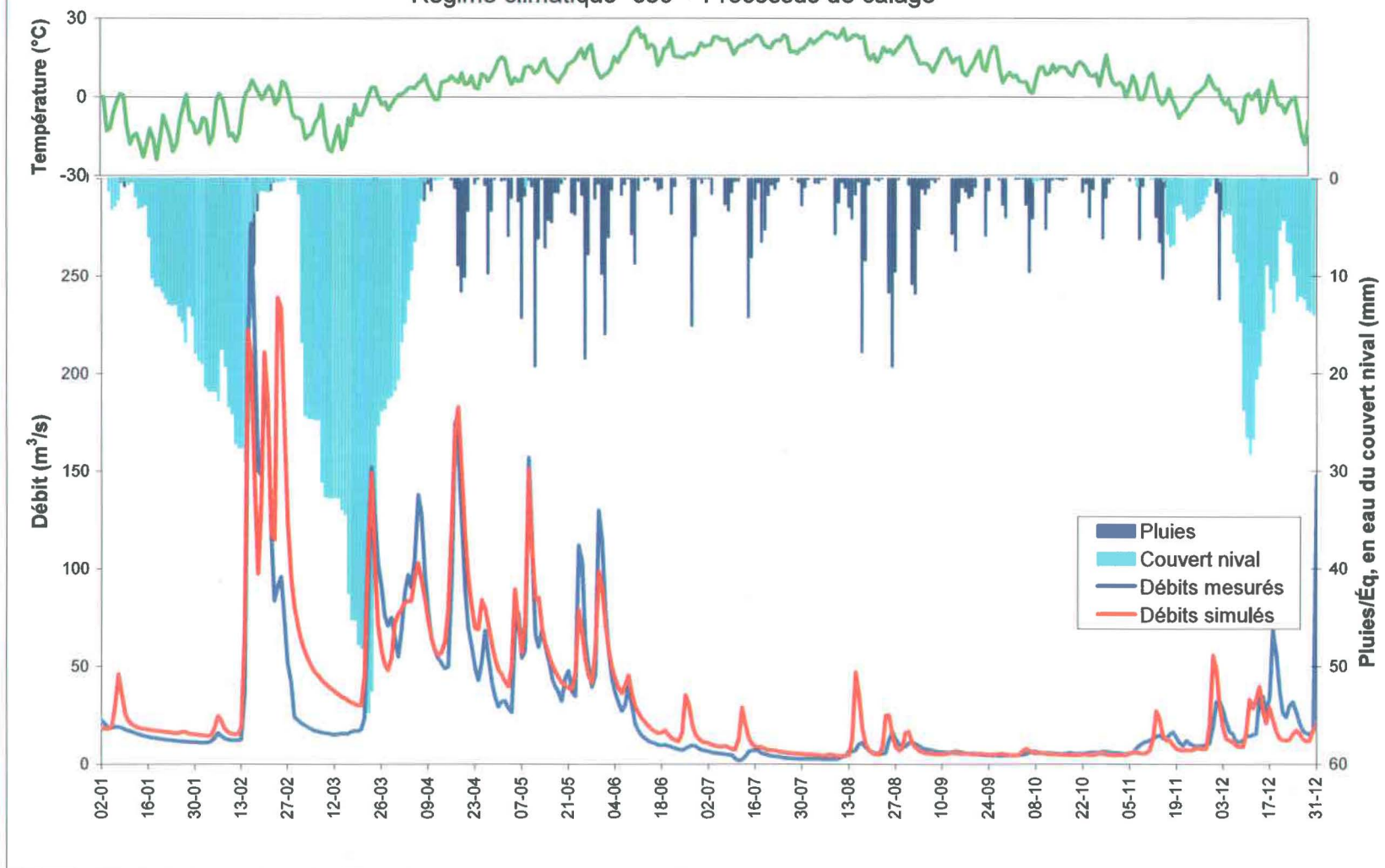


Figure F.1.2: Débits mesurés et simulés à la station 02OA054 pour l'année 1994
Régime climatique "normal" - Processus de calage

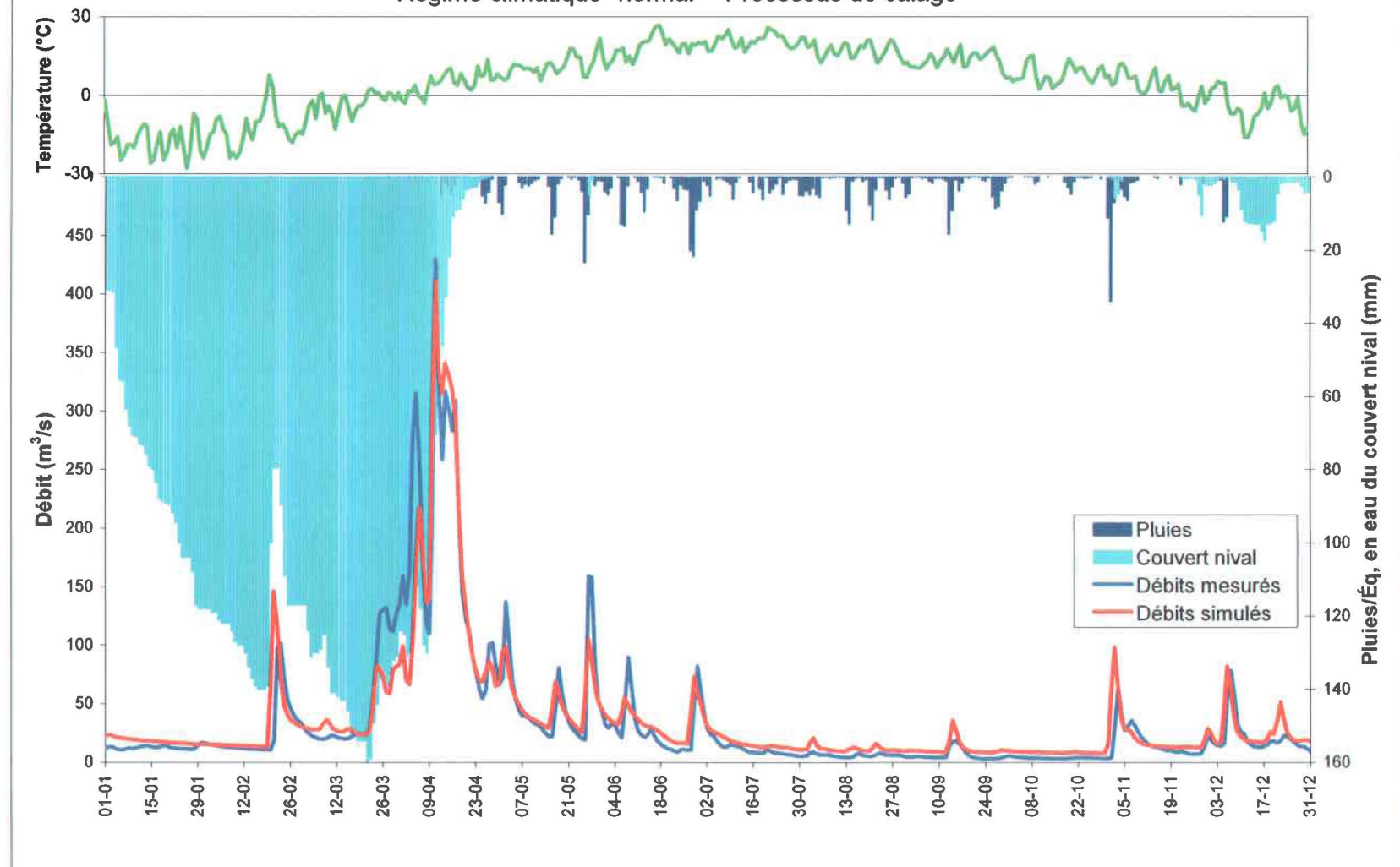
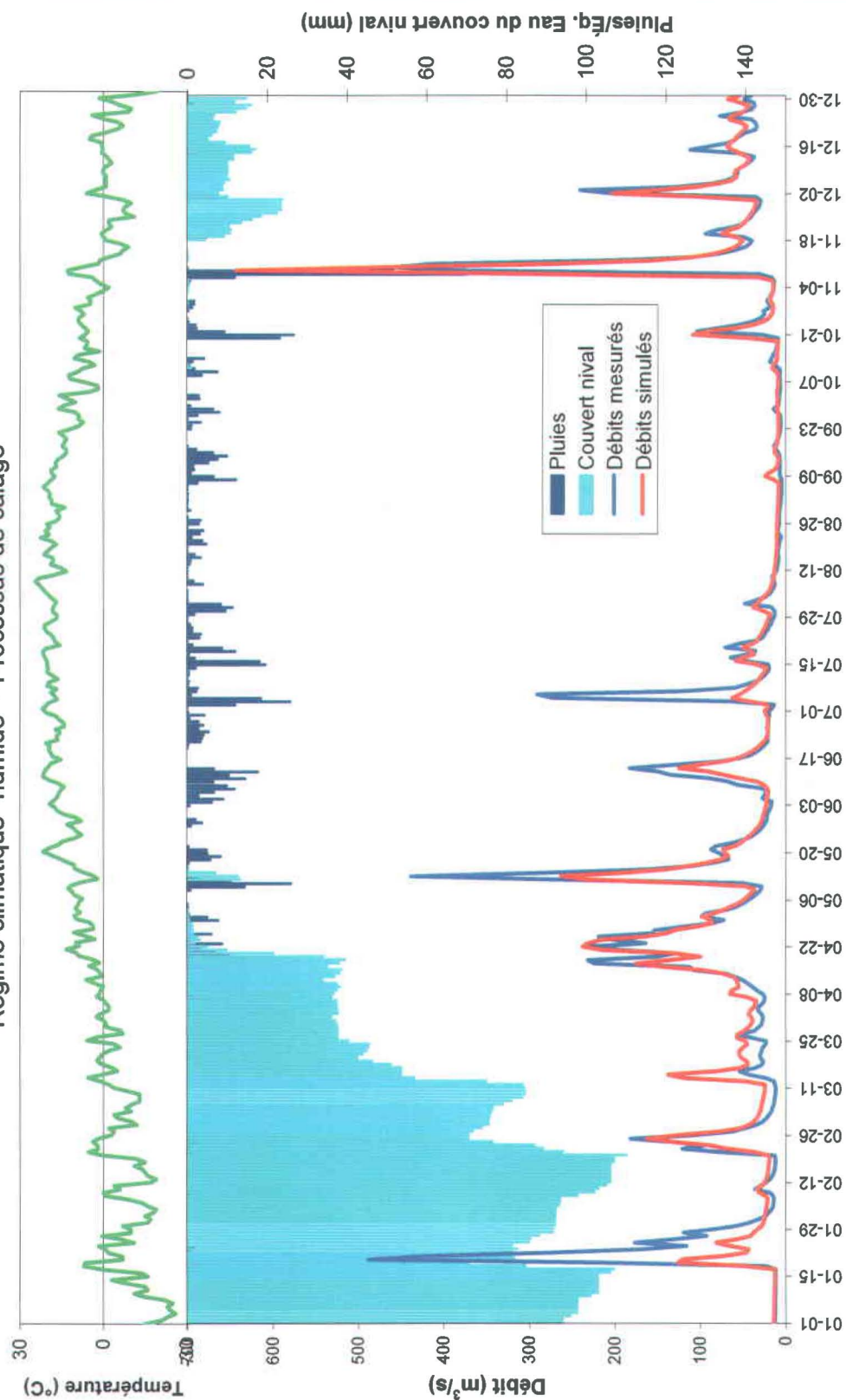


Figure F.1.3: Débits mesurés et simulés à la station 02OA054 pour l'année 1996
Régime climatique "humide" - Processus de calage



Annexe F.2 :
**Comparaison des débits mesurés et simulés à la station 02OA057 localisée à l'embouchure
du regroupement Est**

Figure F.2.1: Débits mesurés et simulés à la station 02OA057 pour l'année 1984
Régime climatique "sec" - Processus de validation

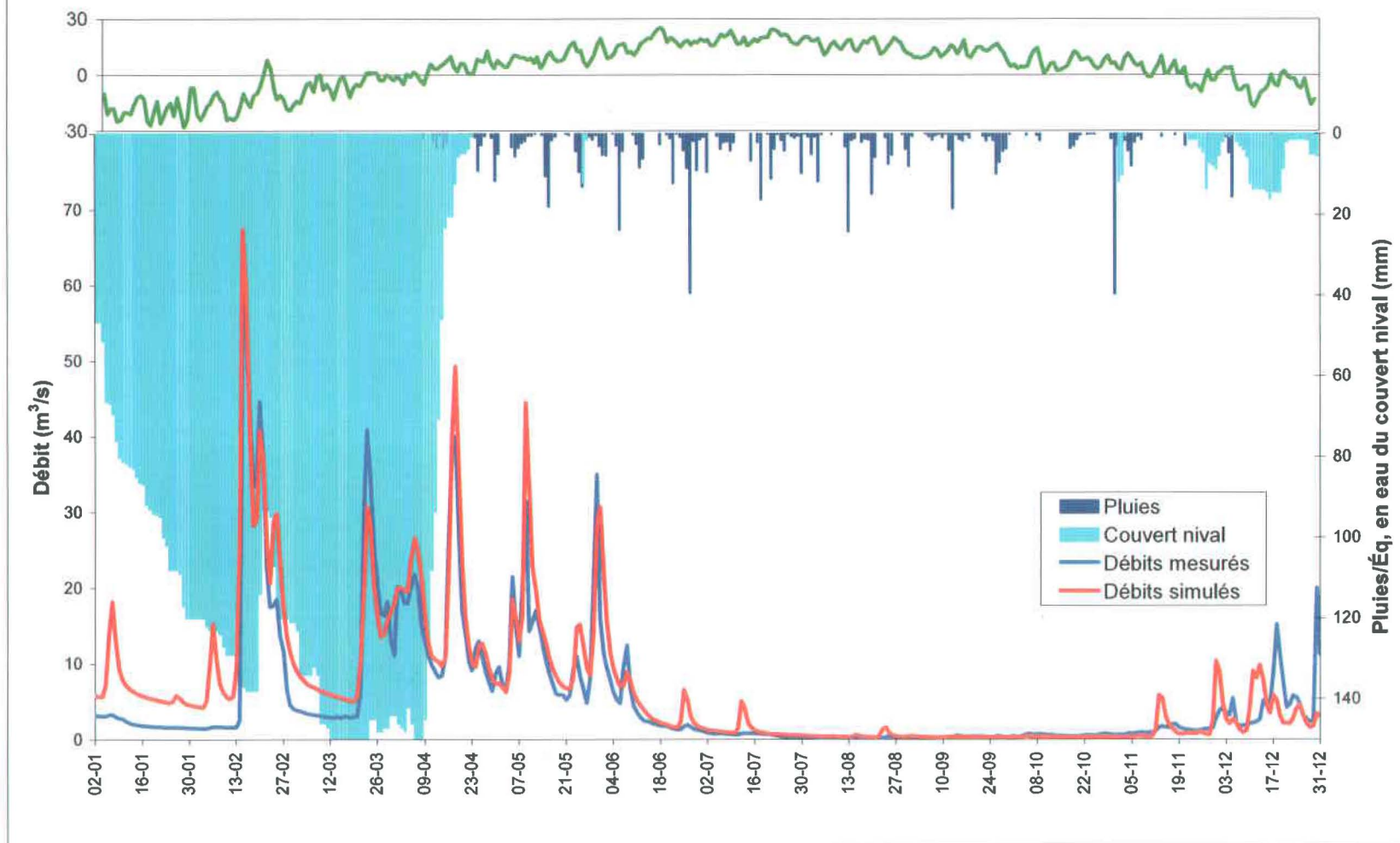
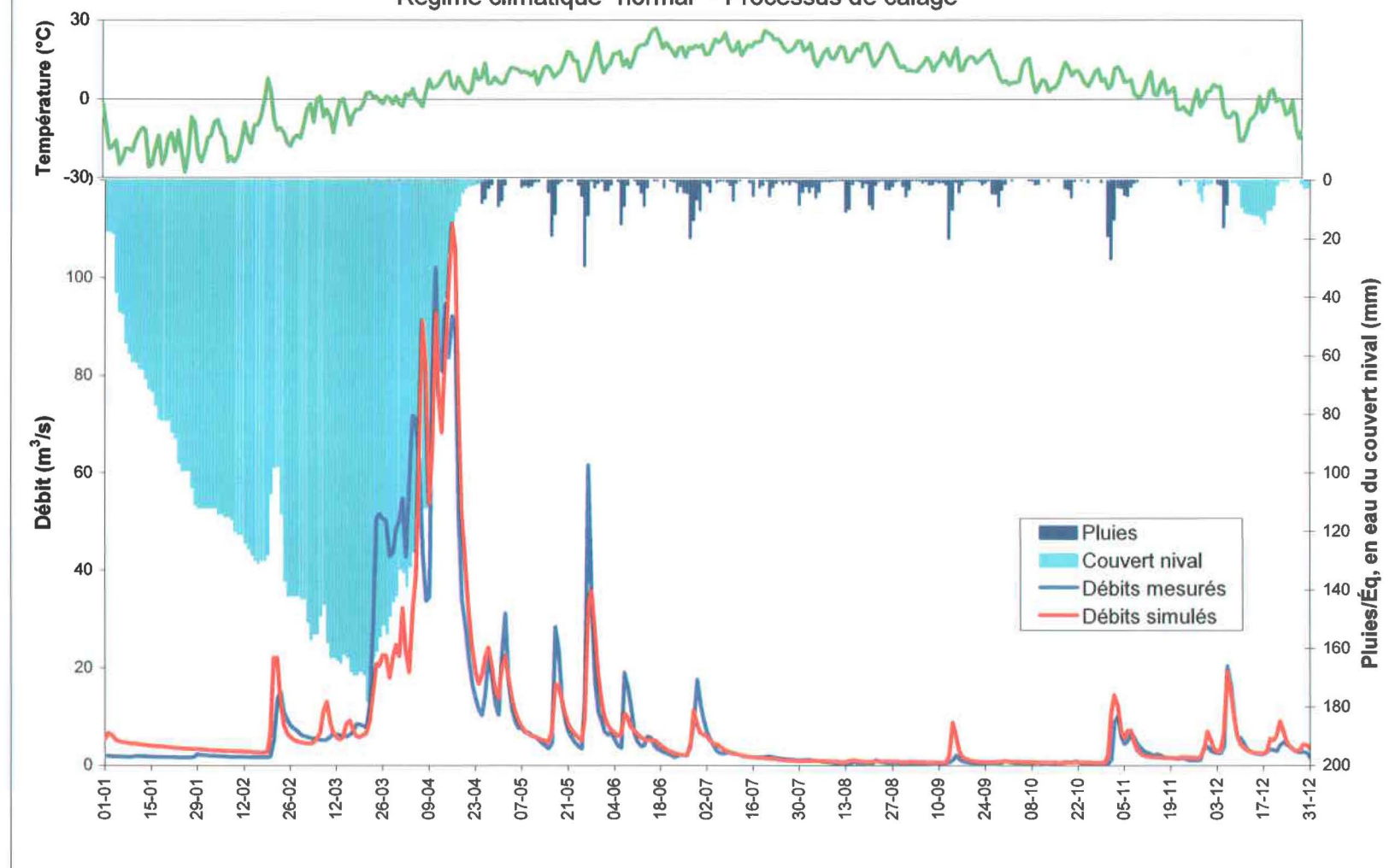
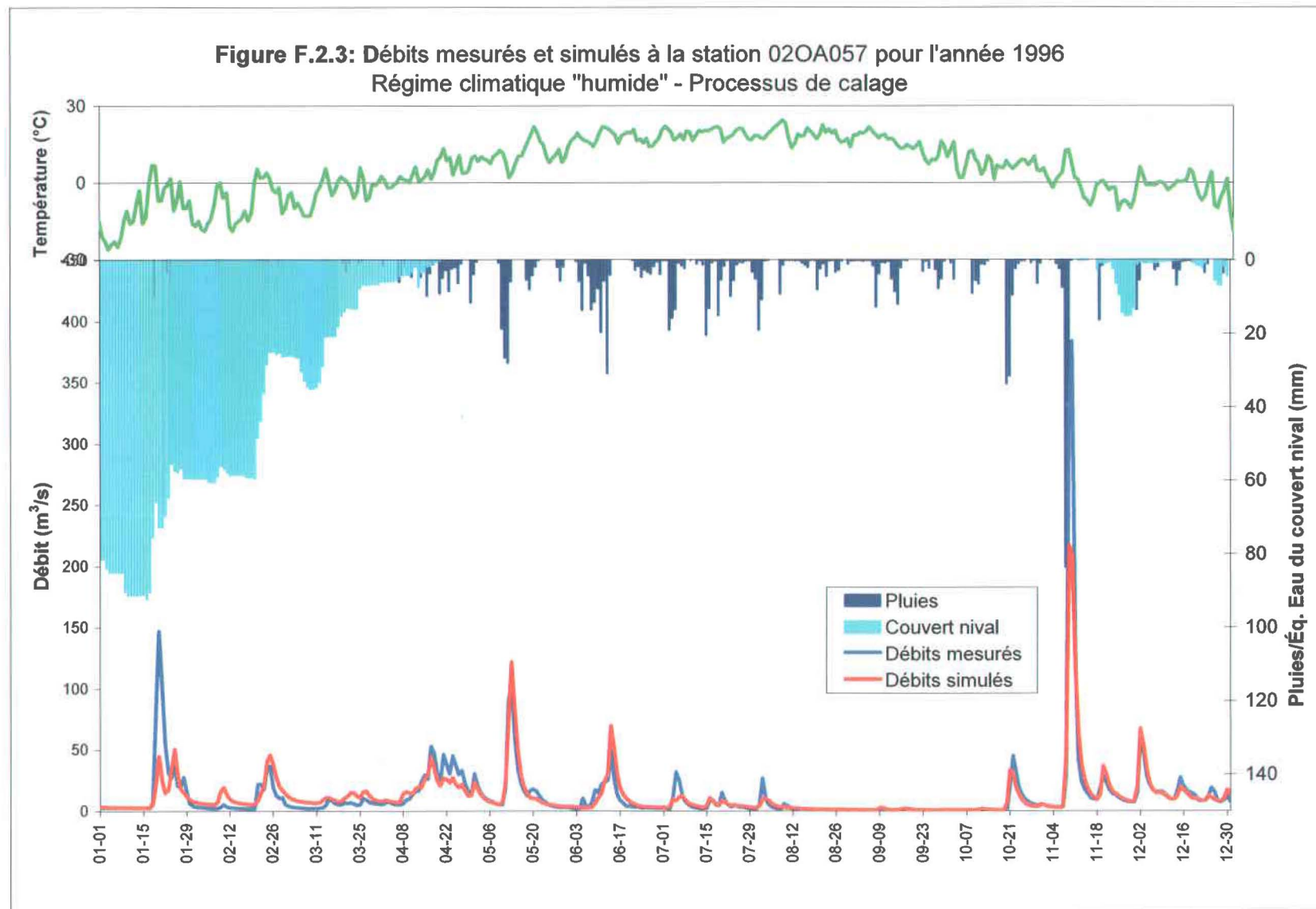


Figure F.2.2: Débits mesurés et simulés à la station 02OA057 pour l'année 1994
Régime climatique "normal" - Processus de calage





Annexe F.3 :
**Comparaison des débits mesurés et simulés à la station 4270510 localisée à l'embouchure
du regroupement Sud**

Figure F.3.1: Débits mesurés et simulés à la station 4270510 pour l'année 1984
Régime climatique "sec" - Processus de validation

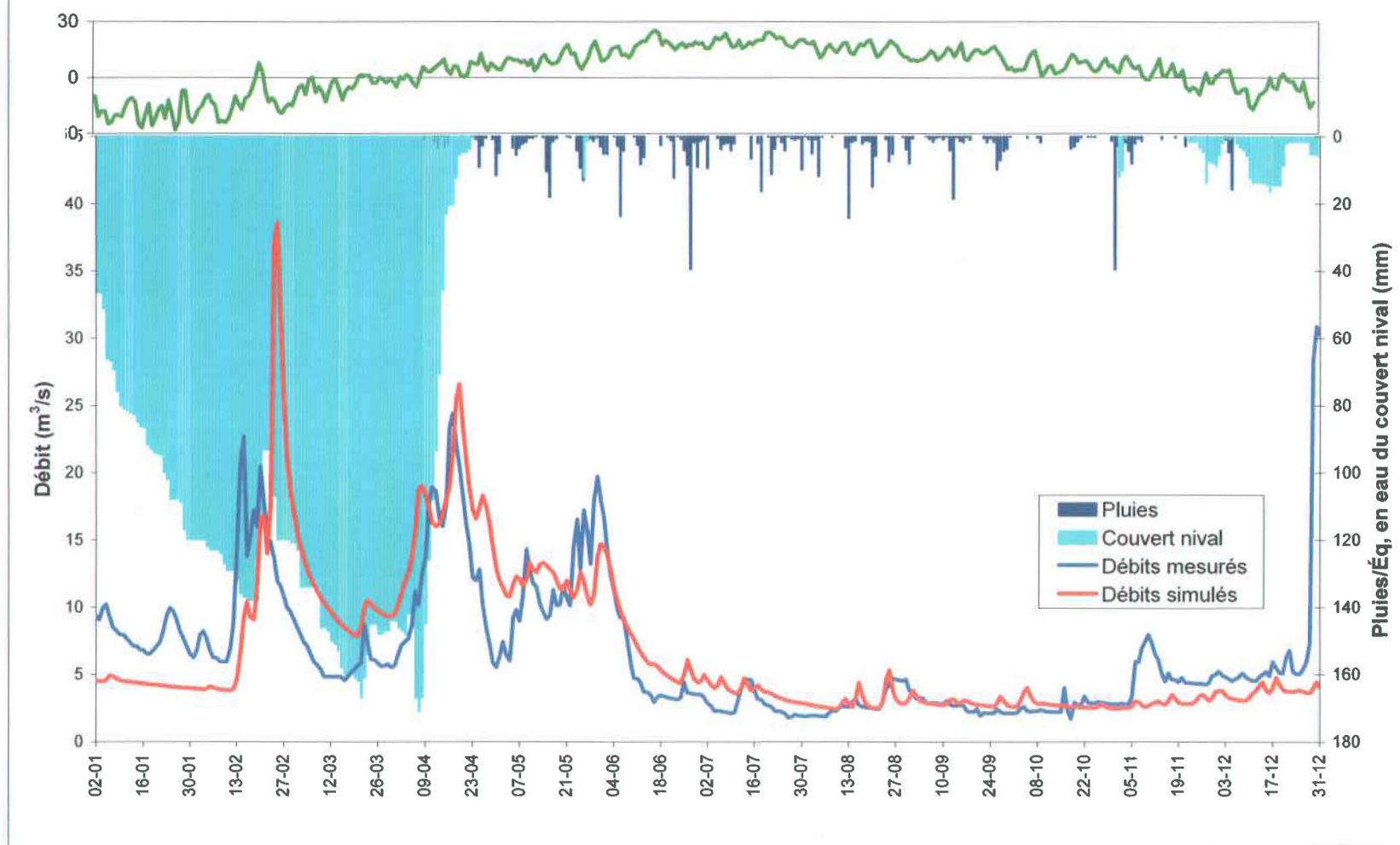


Figure F.3.2: Débits mesurés et simulés à la station 4270510 pour l'année 1981
Régime climatique "normal" - Processus de validation

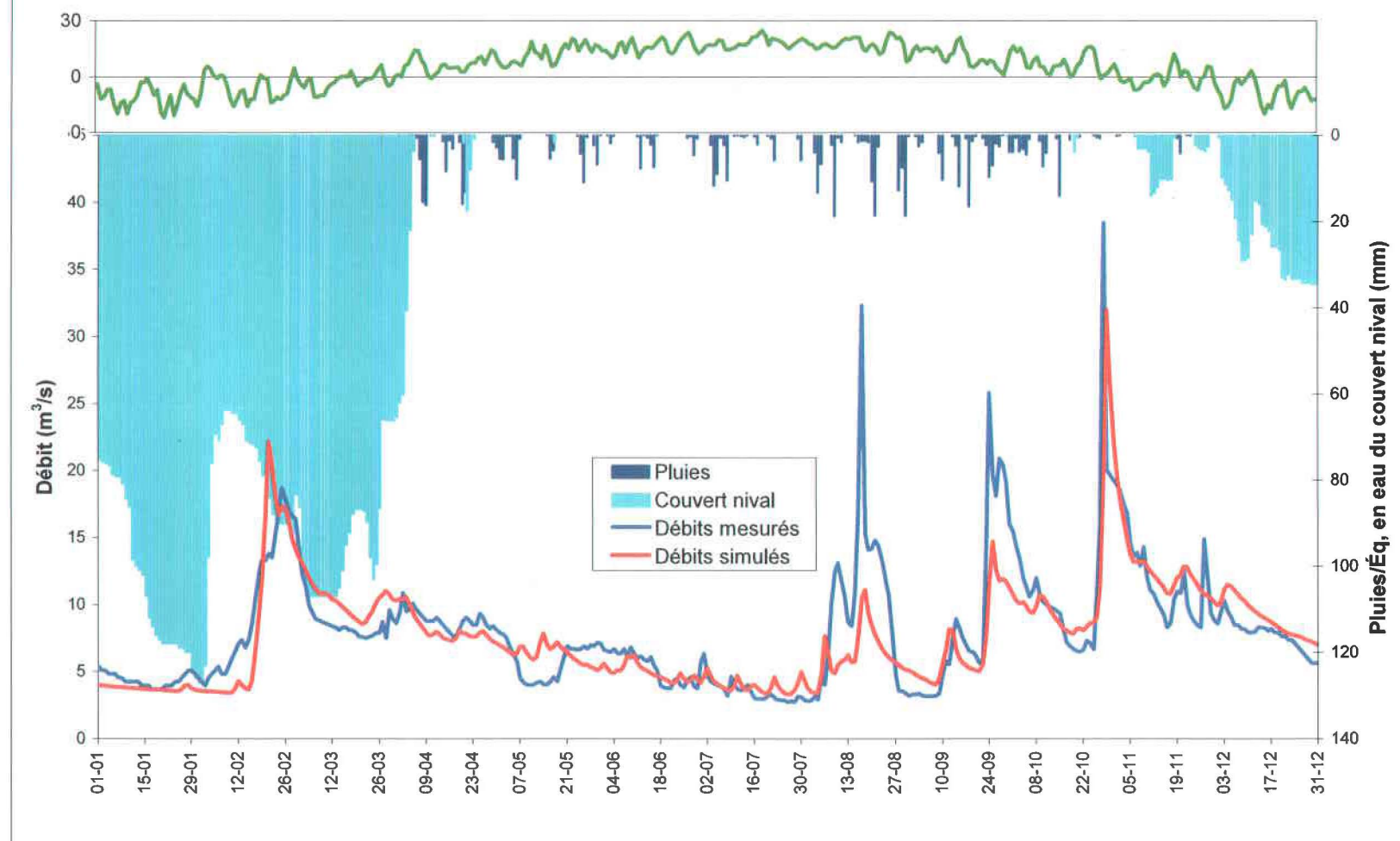
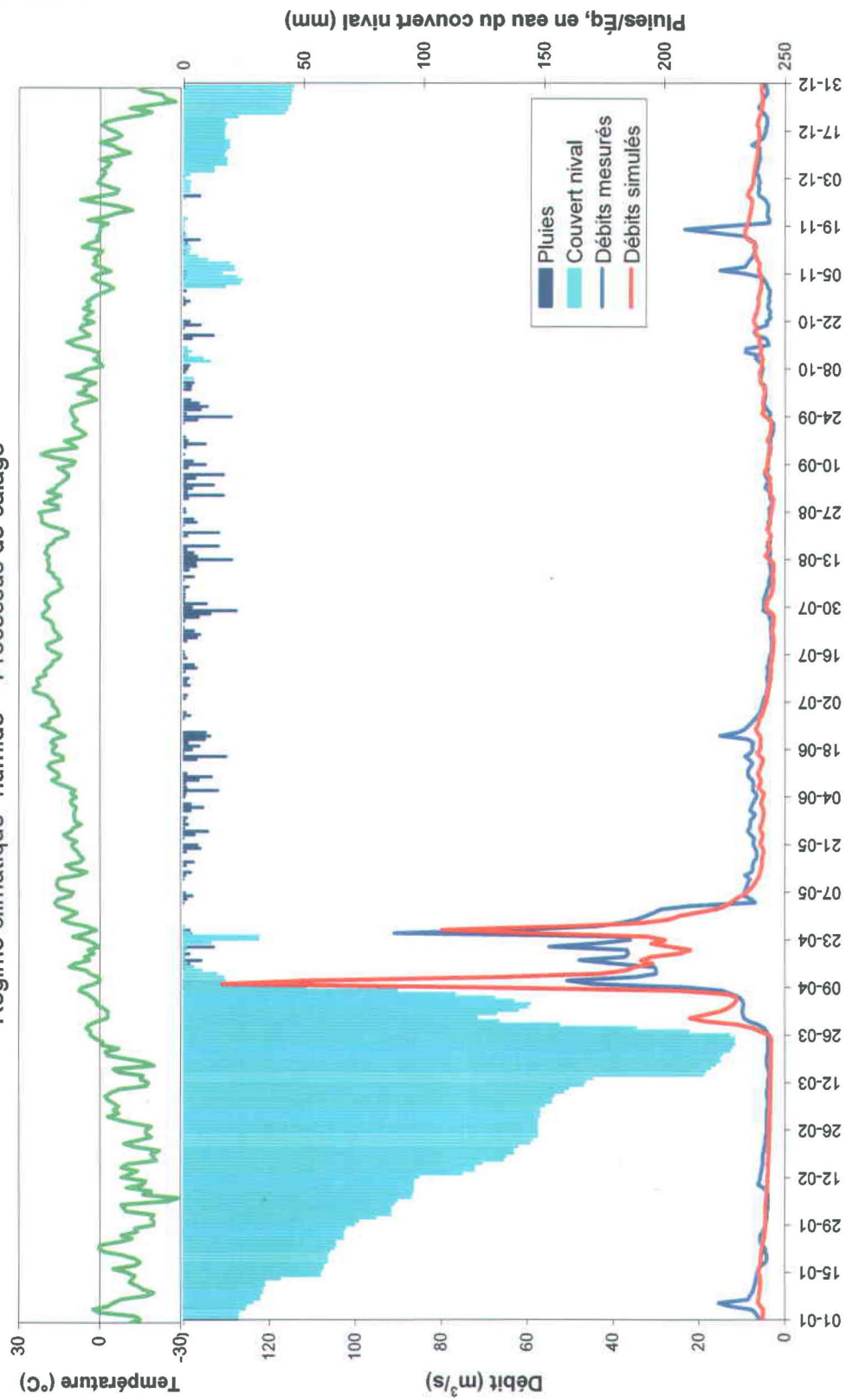


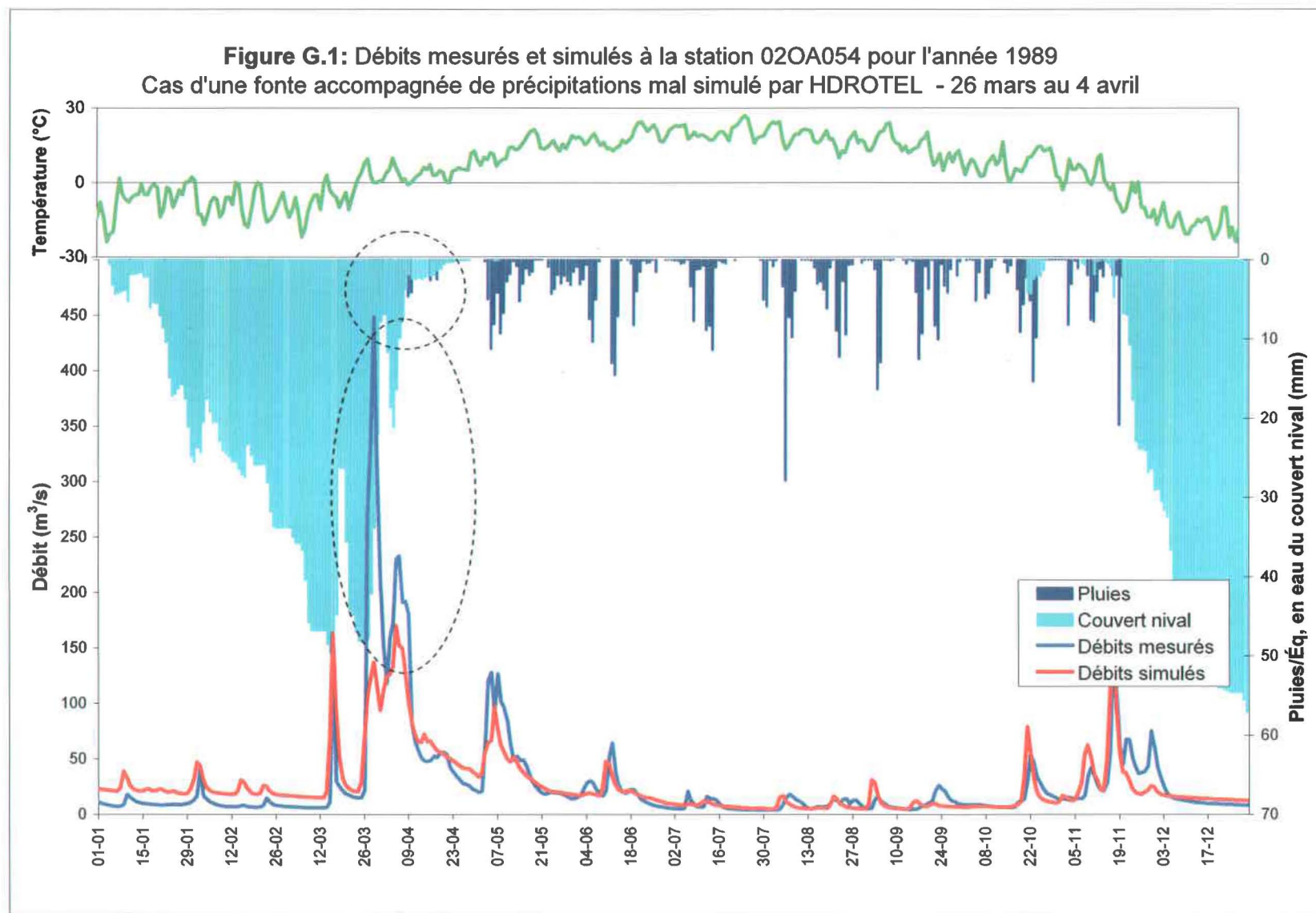
Figure F.3.3: Débits mesurés et simulés à la station 4270510 pour l'année 1993
Régime climatique "humide" - Processus de calage



Annexe G :
Identification des périodes d'embâcles sur la rivière Châteauguay

Annexe G – Identification des périodes d'embâcles sur la rivière Châteauguay

| Date | Titre | Source | Passages cités |
|------------------------|--|---|---|
| 29 mars 1989 | Inondations possibles dans plusieurs régions | Bisson, Bruno La Presse Nouvelles générales, p. A7 | « Dans la région métropolitaine, la rivière Châteauguay est toujours en crue et la cote d'inondation pourrait être atteinte dès demain si les précipitations attendues pour hier et aujourd'hui s'avèrent aussi importantes que prévues. » |
| 23 janvier 1996 | Tous les sinistrés de Châteauguay devraient réintégrer leur domicile dès aujourd'hui | Lamon, Georges La Presse Nouvelles générales, p. A4 | « Hier matin, à Châteauguay, c'était l'opération enlèvement de la glace, nettoyage des rues et réintégration progressive des foyers avec bien des surprises qui attendaient les sinistrés. » « Par ailleurs, le maire Bourcier a rappelé qu'il restait un point problématique : l'embâcle à la hauteur de Huntingdon... » |
| 22 février 1997 | Pluie et neige : la sécurité civile sur le qui-vive | Clément, Éric La Presse Nouvelles générales, p. A3. | « La Ville de Châteauguay rappelle à sa population des secteurs habitués aux inondations de fermer l'alimentation électrique de leur sous-sol et de déplacer leurs objets de valeur aux étages supérieurs si une hausse rapide du niveau de l'eau est observée ou si un embâcle semble se former. » |
| 31 mars 1998 | Les rivières commencent à retourner dans leur lit Mais la pluie pourrait retarder le retour à la normale | Lachapelle, Judith Le Devoir Montréal, p. A3. | « La situation est stable pour les régions longeant la rivière Châteauguay dont les municipalités de Très-Saint-Sacrement, Omrstown, Châteauguay, Sainte-Martine et Howick. «Le débit a cessé d'augmenter vers minuit dans la nuit de dimanche à lundi, mais il décroît excessivement lentement, explique Jacques Masson, agent d'information à la Sécurité civile. Il n'y a pas de nouvelles résidences inondées, contrairement à dimanche où le nombre allait en augmentant. » |
| 1er mars 2000 | L'embâcle est évitée à Châteauguay | Gagnon, Martha La Presse Rive-Sud/Montérégie, p. A10. | « Au grand soulagement des résidants, l'embâcle sur la rivière Châteauguay a finalement cédé vers 17 h 30 hier, libérant les eaux menaçantes. » |
| 12 avril 2001 | Le débit de la Châteauguay passe de 40 à 585 mètres cubes par seconde Duchesne, André | La Presse Montréal Plus, p. E1 | « Selon lui [le maire Sergio Pavone.], 600 résidences riveraines risquent être inondées si la rivière sort soudainement de son lit. Deux facteurs pourraient conduire à une inondation: une forte pluie et un embâcle provoqué par la descente des glaces qui se trouvent toujours en amont, notamment à la hauteur de Sainte-Martine. » |
| 7 mars 2004 | Au moins 16 résidences évacuées La Châteauguay en avance | Gervais, Raymond La Presse Actualités, p. A3 | « Le printemps n'est que dans deux semaines, mais déjà ça sent la débâcle à Châteauguay. La pluie de vendredi et une hausse soudaine de la température ont fait gonfler la rivière Châteauguay, qui est sortie de son lit hier midi. Un premier embâcle s'est formé près de Mercier, à la hauteur du boulevard de Salaberry Sud, puis un deuxième au pied du boulevard d'Youville, près de l'hôtel de ville. Le premier a cédé hier midi, créant un coup d'eau important. » |



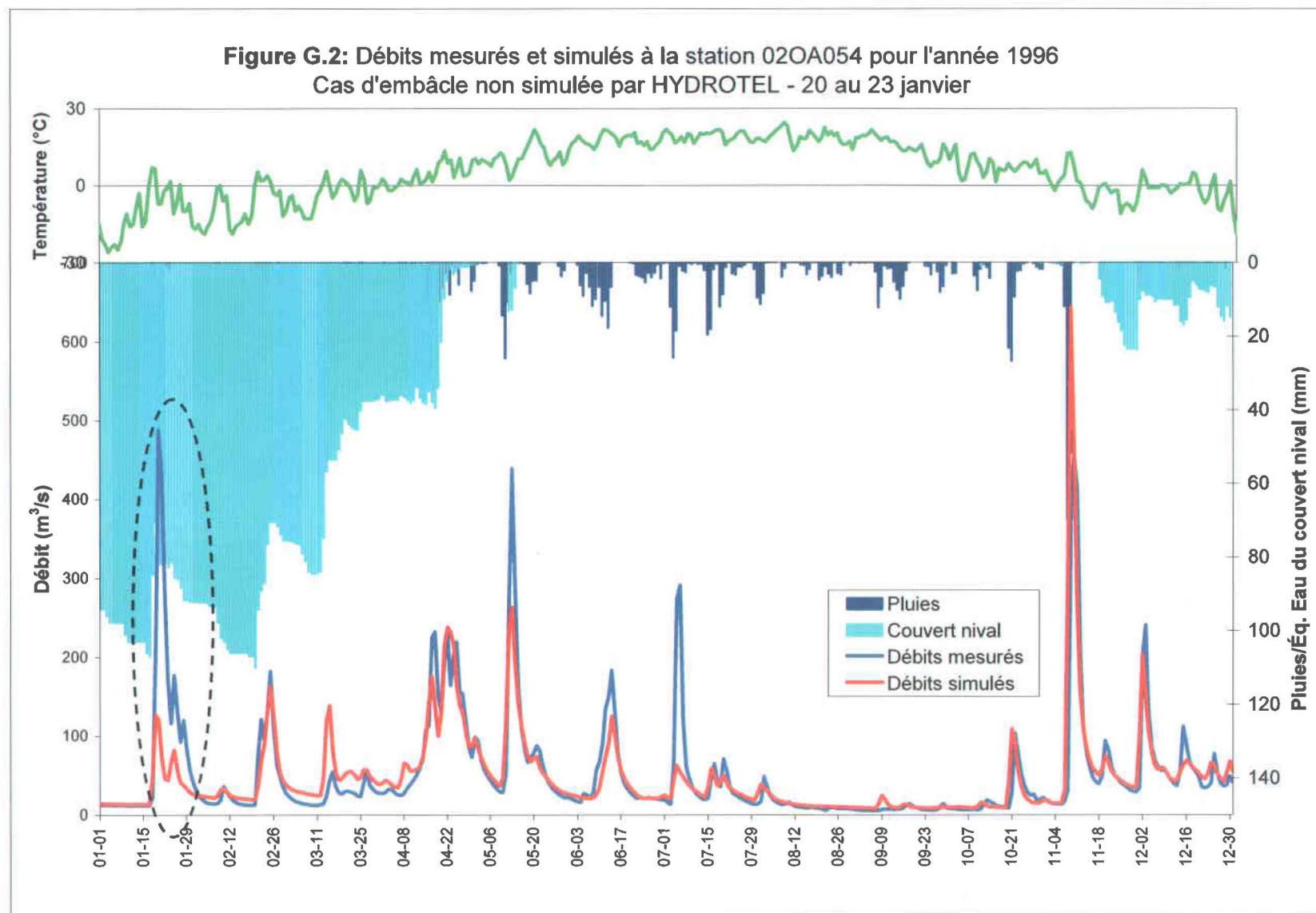
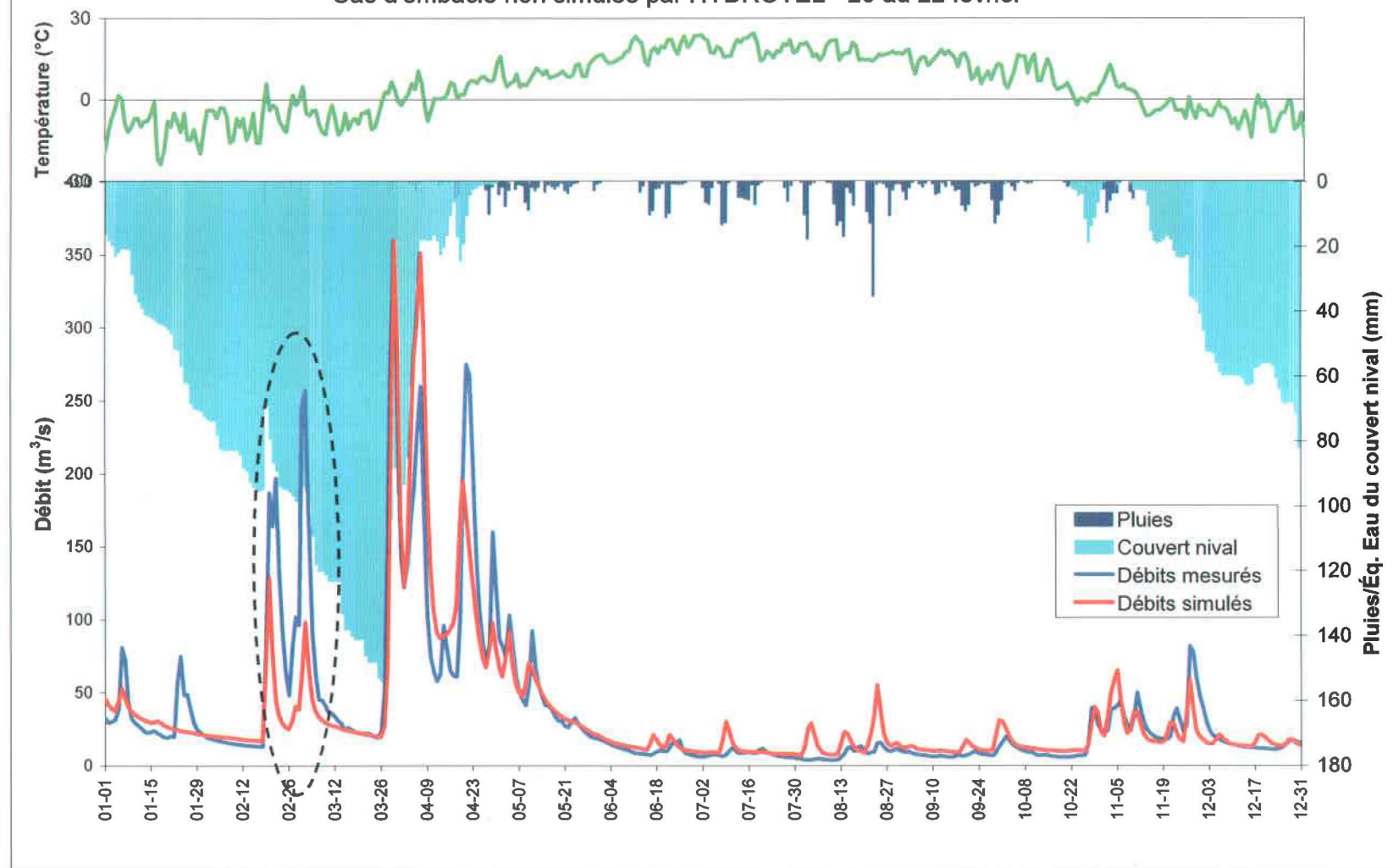
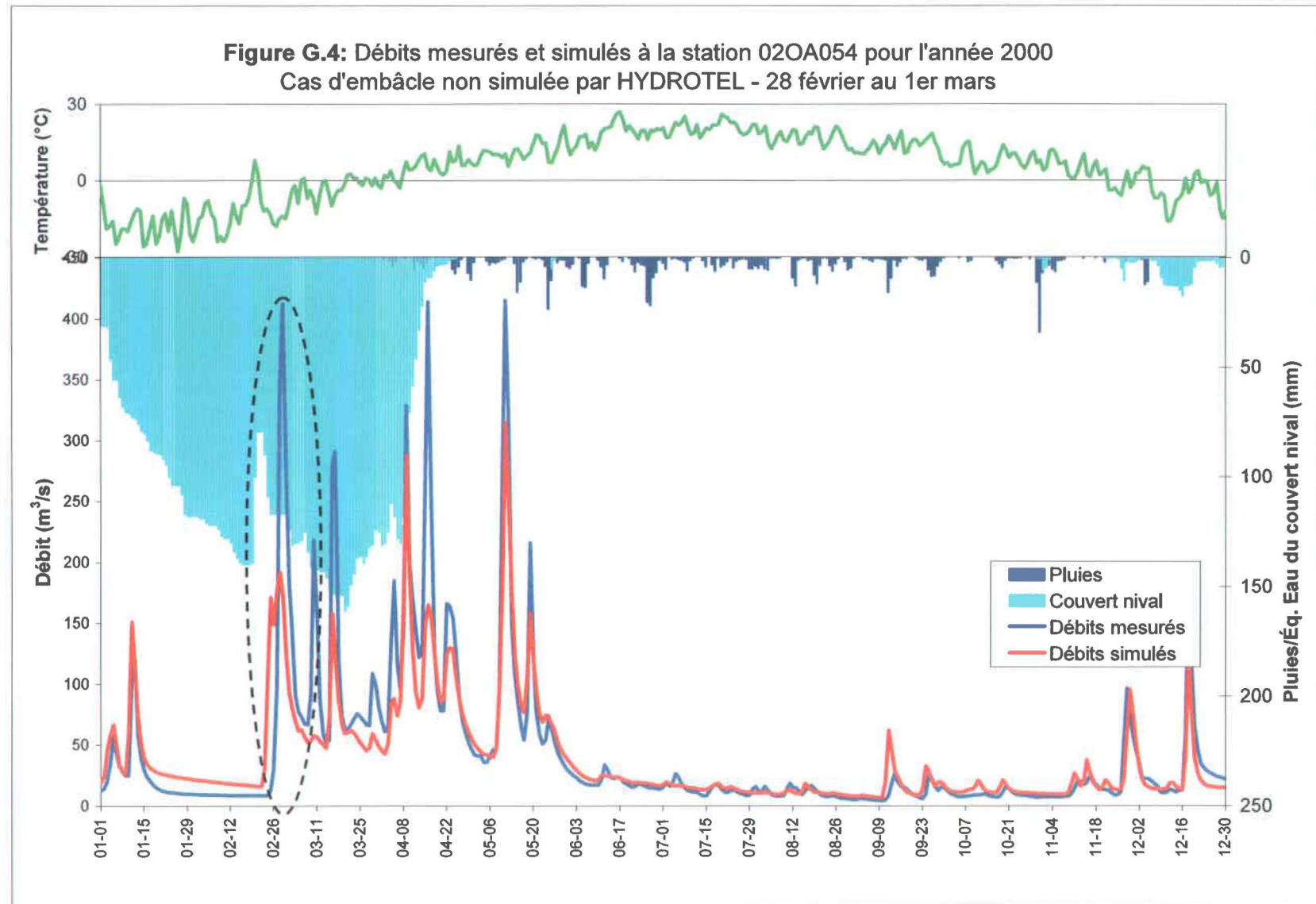
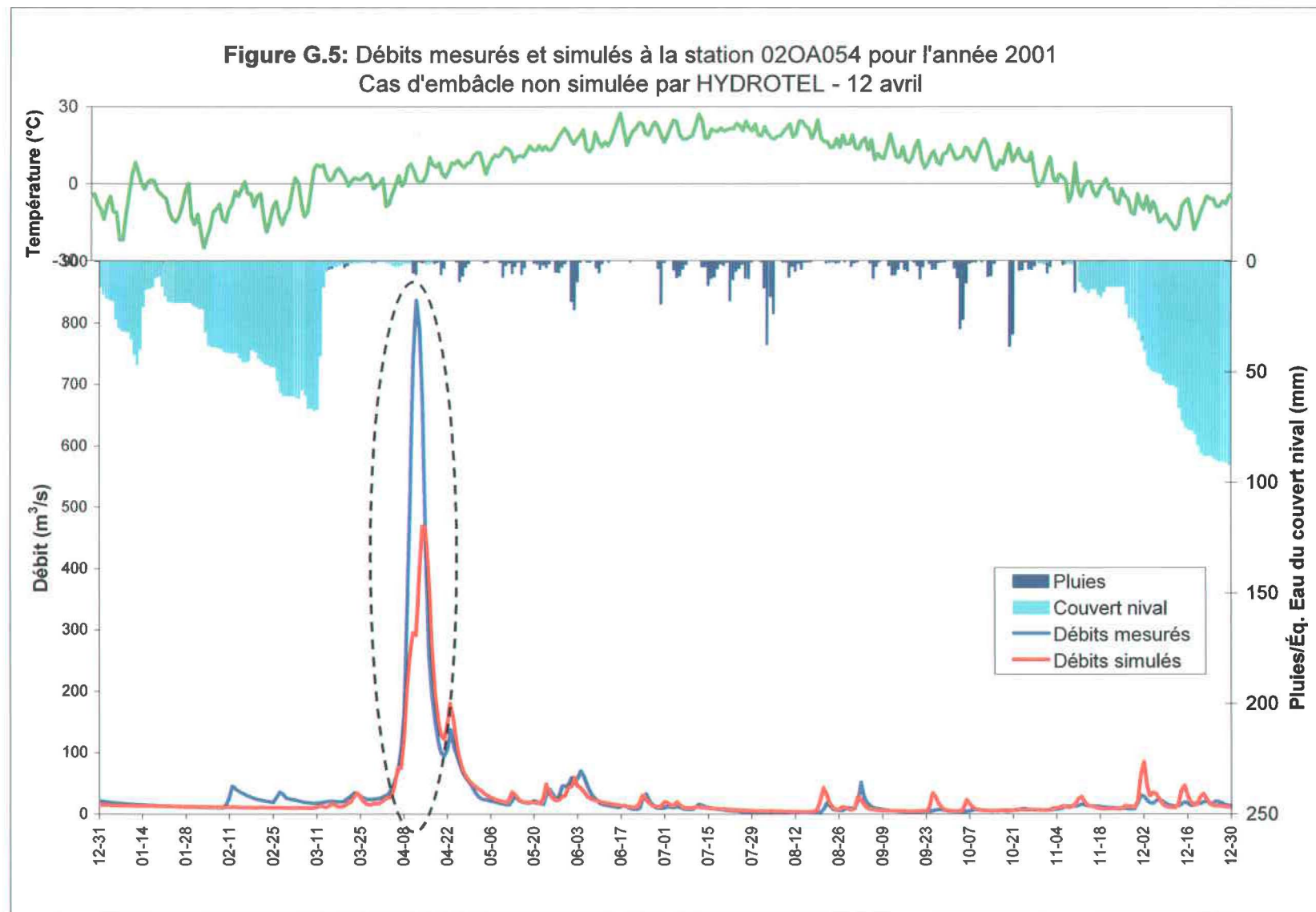
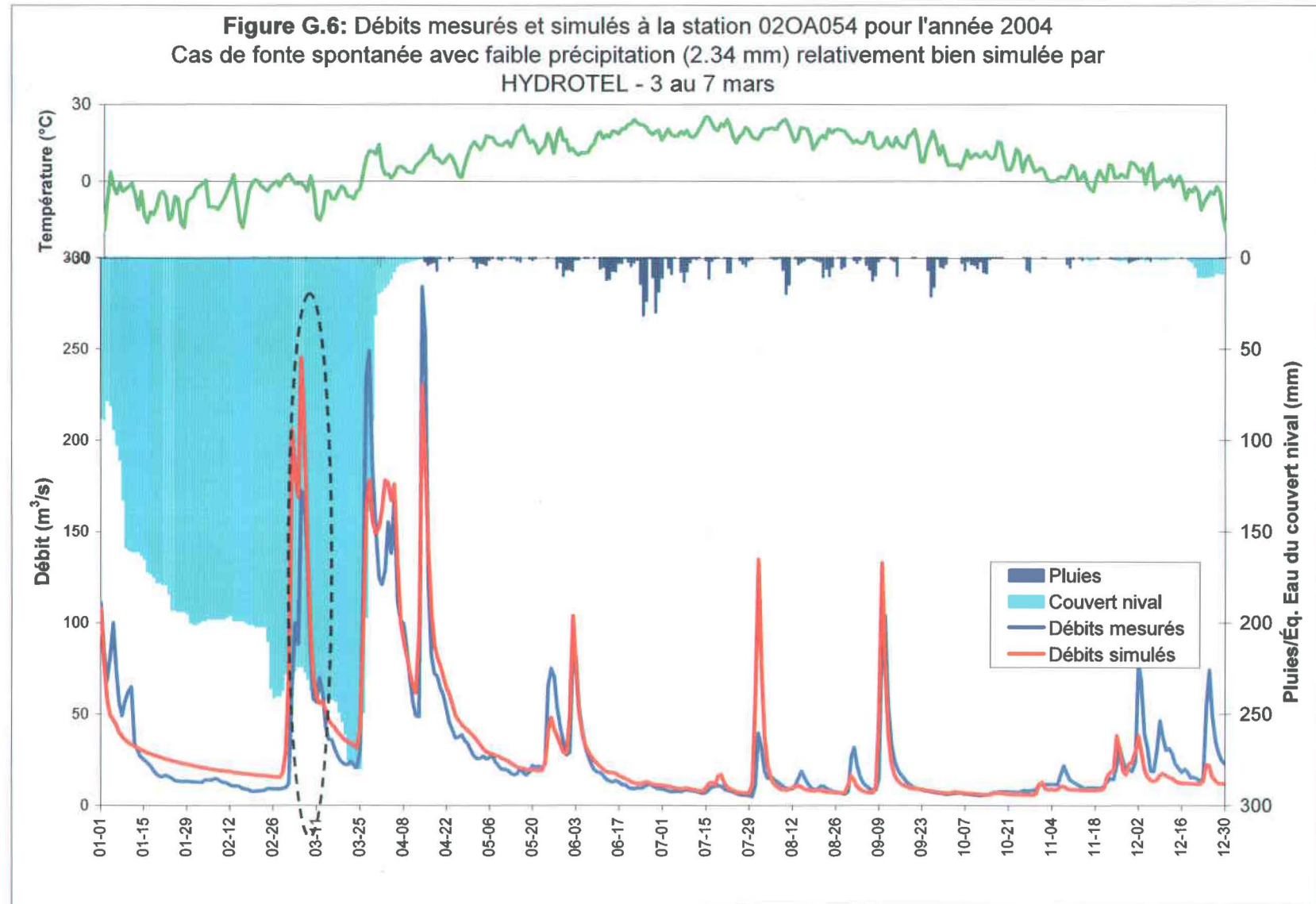


Figure G.3: Débits mesurés et simulés à la station 02OA054 pour l'année 1997
Cas d'embâcle non simulée par HYDROTEL - 20 au 22 février









Annexe H :
Annotations au code BV3C

Sous-section 3.1.2.1 : Évaluation de la profondeur des trois couches de sol (figure 3.6)

| Ligne | Codification |
|-------|---|
| 1560 | z11= z1; |
| 1561 | z22= (opt2_valeur*z2) - z1; |
| 1562 | z33= (opt2_valeur*z3) - (opt3_valeur*z2); |

Sous-section 3.2.1 : Calcul des teneurs en eau

| Ligne | Codification | Expression associée |
|-------|---|---|
| 1884 | theta1+= dtc * (pinf-qq12-v_etr1)/z11; | (3.16a) $\theta_{1f} = \theta_{1i} + \frac{\Delta t}{Z_1} (P - q_{12} - E - Tr_1)$ |
| 1885 | theta2+= (dtc/z22) * (qq12-qq23-v_etr2-q2); | (3.16b) $\theta_{2f} = \theta_{2i} + \frac{\Delta t}{Z_2 - Z_1} (q_{12} - q_{23} - Tr_2 - Q_2)$ |
| 1886 | theta3+= (dtc/z33) * (qq23-q3-v_etr3); | (3.16c) $\theta_{3f} = \theta_{3i} + \frac{\Delta t}{Z_3 - Z_2} (q_{23} - Tr_3 - Q_3)$ |

Sous-section 3.2.2 : Infiltration et ruissellement (Méthode du taux d'infiltration maximale – figure 3.8)

| Ligne | Codification |
|-------|-------------------------------|
| 1430 | if (theta1 == typeSol.thetas) |
| 1432 | pinf = (float)0; |
| 1434 | else if (prec > ks) |
| 1436 | pinf = ks; |
| 1438 | else |
| 1440 | pinf = prec; |
| 1443 | ruis = prec - pinf; |

Sous-section 3.2.3: Propriétés hydrodynamiques variables en milieu non saturé

| Ligne | Codification | Expression associée |
|--|---|---|
| 3.2.3.1: Conductivité hydraulique pour chaque couche de sol ($K_i(\theta)$) | | |
| 1115 | omega = Max(theta / pTypeSol->thetas, (float)0.05); | (3.5b) $S_w = \frac{\theta}{\theta_s}$ |
| 1116 | res_pow = (float)pow((double)omega, (double)(2 * v_b + 3)); | |
| 1117 | conductivite_hydrolique = pTypeSol->ks * res_pow; | (3.17a) $K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^{2b+3}$ |
| 3.2.3.2: Conductivité hydraulique verticale entre chaque couche de sol ($K_{i,j+1}$) | | |
| 1775 | k12= Max(k1, k2); | |
| 1776 | k23= Max(k2, k3); | (3.18) $K_{i,j} = MAX[K(\theta_{i,j}); K(\theta_{i,j+1})]$ |
| 3.2.3.3: Potentiel matriciel ($\Psi_i(\theta)$) | | |
| 1051 | omega = Max(theta / pTypeSol->thetas, (float)0.05); | (3.5b) $S_w = \frac{\theta}{\theta_s}$ |
| 1054 | res_pow = (float)pow((double)omega, (double)-v_b); | (3.19a) $\Psi = \Psi_s \cdot S_w^{-b}$ |
| 1055 | psi = pTypeSol->psis * res_pow; | |
| 1059 | psi = -v_mm * (omega - v_nn) * (omega - 1); | (3.19b) $\Psi = -m(S_w - n)(S_w - 1)$ |
| 2240 | v_omegpi= (float)((1.0 + 2.0 * v_b)/(2.0 + 2.0 * v_b)); | (3.21b) $S_{wi} = \left(\frac{1+2b}{2+2b} \right)$ |

Sous-section 3.2.4 : Écoulements souterrains

| Ligne | Codification | Expression associée |
|-------|---|--|
| 1779 | qq12= k12* (2 * (psi2-psi1)/(z11+z22) +1); // m/h (*m2 // 2D horizontal) | (3.23b) $q_{1,2} = K_{1,2} \left(2 \frac{\Psi(\theta_2) - \Psi(\theta_1)}{Z_1 + (Z_2 - Z_1)} + 1 \right)$ |
| 1780 | qq23= k23* (2 * (psi3-psi2)/(z22+z33) +1); // m/h (*m2 // 2D horizontal) | (3.23c) $q_{2,3} = K_{2,3} \left(2 \frac{\Psi(\theta_3) - \Psi(\theta_2)}{(Z_2 - Z_1) + (Z_3 - Z_2)} + 1 \right)$ |
| 1781 | q2= k2 * sin(atan(v_pte))*z22; // m2/h (*m // 1D horizontal) | (3.25b) $Q_2 = K(\theta) \sin[\arctan(S_n)](Z_2 - Z_1)$ |
| 1782 | q3= (krec) * z33 * theta3; // m2/h (*m // 1D horizontal) | (3.26) $Q_3 = K_r (Z_3 - Z_2) \theta_3$ |

Sous-section 3.2.5.1 Évaporation du sol nu

| Ligne du code | Codification | Expression associées |
|---------------|---|---|
| 922 | evapo= (float)(etp * exp(-m_vecParametres[jeu].PrendreDes()*v_infol)); | (3.14) $E_m = ETP e^{-IF * D'}$ |
| 927 | ftheta = (float)Min(Max((double)theta1c-(double)typeSol.thetapf, 0.0)/((double)typeSol.thetacc-(double)typeSol.thetapf), 1.0); | (3.13) $FRU = \frac{\theta - \theta_{pf}}{\theta_{cc} - \theta_{pf}}$ |
| 928 | kas= (float)((1.0-exp(-typeSol.alpha*ftheta))/(1.0-2*exp(- typeSol.alpha)+exp(-typeSol.alpha*ftheta))); | (3.12) $C_s = \frac{1 - e^{-\alpha \cdot FRU}}{1 - 2e^{-\alpha} + e^{-\alpha \cdot FRU}}$ |
| 930 | esnu = (opt1_valeur*kas) * evapo; | (3.27) $E = C_s E_m$ |

Sous-section 3.2.5.2 : Transpiration des couches de sol

| Ligne du code | Codification | Expression associée |
|---------------|---|--|
| 940 – 962 | n.a. | Détermination de la profondeur soumise à la transpiration (figure 3.18) |
| 968 | theta = (theta1c*dz1 + theta2c*dz2 + theta3c*dz3) / v_z; | (3.28) $\bar{\theta}_{PR} = \frac{(\theta_1 \cdot Z_{Tr1}) + (\theta_2 \cdot Z_{Tr2}) + (\theta_3 \cdot Z_{Tr3})}{Z_{PR}}$ |
| 978 | ftheta= (float)Min(Max((double)theta-(double)typeSol.thetapf,0.0)/((double)typeSol.thetacc-(double)typeSol.thetapf),1.0); | (3.29) $FRU_m = \frac{\bar{\theta}_{PR} - \theta_{pf}}{\theta_{cc} - \theta_{pf}}$ |
| 979 | kat= (float)((1.0-exp(-typeSol.alpha*ftheta))/(1.0-2*exp(-typeSol.alpha)+exp(-typeSol.alpha*ftheta))); | (3.30) $C_t = \frac{1 - e^{-\alpha FRU_m}}{1 - 2e^{-\alpha} + e^{-\alpha FRU_m}}$ |
| 982 | tp= (opt1_valeur*kat) * ((etp-evapo)*(BETA+(1.0-BETA)*esnu/evapo)); | (3.31) $Tr = C_t \left[(ETP - E_m) \left(\beta + (1 - \beta) \frac{E}{E_m} \right) \right]^1$ |
| 985 | v_etr1 += (float)(v_cot / 100.0 * (tp*(theta1c*dz1)/(theta*v_z))); | (3.32) $Tr_j = Tr \left(\frac{\theta_j \cdot Z_{Trj}}{\bar{\theta}_{PR} \cdot Z_{PR}} \right)$ |
| 986 | v_etr2 += (float)(v_cot / 100.0 * (tp*(theta2c*dz2)/(theta*v_z))); | |
| 987 | v_etr3 += (float)(v_cot / 100.0 * (tp*(theta3c*dz3)/(theta*v_z))); | |

Annexe I :
CD de données

I.1 – CD contenant les données du projet PHYSITEL

Le premier CD présenté dans cette annexe contient les données utilisées dans le cadre du projet PHYSITEL appliqué sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. Ce CD est divisé en quatre dossiers dont le contenu est sommairement décrit ci-dessous. Il est à noter que la version du rapport technique sur le traitement des données d'entrée présenté sur ce CD n'en est qu'à une phase préliminaire. L'information contenue dans ce rapport y est présentée qu'à titre indicatif.

I.1.1 Données brutes et traitement

Ce dossier contient les fichiers de données brutes (1) du réseau vectoriel imposé, (2) les données d'occupation du sol et (3) les données de types de sol. Chaque jeu de données est accompagné des différentes étapes de traitement. Les fichiers associés au réseau vectoriel imposé et à l'occupation du sol sont disponibles en format *.shp (compatible avec ArcGIS® version 9.0). Les données associées aux types de sol sont contenues dans un fichier Excel. Les valeurs converties pour chaque feuillet sont présentées en format *.txt.

I.1.2 Fichiers sources

Les fichiers sources correspondent aux jeux de données d'entrée à PHYSITEL. Leur formatage étant complété, ces derniers sont prêts à être utilisés. Ce dossier contient plus spécifiquement : le MNA, les données d'occupation du sol et des types de sol en format ascii avec une maille de 90 mètres. Le réseau vectoriel édité ainsi qu'un polygone représentant les limites du bassin en format *.tab (compatible avec le MapInfo®).

I.1.3 Projet PHYSITEL Châteauguay

Les fichiers contenus dans ce dossier correspondent à l'ensemble des fichiers produits par PHYSITEL lors du traitement des données sources. Ces fichiers sont compatibles avec la version PHYSITEL 3.0.

I.1.4 Fichiers d'exportation vers HYDROTEL

Les fichiers d'exportation correspondent aux fichiers formatés nécessaires à la mise en applications du modèle HYDROTEL. Ces derniers se retrouvent également dans le second CD contenant les données relatives au projet HYDROTEL.

I.2 – CD contenant les données du projet HYDROTEL

Le second CD présenté dans cette annexe contient les données utilisées dans le cadre du projet HYDROTEL appliqué sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. Ce CD est divisé en cinq dossiers dont le contenu est décrit ci-dessous.

I.2.1 Données d'entrée

Les fichiers contenus dans ce dossier correspondent aux données hydrométéorologiques traitées et formatées. Les données disponibles avant 1980 sont également disponibles, ces dernières n'ont cependant pas été traitées.

I.2.2 Projet HYDROTEL Châteauguay

Les fichiers contenus dans ce dossier correspondent à l'ensemble des fichiers d'entrée ainsi que les fichiers produits par HYDROTEL lors des simulations. Ces fichiers sont compatibles avec la version HYDROTEL 2.6 adaptée pour la caractérisation verticale du sol en trois couches.

I.2.3 Calage du modèle

Ce dossier contient les représentations graphiques des comparaisons entre les débits simulés par HYDROTEL ainsi que les débits observés aux différentes stations hydrométriques. Les données sont disponibles pour la période de calage (1990-1999) ainsi que pour les deux périodes de validation (1980-1989 et 2000-2005). Les fichiers en formats *.txt contiennent la description archivée des manipulations effectuées lors du processus de calage.

I.2.4. Présentation des résultats

Ce dossier contient pour chaque UHRH et sur la période allant de 1980 à 2005 : (1) les valeurs de recharge potentielle telles qu'estimées par BV3C, (2) les valeurs de précipitations, (3) les données brutes fournies par BV3C (4) les fichiers nécessaires à la production des distributions des zones de recharge à l'aide d'HYDROTEL.

I.2.5. Analyse de sensibilité

Ce dossier comporte tous les fichiers relatifs aux différentes analyses de sensibilité : (1) l'analyse de sensibilité préliminaire effectuée avec l'attribution des propriétés hydrodynamiques, (2) l'analyse de sensibilité absolue et (3) l'analyse de sensibilité relative.