

Introduction

La partie « **Bases théoriques** » du manuel d'HYDROTEL vise à donner à l'utilisateur une compréhension pratique de l'approche de simulation hydrologique adoptée dans HYDROTEL. Le premier chapitre présente les structures spatiale, temporelle et hydrologique de simulation des divers processus. Dans les chapitres qui suivent, chacun des processus identifiés est détaillé en rappelant tout d'abord les variables et paramètres dont les valeurs doivent être fournis dans l'interface, puis en fournissant les équations dans lesquelles ces variables et paramètres entrent. Des commentaires divers peuvent être ajoutés afin d'aider l'utilisateur à fournir des valeurs plus adéquates à ces variables et paramètres et à mieux évaluer leur sensibilité.

1 Structures spatiale, temporelle et hydrologique de simulation

Sur le plan spatial, HYDROTEL est un modèle hydrologique distribuée. Ceci signifie que les calculs effectués par le modèle sont faits sur un ensemble d'éléments de calcul répartis à l'intérieur d'un bassin versant. Cette approche permet de mieux prendre en compte la variabilité spatiale des caractéristiques physiographiques de ce bassin (topographie, occupation du sol, types de sol, ...) et des systèmes météorologiques qui l'affectent. Sur le plan temporel, HYDROTEL est un modèle qui fonctionne en continu, par opposition à un modèle par événement. Enfin, les divers processus hydrologiques intervenant sur un bassin versant entre les chutes de pluie ou de neige et les débits en rivière sont considérés dans HYDROTEL comme des sous-modèles. Ces dimensions de la structure de simulation d'HYDROTEL sont traitées plus à fond dans les sections qui suivent.

1.1 Structure spatiale de simulation

Afin de définir la structure spatiale des écoulements sur un bassin versant, on a choisi de partir d'un modèle numérique d'altitude (MNA). Un MNA est essentiellement une représentation matricielle de la topographie d'une région donnée (figure 1.1.1). La résolution des mailles du MNA doit être assez fine pour capturer les informations topographiques essentielles permettant de bien représenter la variation spatiale des caractéristiques physiques du bassin versant sur lequel on désire appliquer HYDROTEL. En pratique, la résolution retenue doit permettre une représentation adéquate de la topographie du bassin ainsi qu'une détermination précise de sa superficie, de son réseau de cours d'eau et de ses sous-bassins. Une description plus détaillée de la formation de la base de données sur un bassin est contenue dans le « **Guide de l'utilisation de l'interface** » de PHYSITEL, ainsi que dans Turcotte *et al.* (2000).

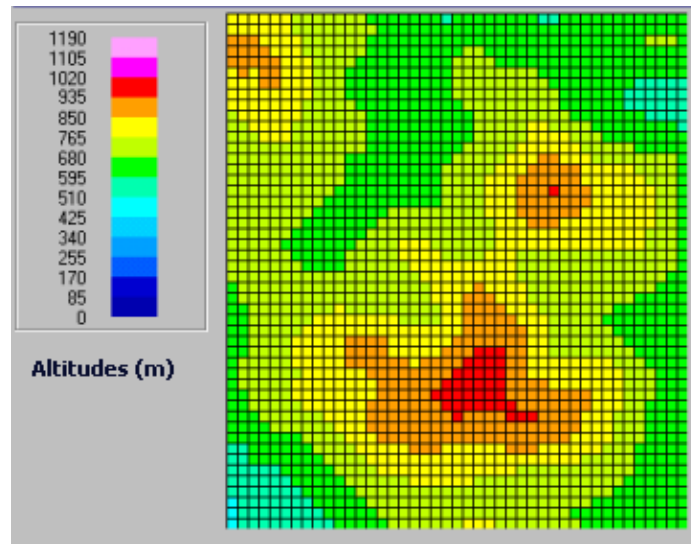


Figure 1.1.1 : Modèle numérique d'altitude (MNA) d'une région donnée.

Toutefois, comme il est impossible à partir d'un MNA de distinguer un lac d'une plaine et de bien représenter une rivière à méandres dans une plaine, nous faisons aussi appel à un réseau hydrographique vectoriel (figure 1.1.2).

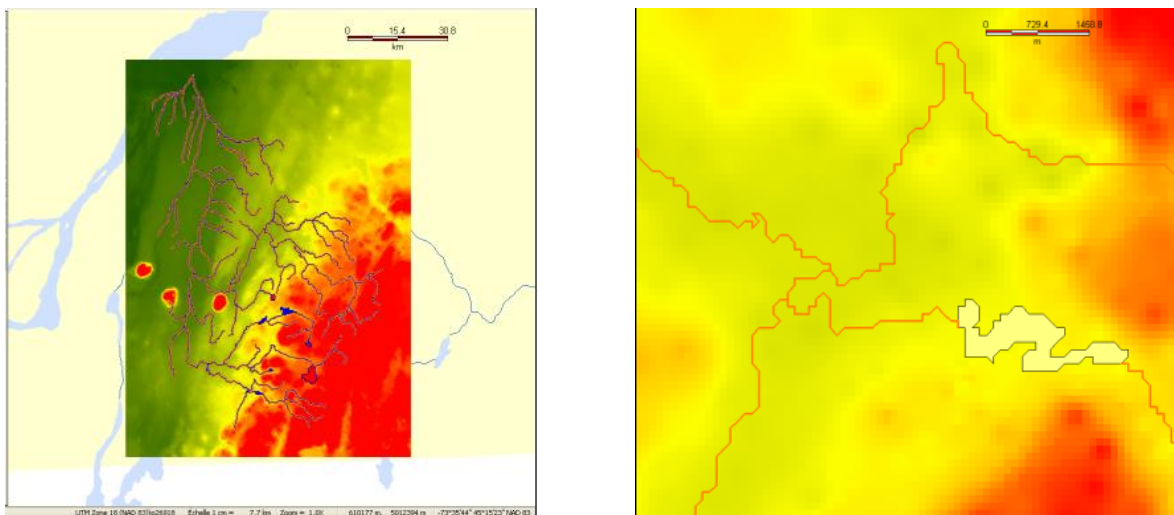


Figure 1.1.2 : Réseau hydrographique imposé sur un MNA (avec zoom à droite).

Ce réseau vectoriel permet de bien définir la forme et la surface des étendues d'eau autres que les cours d'eau. De plus, dans le cas des rivières à méandres, il permet de mieux définir leur parcours et d'obtenir des longueurs de tronçons plus représentatives de la réalité.

Les informations contenues dans ces deux fichiers sont tout d'abord vérifiées pour en détecter et corriger les erreurs possibles. Par la suite, ces informations sont utilisées pour déterminer la direction d'écoulement de l'eau de chaque maille du MNA (figure 1.1.3).

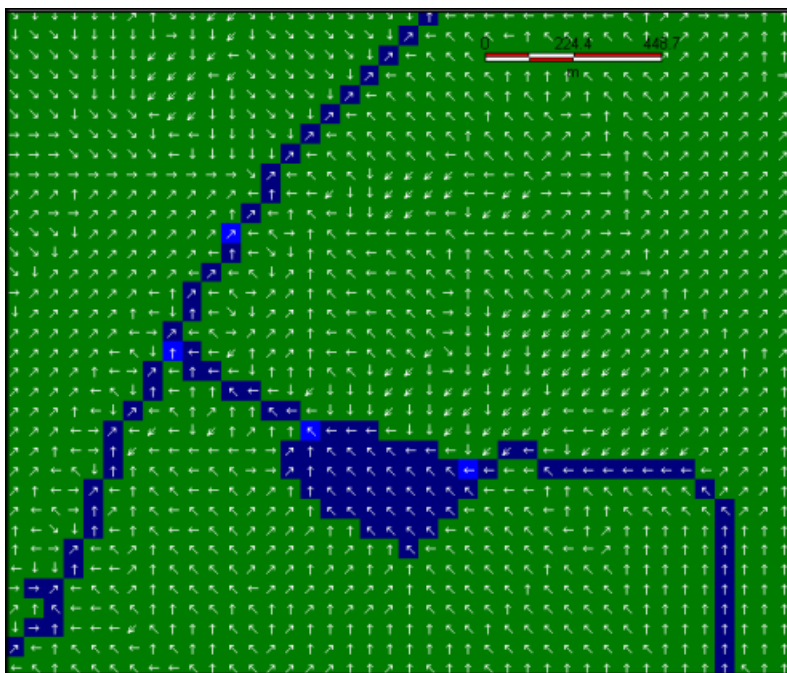


Figure 1.1.3 : Directions d'écoulement de chaque maille vers une voisine.

Une fois les directions d'écoulement bien vérifiées et corrigées au besoin sur l'ensemble de la région contenant le bassin, la maille correspondant à l'exutoire est identifiée (maille en rouge sur la figure 1.1.4). L'algorithme développé dans PHYSITEL identifie alors les mailles voisines dont la direction d'écoulement est vers la maille-exutoire, puis, de mailles voisines en mailles voisines, identifie toutes les mailles faisant partie du bassin. Pour chaque maille, on connaît donc le nombre de mailles dont les écoulements se jette dans cette maille. La figure 1.1.5a présente le bassin versant de la rivière Chaudière obtenu de cette manière. On détermine ensuite le nombre minimal de mailles en amont d'une maille pour que cette maille soit considérée comme une maille rivière. Notons ici que le réseau d'écoulement déjà défini à cette étape tient compte des directions d'écoulement imposées sur les mailles par le réseau hydrographique vectoriel superposé au MNA. On obtient un réseau hydrographique plus ou moins détaillé selon le nombre de mailles que l'on choisit comme seuil des tronçons les plus amonts du réseau. Plus ce seuil est élevé moins le réseau est détaillé.

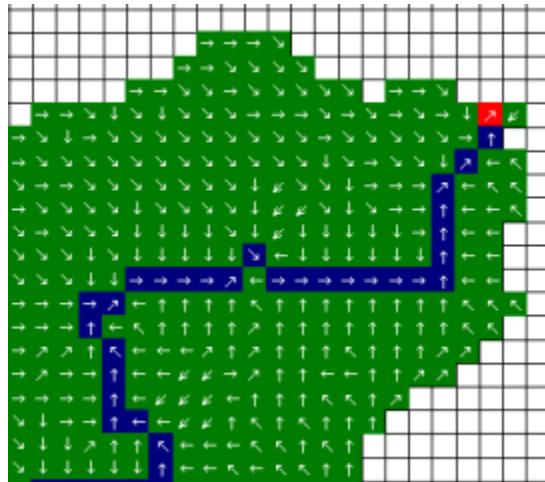


Figure 1.1.4 : Identification des mailles faisant partie d'un bassin à partir de la maille identifiée comme exutoire.

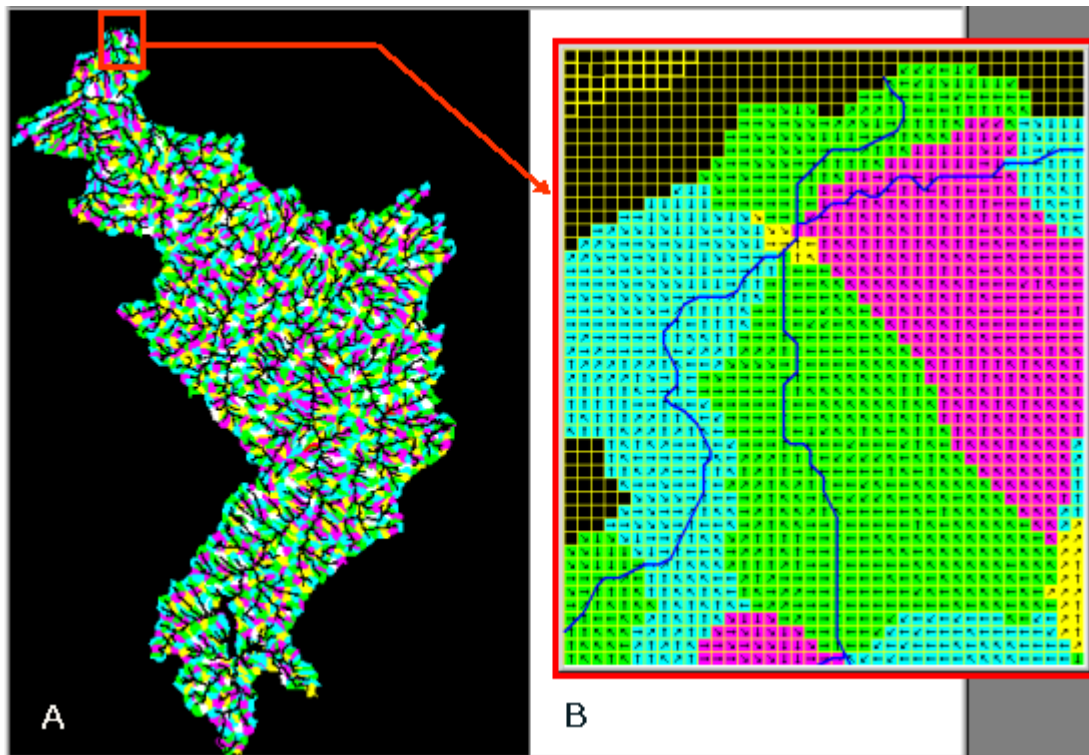


Figure 1.1.5 : Bassin versant de la rivière Chaudière. a) Le bassin sub-divisé en unités hydrologiques relativement homogène (UHRH); b) Directions d'écoulement à l'intérieur des UHRH.

Le réseau hydrographique étant déterminé, l'étape suivante consiste à associer à chacun des tronçons de rivière le sous-bassin versant auquel il appartient. On obtient alors les UHRH (figure 1.1.5b). Cette figure montre quelques UHRH près de l'exutoire

du bassin de la rivière Chaudière. On peut aussi remarquer la structure d'écoulement de maille en maille à l'intérieur de chaque UHRH. Une UHRH est donc un petit sous-bassin versant. Les dimensions moyennes des UHRH varient en fonction de la discrétisation du réseau hydrographique. Moins le réseau est détaillé, plus les dimensions moyennes des UHRH sont grandes.

On verra plus loin que les processus hydrologiques sont estimés soit pour des UHRH soit pour des tronçons de rivières.

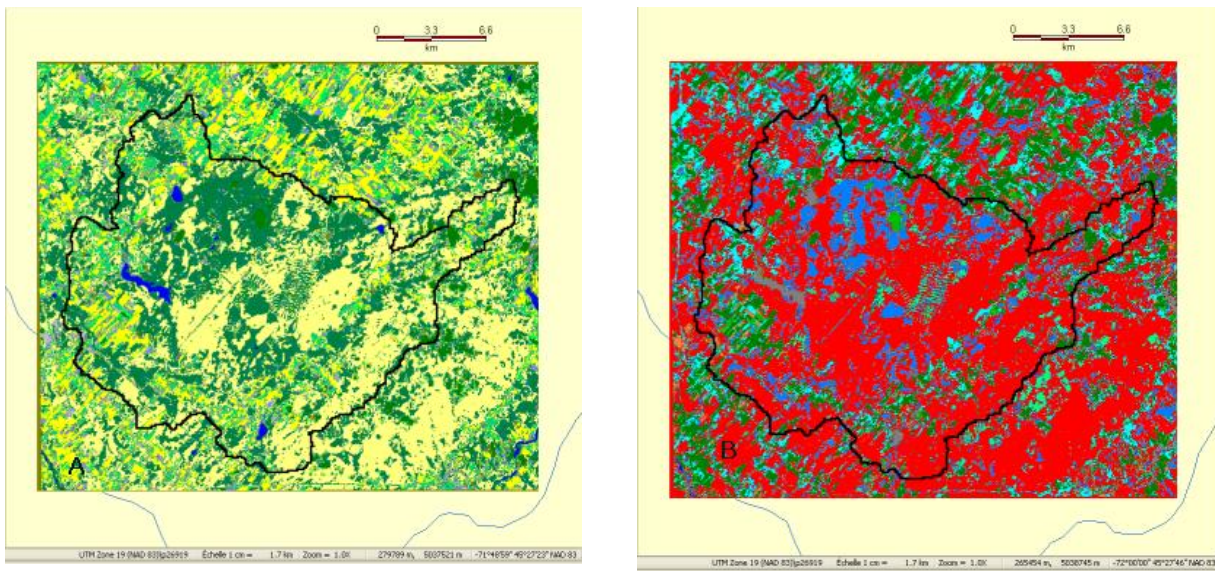


Figure 1.1.6 : a) Occupation du sol; B) types de sols.

Les étapes précédentes de préparation de la base de données sur un bassin versant ont permis de déterminer la structure spatiale des écoulements sur ce bassin. Il reste à « habiller » cette structure. Pour chaque UHRH, les processus hydrologiques sont d'abord affectés par l'occupation du territoire, c'est-à-dire par les types de végétation à la surface du sol, la présence de surfaces imperméables comme la roche dénudée, les routes, les zones urbaines ou industrielles... A partir d'images obtenues par télédétection, on estime donc le pourcentage de chacune de ces classes d'occupation du territoire à l'intérieur de chacune des UHRH (figure 1.1.6a).

Enfin, il faut tenir compte de la distribution spatiale des types de sol dans un bassin versant, qui peuvent aller des sables aux argiles, sans compter les parties rocheuses. Ces sols peuvent, en outre, être plus ou moins épais au-dessus de la roche-mère. Dans un souci de simplification, un seul type de sol a été retenu par UHRH. Si la variation

spatiale des types de sols est grande, il faudra donc en tenir compte pour la discrétisation des UHRH (figure 1.1.6b).

L'ensemble des données physiographiques mentionnées plus haut constitue la base de données sur un bassin versant sur lequel on désire appliquer HYDROTEL. Sans rien changer à ces données spatiales, dans HYDROTEL, il est possible de procéder à des regroupements d'UHRH comme on peut en voir un sur la figure 1.1.7. Dans HYDROTEL, un bassin versant étant normalement subdivisé en plusieurs centaines d'UHRH sinon en quelques milliers, il est impossible d'attribuer des valeurs individuelles pour certaines variables physiographiques ou météorologiques à chaque UHRH. La première raison à cela est que, normalement, l'utilisateur n'a pas d'informations assez détaillées sur le bassin pour pouvoir attribuer des valeurs satisfaisantes à ce niveau. Dans ces conditions, il peut s'avérer acceptable de fournir des valeurs identiques à ces variables pour l'ensemble du bassin versant. Toutefois, un compromis est offert dans HYDROTEL. Il est possible de former des groupes d'UHRH sur la base qu'un utilisateur a de l'occupation du sol et des types de sols d'un bassin versant. L'utilisateur peut alors fournir des valeurs de certaines variables physiographiques et météorologiques spécifiques pour chacun de ces groupes d'UHRH, comme on pourra le voir plus loin dans cette partie du manuel d'HYDROTEL pourtant sur les bases théoriques du modèle et au chapitre 3 du « **Guide d'utilisation de l'interface** ».

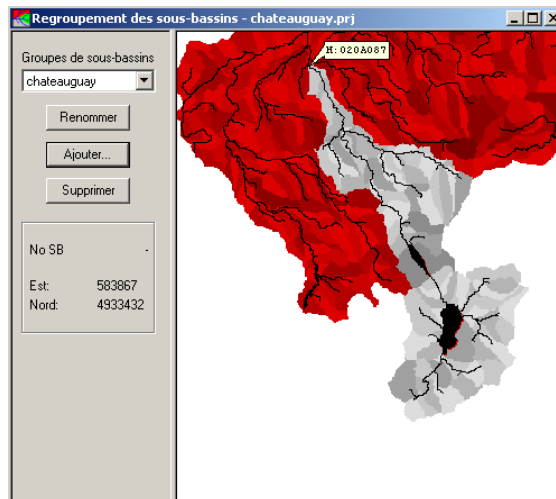


Figure 1.1.7 : Regroupement d'UHRH dans la partie sud du bassin de la rivière Châteauguay.

1.2 Structure temporelle de simulation

HYDROTEL effectue des simulations en continu à l'intérieur d'une période de simulation définie par un début et une fin (date et heure). HYDROTEL est donc un modèle hydrologique fonctionnant en continu par opposition à certains modèles qui fonctionnent par événements. À l'intérieur d'une période de simulation, HYDROTEL fournit des résultats de simulation à chaque pas de temps. Un pas de temps est un intervalle de temps constant suivant lequel la période complète de simulation est subdivisée. Un pas de temps doit être un sous-multiple de 24 h (1, 2, 3, 4, 6, 8, 12 et 24h).

L'ensemble des données d'entrée au modèle variant temporellement (données météorologiques et hydrométriques) doit être connu sur des intervalles de temps ne dépassant la durée du pas de temps de simulation d'HYDROTEL. Les données connues sur des intervalles de temps plus fins sont intégrées à l'échelle du pas de temps de simulation. Par ailleurs, à ce sujet, il faut noter que les sous-modèles de simulation utilisent parfois des pas internes de calcul plus petits que le pas de temps externe de simulation d'HYDROTEL de manière à remplir des contraintes de stabilité numérique. Il demeure que le flux de données entre les sous-modèles s'effectue une fois par pas de temps externe de simulation seulement. De plus, lorsque les données variant temporellement doivent être ramenées sur des intervalles plus courts que le pas de temps externe de simulation, la conversion se fait à partir des valeurs intégrées. Par exemple, si la pluie est connue à des intervalles d'une heure mais que le pas de temps externe de simulation est de vingt-quatre heures, les pluies horaires seront sommées de manière à obtenir les totaux journaliers. Ce sont ces pluies sommées ou intégrées qui alimenteront les sous-modèles de simulation. Par la suite, lors de la simulation, si le sous-modèle de bilan vertical doit recourir par exemple à un pas de temps interne de deux heures pour des questions numériques, la pluie utilisée pour les calculs sera la pluie intégrée sur 24h divisée par 12. Ainsi, même si des données de pluies horaires permettant de connaître la variation de la pluie à l'intérieur de la journée sont disponibles, le modèle n'en tiendra pas compte. En fait, pour pouvoir tenir compte de la finesse temporelle des données horaires précitées, il faut simplement utiliser le modèle avec un pas de temps externe de simulation qui soit horaire.

1.3 Équations de simulation des processus hydrologiques

Le modèle hydrologique HYDROTEL divise la simulation des processus hydrologiques en six sous-modèles: l'interpolation des données météorologiques, l'évolution du couvert nival, l'évapotranspiration potentielle, le bilan d'eau vertical, l'écoulement sur la partie terrestre du bassin et l'écoulement par le réseau hydrographique.

Pour chacun des processus hydrologiques, HYDROTEL offre le choix entre un ou plusieurs algorithmes (Tableau 1.3.1). La disponibilité de ces divers algorithmes permet de sélectionner le sous-modèle le plus performant possible sur un bassin donné compte tenu de la disponibilité des données d'entrée. Par exemple, si, sur un bassin donné, seules des données météorologiques de précipitations et de températures à une seule station sont disponibles et qu'aucune base de données ne permet d'obtenir des informations sur la distribution des types de sol. Le modèle pourra être utilisé avec des options minimales soit : les polygones de Thiessen, la méthode des degrés-jours, l'équation de Thorthwaite ou celle d'Hydro-Québec, le bilan vertical selon l'algorithme CEQUEAU, etc... Autrement, si un bassin est bien nanti en termes de données, notamment en termes de données météorologiques et de connaissance de la distribution des sols, des sous-modèles plus complets pourront être utilisés : Moyenne pondérée des trois stations les plus rapprochées, la méthode des degrés-jours, l'équation de Penman-Monteith, le bilan vertical selon trois couches de sol, etc...

Faisons maintenant le lien entre les processus hydrologiques, les UHRH et les tronçons du réseau hydrographique. Les quatre premiers processus (interpolation des données météorologiques, évolution du couvert nival, évapotranspiration potentielle et bilan d'eau vertical) sont simulés au niveau de chaque UHRH. En d'autres termes, la distribution spatiale de ces processus à l'intérieur d'un bassin versant est réalisée au niveau de chaque UHRH. Il en est de même pour les flux entre ces processus. L'écoulement sur la partie terrestre du bassin est simulé par la production initiale d'un hydrogramme géomorphologique spécifique à chaque UHRH et généré par l'écoulement d'une lame d'eau de référence de maille en maille sur cet UHRH (figure 1.1.5b). Il est important de noter que les flux entre les algorithmes qui simulent les cinq premiers processus hydrologiques sont réalisés au niveau des UHRH. Ainsi, le sous-modèle qui effectue le calcul de l'écoulement sur la partie terrestre du bassin reçoit à chaque pas de temps et au niveau de l'UHRH une lame d'eau qu'il distribue dans le temps en fonction de l'hydrogramme géomorphologique précédemment estimé à partir de la structure spécifique d'écoulement interne à l'UHRH. Finalement, l'écoulement par le réseau

hydrographique est simulé sur les tronçons du réseau. Les entrées de chaque tronçon proviennent alors du tronçon amont et des apports latéraux des UHRH connexes.

Figure 1.3.1 : Processus simulés et algorithmes disponibles pour les simulations hydrologiques

Processus hydrologiques	Algorithmes disponibles
1. Interpolation des données météorologiques	1.1 Polygones de Thiessen 1.2 Moyenne pondérée des trois stations les plus rapprochées
2. Évolution du couvert nival	2.1 Méthode mixte (degrés-jours) - (bilan énergétique)
3. Évapotranspiration potentielle	3.1 Thornthwaite (1948) 3.2 Hydro-Québec 3.3 Linacre (1977) 3.4 Penman-Monteith [Monteith 1965] 3.5 Priestley-Taylor (1972)
4. Bilan d'eau vertical	4.1 Bilan vertical en trois couches (BV3C) 4.2 CEQUEAU
5. Écoulement sur la partie terrestre du bassin	5.1 Onde cinématique
6. Écoulement par le réseau hydrographique	6.1 Onde cinématique 6.2 Onde diffusante

2 Interpolation des données météorologiques

L'interpolation des données météorologiques (précipitations, températures de l'air, humidité relative, vent, ...) est le processus par lequel les données mesurées aux stations météorologiques sont estimées sur chacune des unités de calcul. Une distribution spatiale des données météorologiques au niveau des UHRH est donc réalisée sur le bassin étudié.

Pour effectuer la distribution des données mesurées aux stations météorologiques sur chacune des UHRH, deux algorithmes sont disponibles : les polygones de Thiessen et la moyenne pondérée des trois stations météorologiques les plus rapprochées. Un troisième algorithme intégrant l'utilisation des données de précipitations provenant d'un radar météorologique est aussi disponible. Dans ce cas, il est essentiel qu'un des deux algorithmes précédents soit utilisé avec les données aux stations de manière à effectuer l'interpolation des données météorologiques autres que les précipitations et à pouvoir pallier au manque de données radar si c'était le cas.

Par ailleurs, au moment de l'interpolation propre aux précipitations, et ce peu importe l'algorithme utilisé, il est à noter que les précipitations sous forme liquide et solide sont sommées de telle sorte que ce sont les précipitations totales qui sont interpolées sur les UHRH.

2.1 Polygones de Thiessen

Dans le cas des polygones de Thiessen, on attribue à chaque point d'un bassin versant les données météorologiques mesurées à la station la plus rapprochée de ce point. Dans HYDROTEL, le « point » correspond au centre d'une maille. Par conséquent, comme les processus sont estimés au niveau de chaque UHRH et non au niveau de chaque maille, les données météorologiques en provenance de plusieurs stations sont généralement attribuées à chaque UHRH. Le tableau 2.1.1 présente un exemple incluant une UHRH composée de 6 mailles et 4 stations météorologiques. On note que la station 1 n'affecte que la maille B, que la station 2 affecte les mailles A et C, etc. Un poids de 1 est attribué à la station qui affecte une maille et un poids nul aux autres stations qui n'affectent pas cette station. Pour estimer la valeur moyenne de la variable météorologique sur cet UHRH on doit donc diviser la somme des valeurs obtenues par

le nombre de mailles, soit 6. Un poids de 0,1667 est attribué aux stations 1 et 4 et de 0,3333 à chacune des stations 2 et 3.

Tableau 2.1.1 : Exemple de poids attribués à chaque maille d'une UHRH pour une interpolation à partir de quatre stations en utilisant la méthode de Thiessen

Stations	Mailles					
	A	B	C	D	E	F
1		1				
2	1		1			
3				1		1
4					1	

2.2 Moyenne pondérée des trois stations les plus près

Dans le cas moyenne pondérée des trois stations les plus près, on attribue à chaque point d'un bassin versant les données météorologiques mesurées aux trois stations les plus rapprochées de ce point avec une pondération pour chacune de ces stations en fonction de l'inverse de la distance entre une station et point. Dans HYDROTEL, le « point » correspond au centre d'une maille. Par conséquent, comme les processus sont estimés au niveau de chaque UHRH et non au niveau de chaque maille, les données météorologiques en provenance de plus de trois stations sont généralement attribuées à chaque UHRH. Le tableau 2.2.1 présente un exemple incluant une UHRH composée de 6 mailles et 4 stations météorologiques. On note que la somme des poids attribués à chaque maille est égal à 1 et que la pondération pour une station donnée varie avec chaque maille, étant nulle pour certaines. Pour estimer la valeur moyenne de la variable météorologique sur cet UHRH on doit donc diviser la somme des valeurs obtenues par le nombre de mailles, soit 6. Pour l'UHRH du tableau 2.1.2, un poids de 0,02167 est attribué à la station 1, de 0,35 à la station 2, de 0,2833 à la station 3 et de 0,15 à la station 4 pour un total de 1.

Tableau 2.2.1 : Exemple de poids attribués à chaque maille d'une UHRH pour une interpolation à partir de quatre stations en utilisant la méthode de la moyenne des trois stations les plus près

Stations	Mailles					
	A	B	C	D	E	F
1	0.3	0.5	0.3	0.2		
2	0.5	0.4	0.4	0.4	0.2	0.2
3	0.2		0.3	0.4	0.3	0.5
4		0.1			0.5	0.3

2.3 Précipitations radar

Lorsque des hauteurs de précipitations obtenues par radar (après étalonnage et vérification) sont disponibles, elles sont utilisées préférentiellement aux précipitations mesurées aux stations. Comme les données radar sont déjà distribuées sur un maillage carré, la détermination de la précipitation, sur une UHRH donnée, s'effectue en calculant la moyenne pondérée des précipitations des mailles radar qui sont superposées à l'UHRH. La pondération de la précipitation associée à une maille radar donnée est déterminée en fonction du rapport entre (1) l'aire d'intersection de cette maille radar et l'UHRH considérée et (2) l'aire totale de l'UHRH. Cette méthode de calcul ne varie pas quel que soit l'algorithme activé (Thiessen ou moyenne pondérée).

2.4 Prise en compte de gradients en fonction de l'altitude et de la séparation entre pluie et neige

Lors de l'interpolation des températures de l'air ou des précipitations des stations aux UHRH, l'utilisateur peut ajuster les valeurs interpolées en fonction d'un gradient vertical entre la station et chacune des UHRH. Il doit aussi fournir une température de passage de la pluie en neige (figure 2.4.1) et ce pour chaque groupe d'UHRH.

Figure 2.4.1 : Onglet *Paramètres* de l’option des « Polygones de Thiessen » ou de l’option « Moyenne pondérée des trois stations les plus près ».

L’interpolation des valeurs mesurées aux stations sur les UHRH a pour but de tenir compte de la variation spatiale de ces valeurs. Toutefois, cette variation n’est pas la seule à intervenir entre une station et une UHRH. Des variables comme les précipitations et les températures varient aussi en fonction de l’altitude.

Comme on peut le voir à la figure 2.4.1, l’utilisateur peut définir des gradients verticaux distincts pour la températures et les précipitations. L’effet du gradient des températures entre une station et une UHRH est défini à l’équation 2.4.1 :

$$T_c = T_m + G_T \left(\frac{A_s - A_u}{100} \right) \quad \text{Éq. 2.4.1}$$

T_c : Température corrigée (C)

T_m : Température mesurée (C)

G_T : Gradient vertical des températures (C/100m)

A_s : Altitude de la station (m)

A_u : Altitude de l’UHRH (m)

Quant à l'effet des différences d'altitude sur les précipitations, il est modélisé de la façon suivante (équation 2.4.2) :

$$P_c = P_m \left[1 + G_p \left(\frac{A_s - A_u}{100} \right) \right] \quad \text{Éq. 2.4.2}$$

P_c : Précipitation corrigée (C)

P_m : Précipitation mesurée (C)

G_p : Gradient vertical du facteur multiplicatif des précipitation (1/100m)

A_s : Altitude de la station (m)

A_u : Altitude de UHRH (m)

Il est à noter que les données météorologiques autres que les températures et les précipitations ne sont jamais corrigées en fonction des différences d'altitudes.

2.5 Répartition des précipitations en pluie et en neige

C'est aussi à l'intérieur de l'étape de l'interpolation des données météorologiques que le modèle effectue la répartition, sur chacune des UHRH, de la précipitation totale en précipitations liquides et solides. Cette répartition des précipitations s'effectue de la même façon, quel que soit l'algorithme d'interpolation activé.

Il est important de noter ici que les données de précipitations peuvent être fournies au modèle sous forme de précipitation totale (pluie et neige fondue dans le pluviomètre) ou de pluie et de neige. Dans ce dernier cas, le modèle détermine la précipitation totale pour le pas de temps en additionnant la pluie et la neige, mais en tenant compte de la densité de cette dernière donnée par l'équation 2.5.1.

$$\rho_{nf} = 151 + 10.63 T_a + 0.2767 T_a^2 \quad \text{Éq. 2.5.1}$$

où ρ_{nf} : densité de la neige fraîche (kg/m³)

T_a : la température moyenne de l'air (C) sur l'UHRH pour le pas de temps considéré

La répartition sur une unité entre la précipitation liquide et la précipitation solide dépend essentiellement des températures maximale et minimale de l'air qui ont été interpolées sur cette UHRH, pour le pas de temps considéré. Lorsque la température maximale T_x de l'air est inférieure à la température de passage T_s de la pluie en neige, la totalité de la précipitation est supposée s'être abattue sous forme solide. Inversement, pour une température minimale T_n supérieure à cette température seuil, la totalité de la précipitation est supposée liquide. Les autres cas sont ceux où la température maximale est supérieure à la température seuil et que la température minimale est inférieure à la température seuil. La fraction f de la précipitation totale considérée comme précipitation liquide sur l'UHRH est alors estimée par l'équation 2.5.2. La fraction solide de la précipitation est alors égale à $1-f$.

$$f = \min\left(\frac{T_x - T_s}{T_x - T_n}, 1\right) \quad \text{Éq. 2.5.2}$$

3 Évolution et fonte du couvert nival

Le sous-modèle d'évolution du couvert nival simule l'accumulation et la fonte des précipitations solides sur chacune des unités hydrologiques du bassin versant. Dans HYDROTEL, il existe présentement un seul algorithme permettant de simuler l'évolution du couvert nival et il est basé sur une méthode mixte (degrés-jours)-(bilan énergétique).

3.1 Méthode mixte (degrés-jours)-(bilan énergétique)

L'algorithme effectuant le calcul de l'évolution du couvert de neige suppose qu'il est possible d'avoir une bonne estimation des caractéristiques du couvert nival en ne considérant qu'une seule couche de neige homogène sur la verticale. Au niveau des bilans, l'algorithme se veut aussi près que possible d'une approche basée sur un bilan d'énergie. Par ailleurs, de manière à n'utiliser en entrée que des données aisément disponibles, les apports énergétiques externes fournis par le rayonnement solaire sont évaluées par degrés-jours. Pour ce faire, le déficit calorifique et le contenu en eau liquide du couvert sont estimés par des équations similaires à celles de Raudkivi (1979), Obled et Rossé (1977), Paré (1979) et Leconte (1984). Quant à la fonte de la neige à l'interface air-neige, elle est exprimée par une équation pour l'essentiel identique à celle suggérée par Riley *et al.* (1972).

Dans les lignes qui suivent, nous allons tout d'abord présenté la boîte de dialogue permettant à l'utilisateur d'entrer les valeurs de divers paramètres et variables qui lui sont demandées pour simuler l'évolution et la fonte du couvert nival. Rappelons ici que l'utilisateur peut décider de procéder à une optimisation objective des valeurs prises par ces paramètres et variables. Ensuite, nous décrirons le sous-modèle d'évolution et de fonte du couvert nival en insistant sur les équations qui contiennent ces valeurs, afin que l'utilisateur puisse mieux comprendre l'effet d'un changement de valeur de tel ou tel paramètre ou variables sur les résultats de la simulation.

3.1.1 Informations demandées à l'utilisateur

En activant cette boîte de dialogue, l'utilisateur note tout d'abord qu'il doit fournir des valeurs pour la liste de paramètres et variables inscrite dans la boîte pour chaque groupe d'UHRH qu'il aura défini précédemment (figure 3.1.1). Dans le premier encadré, la première valeur à fournir est liée au taux de fonte à l'interface neige-sol. Les deux

suivantes permettent d'ajuster le tassement du couvert nival de manière à pouvoir bien comparer les hauteurs simulées aux hauteurs observées.

Les six valeurs comprises dans le second encadré sont toutes reliées à la méthode des degrés-jours pour la simulation de l'apport énergétique qui serait fourni par rayonnement solaire. A noter que des valeurs de paramètres doivent être fournies pour trois milieux différents. Rappelons que ces trois milieux doivent être des milieux ayant des effets différents sur l'évolution et la fonte de la neige sur un bassin donné. Ainsi, les trois milieux pourraient être des forêts de conifères, des forêts de feuillus et des zones découvertes sur un bassin, mais représenter des forêts de densités différentes sur un bassin complètement recouvert de forêts de conifères. Les taux de fonte sont de plus en plus élevés à mesure que le milieu est déboisé. A l'inverse, le seuil de température au-dessus duquel il y a fonte diminue à mesure que le milieu est déboisé. En d'autres termes, en milieu déboisé la fonte débute pour des températures plus basses qu'en forêt et elle est plus rapide.

Enfin, dans le dernier encadré, l'utilisateur peut choisir de simuler la variation d'albédo du couvert nival en utilisant deux algorithmes différents. Dans le premier, le couvert de neige est considéré comme opaque alors que dans le second il est plus transparent, de sorte que la nouvelle valeur d'albédo à la surface d'un couvert nival après une chute de neige tient compte de l'albédo de la vieille couche de neige et de l'albédo du sol éventuellement.

Approche mixte (deg.jr. - Bilan éner.)

Paramètres | Classes

Groupe d'UHRH (sol, occupation) **A_auxécorsement**

	Valeur		Optimisation ?	Valeur utilisée
	utilisateur	optimisée		
Taux de fonte (neige-sol mm/jour.)	<input checked="" type="radio"/> 0.5	<input type="radio"/> 0.5	<input type="button" value="NON"/>	0.5
Densité maximale du couvert nival (Kg/m3)	<input checked="" type="radio"/> 550	<input type="radio"/> 550	<input type="button" value="NON"/>	550
Constante de tassement	<input checked="" type="radio"/> 0.05	<input type="radio"/> 0.05	<input type="button" value="NON"/>	0.05
Milieu 1 (ex.: conifère)				
Taux de fonte dans l'air (mm/jour.C)	<input checked="" type="radio"/> 8	<input type="radio"/> 8	<input type="button" value="NON"/>	8
Seuil de température (C)	<input checked="" type="radio"/> 5	<input type="radio"/> 5	<input type="button" value="NON"/>	5
Milieu 2 (ex.: feuillus)				
Taux de fonte dans l'air (mm/jour.C)	<input checked="" type="radio"/> 11	<input type="radio"/> 11	<input type="button" value="NON"/>	11
Seuil de température (C)	<input checked="" type="radio"/> 3	<input type="radio"/> 3	<input type="button" value="NON"/>	3
Milieu 3 (ex.: non-forestier)				
Taux de fonte dans l'air (mm/jour.C)	<input checked="" type="radio"/> 14	<input type="radio"/> 14	<input type="button" value="NON"/>	14
Seuil de température (C)	<input checked="" type="radio"/> 2	<input type="radio"/> 2	<input type="button" value="NON"/>	2
Algorithme d'albédo <input checked="" type="radio"/> Exponentielle avec seuil <input type="text" value="1"/> (cm) <input type="radio"/> Sol-neige				

Figure 3.1.1 : Boîte de dialogue pour l'entrée des valeurs de paramètres et variables.

3.1.2 Présentation du sous-modèle

Comme nous l'avons fait remarquer dans nos commentaires sur la figure 3.1.1, des informations doivent être fournies pour trois milieux différents. Cela implique que le sous-modèle effectue une simulation distincte pour chacun de ces milieux, de sorte qu'il est possible d'effectuer le suivi des caractéristiques du couvert nival dans chacun de ces milieux. Par ailleurs, les lames de fontes produites dans chacun de ces milieux sont pondérées en fonction du pourcentage de la surface totale de chaque UHRH occupé par ces milieux pour fournir la lame de fonte moyenne disponible pour infiltration dans le sol.

La présentation du sous-modèle se fera en décrivant les différentes parties de l'algorithme et en expliquant les équations dans lesquelles entre les paramètres et variables dont les valeurs doivent être fournies dans l'interface.

Ajout de la nouvelle neige

A chaque pas de temps et pour chaque milieu, le processus débute par l'ajout de la nouvelle neige au couvert déjà existant ou directement à la surface du sol si le couvert nival n'existe pas au début de ce pas de temps ou pour ce milieu. Il s'en suit une nouvelle (ou première) évaluation de l'équivalent en eau, de la hauteur du couvert nival et du déficit calorifique de ce couvert.

Pertes par convection

Lorsque la température de l'air est en dessous du seuil de température au-dessus duquel il y a fonte de neige (variable « Seuil de température » pour chaque milieu à la figure 3.1.1), le couvert nival perd de l'énergie par convection. On estime tout d'abord la température moyenne du couvert en divisant son déficit calorifique par le produit de son équivalent en eau par la densité et le chaleur spécifique de l'eau. Ensuite on détermine la hauteur dans le couvert à laquelle correspond cette température, la conductivité thermique (fonction de la densité moyenne du couvert) et la diffusivité de ce couvert. Suit une estimation de la température du couvert nival à la fin du pas de temps basée sur une solution de l'équation de Fourier pour la conduction de la chaleur dans les solides utilisant la fonction d'erreur « erf » et tenant compte de la température du couvert au début du pas de temps et de la température appliquée à sa surface pendant ce pas de temps (température de l'air dans le cas présent). Il reste alors à estimer le nouveau déficit calorifique.

Ajustement du déficit calorifique en fonction de l'eau retenue au pas de temps précédent

Lorsqu'il y a de la fonte au pas de temps précédent, comme on le verra plus loin, une partie de cette eau peut être retenue dans le couvert. Dans cette partie, on procède au réajustement du déficit calorifique pour tenir compte de cette eau.

Ajout de la pluie

Si, au cours d'un pas de temps, il y a de la pluie, cette lame de pluie vient s'ajouter à l'équivalent en eau du couvert nival. Le déficit calorifique est aussi ajusté en fonction de la chaleur apportée au couvert nival par le refroidissement de l'eau de sa température

de chute, supposée égale à la température de l'air jusqu'à 0°C, puis par le gel d'une partie ou de la totalité de cette eau, dépendant du déficit calorifique.

Ajout de la chaleur due au gradient thermique à l'interface neige-sol

Pour une épaisseur de couvert nival donnée, plus la densité du couvert nival est basse moins sa conductivité thermique est grande. Il s'en suit que ce couvert est un meilleur isolant thermique pour le sol sous-jacent. Naturellement, pour une densité donnée, plus le couvert est épais plus le sol est isolé du froid à la surface du couvert nival. Lorsque la température à la surface du couvert nival est très froide, on observe donc un réchauffement des températures de la surface du couvert jusqu'au sol. De même, le sol est plus chaud en profondeur au cours de l'hiver. Plus on s'enfonce dans le sol, plus l'amplitude des variations annuelles de température diminue. Il s'en suit que, pendant l'hiver le gradient thermique dans le sol fait en sorte que le sol fournit de la chaleur à l'interface neige-sol.

La chaleur fournie à la surface du sol permet de diminuer le déficit calorifique dans la couche de neige immédiatement au-dessus de la surface du sol et éventuellement, selon la valeur prise par ce déficit, de faire fondre la neige à l'interface neige-sol. Dans le modèle, le déficit calorifique Q_{dc} modifié par l'apport de chaleur du sol F_s selon l'équation 3.1.1.

$$Q_{dc} = Q_{dc} + F_s \left(\frac{\Delta t}{24} \right) \rho_{eau} L_f \quad \text{Éq. 3.1.1}$$

Dans l'équation 3.1.1, ρ_{eau} est la densité de l'eau et L_f la chaleur de fonte de la neige. La valeur du taux de fonte F_s est fournie dans l'interface. Selon la littérature, sa valeur devrait varier autour de 0,75 mm/j.

Estimation de l'albédo du couvert nival

Tel qu'indiqué dans l'interface (figure 3.1.1), il est possible de choisir entre une estimation de l'albédo du couvert nival qui suppose que ce couvert est opaque et une autre dans laquelle le couvert est considéré comme absorbant l'énergie incidente à sa surface sur une certaine épaisseur. Dans le premier cas, une couche mince de neige suffit pour faire passer l'albédo d'une valeur représentative de la végétation, soit 15%, à la valeur maximale pour une surface de neige, soit 80%. Dans le second, l'albédo passe progressivement d'une valeur représentative de la végétation à une autre représentative de la neige. Dans les lignes qui suivent nous expliquerons ce dernier cas.

Dans le cas général où l'on considère une nouvelle chute de neige sur un couvert de neige déjà établi sur une surface donnée dont l'albédo est 15%, l'albédo a résultant est estimé par l'équation 3.1.2.

$$a = p_{nf} a_x + (1 - p_{nf}) [p_{nei} a_{nei} + (1 - p_{nei}) a_{sv}] \quad \text{Éq. 3.1.2}$$

où :

p_{nf} est le poids attribué à la nouvelle neige;

a_x est l'albédo maximal d'un couvert de neige, soit 80%;

p_{nei} est le poids attribué à la couche de neige déjà au sol;

a_{nei} est l'albédo de la couche de neige déjà au sol;

a_{sv} est l'albédo représentative d'une surface de végétation, soit 15%.

Le poids attribué à une nouvelle couche de neige ou à une couche de neige déjà au sol est estimé par l'équation 3.1.3.

$$p = (1 - e^{-0.5E_q}) \quad \text{Éq. 3.1.3}$$

Une épaisseur E_q d'équivalent en eau d'environ 10mm suffit à absorber presque complètement le rayonnement solaire. Selon la densité, une épaisseur plus ou moins grande correspond à cette valeur d'équivalent en eau.

En plus de varier selon l'épaisseur, compte tenu de l'albédo de la couche sous-jacente, l'albédo varie en fonction du temps selon l'équation 3.1.4.

$$a_{t+1} = a_n + (a_t - a_n) e^{-\frac{0.2\Delta t}{24}} \quad \text{Éq. 3.1.4}$$

Comme on peut le voir, l'albédo varie à chaque pas de temps Δt selon une exponentielle décroissante passant de la valeur a_t à la valeur a_{t+1} . La valeur a_n est la valeur minimale de l'albédo égale à 0.5. De plus, lorsqu'il y a de la pluie ou que la température du couvert nival est supérieure à 0°C, le vieillissement de la neige est accéléré, de sorte que l'albédo diminue deux fois plus vite pour un même pas de temps.

En résumé, entre deux chutes de neige, l'albédo diminue selon une exponentielle. Lors d'une nouvelle chute de neige, il ne remonte à l'albédo maximal d'un couvert nival que si la chute de neige est suffisamment importante.

Ajout de la chaleur de fonte estimée par une équation de degré-jours modifiée

Idéalement, il faudrait pouvoir estimer le bilan radiatif à la surface du couvert nival afin de déterminer l'apport net de chaleur par rayonnement à ce couvert. Par ailleurs, tel que mentionné plus haut, de manière à n'utiliser en entrée que des données aisément disponibles, les apports énergétiques externes fournis par le rayonnement solaire sont évaluées par une méthode basée sur les degrés-jours. Dans ce cas, l'ajout de chaleur est obtenu par l'équation 3.1.5.

$$F_p = C_f (T_a - T_{sf}) \frac{R_p}{R_h} (1 - a) \left(\frac{\Delta t}{24} \right) \quad \text{Éq. 3.1.5}$$

où :

F_p est la fonte potentielle en mm pour le pas de temps considéré;

C_f est le taux de fonte à l'interface neige-air dans le milieu simulé;

T_a est la température moyenne de l'air pour le pas de temps considéré;

T_{sf} est le seuil de température pour qu'il y ait fonte;

R_p est l'indice de rayonnement solaire sur une surface en pente en tenant compte de son orientation;

R_h est l'indice de rayonnement solaire sur une surface horizontale;

a est l'albédo;

Δt est le pas de temps considéré.

Les variables C_f et T_{sf} sont les variables dont l'utilisateur peut ajuster les valeurs.

On parle de fonte potentielle dans l'équation 3.1.4 parce qu'il faut tenir compte du déficit calorifique du couvert nival au début du pas de temps. Si l'apport calorifique pendant ce pas de temps n'est pas suffisant pour obtenir un bilan énergétique positif, il n'y aura pas de fonte au cours de ce pas de temps.

L'équation 3.1.4 correspond à une estimation d'un apport calorifique par la méthode des degrés-jours. A l'origine, ce type d'équation était plus simple, ne comportant qu'un taux de fonte et une différence de température. On appelle en effet degré-jour la quantité de

chaleur correspondant à chaque augmentation de la température d'un degré au-dessus du seuil considéré, lorsque le pas de temps est d'une journée.

Dans le cas présent, l'équation peut être appliquée à des pas de temps inférieurs à la journée. De plus, le taux de fonte est composé d'une constante C_f et d'une prise en compte de l'albédo et de l'orientation et de la pente de la surface considérée. Dans HYDROTEL, la surface considérée est celle d'une UHRH dont la pente moyenne et l'orientation sont connues. Les indices R_p et R_h sont déterminés en connaissant la pente moyenne, l'orientation et la localisation géographique d'une UHRH, de même que les informations sur la position du soleil pour une journée et une heure données.

Cette partie de l'algorithme est complétée par un nouveau bilan du déficit calorifique tenant compte de l'apport calorique fourni par l'équation 3.1.4.

Hauteur et densité du couvert nival après compaction

Suite aux différents processus énergétiques qui se passent dans le couvert nival et au vent en surface, les grains de neige sont métamorphosés et le couvert ne neige se tasse. HYDROTEL simule aussi ce processus de manière à mieux suivre l'évolution de l'épaisseur et de la densité du couvert. La connaissance des valeurs prises par ces deux variables est importante pour l'estimation des processus énergétiques dans le couvert.

La compaction est estimée par l'équation 3.1.6.

$$h_{cn} = h_{nei} c_c \left(1 - \frac{\rho_{nei}}{\rho_x} \right)^{\frac{\Delta t}{24}} \quad \text{Éq. 3.1.6}$$

où :

h_{cn} est l'épaisseur dont le couvert diminue par suite de la compaction;

h_{nei} est l'épaisseur du couvert avant compaction;

c_c est la constante de compaction;

ρ_{nei} est la densité du couvert avant compaction;

ρ_x est la densité maximale acceptable pour le couvert;

Δt est le pas de temps.

Dans l'équation 3.1.5, l'utilisateur doit fournir des valeurs réalistes pour le paramètre c_c et la variable ρ_x .

Suite à l'estimation de l'épaisseur h_{cn} dont le couvert est compacté, l'épaisseur h_{ne} du couvert de neige est ajustée et une nouvelle densité estimée à partir de cette nouvelle épaisseur et de l'équivalent en eau du couvert.

Surplus calorifique et fonte

Si l'apport calorifique fourni au couvert nival par l'équation 3.1.4 provoque un surplus calorifique au couvert, alors il y a fonte de neige. Cette fonte est estimée en divisant le surplus calorifique par le produit de la chaleur de fonte de la neige et de la densité de l'eau. Ensuite, l'eau de fonte est enlevée de l'équivalent en eau du couvert, l'épaisseur est aussi diminuée en tenant compte de l'eau de fonte et de la densité du couvert. Finalement, la chaleur utilisée pour la fonte est enlevée du bilan énergétique du couvert nival.

Estimation de l'eau liquide retenue dans le couvert nival

La dernière partie de l'algorithme porte sur l'estimation de l'eau retenue dans le couvert nival. Étant un milieu poreux, le couvert nival, comme le sol, peut retenir une certaine quantité d'eau. Dans la littérature, les valeurs sur la capacité de rétention du couvert nival varie beaucoup. Dans le modèle, nous avons fixé cette capacité à 10% de l'épaisseur. Dans la réalité, cette capacité peut varier sur la verticale et dans le temps, compte tenu de la structure du couvert nival. Ainsi, on peut s'attendre à observer des pourcentages nettement plus élevés d'eau retenue au-dessus d'une couche de glace.

Pour un couvert nival donné, si la capacité de rétention excède la lame de fonte, l'eau de fonte est entièrement conservée dans le couvert et il n'y a aucune fonte à l'interface neige-sol. Si la lame de fonte est plus grande que la capacité de rétention, le couvert ne retient qu'une lame de fonte égale à la capacité de rétention et la différence apparaît comme fonte à l'interface neige-sol.

4 Évapotranspiration potentielle

L'évaluation du bilan hydrologique vertical à chaque pas de temps demande que l'on puisse estimer l'évapotranspiration réelle de chaque type de couvert végétal à la surface du sol, de même que l'évaporation du sol nu. Ces estimations dépendent aussi du profil d'humidité du sol. L'approche habituelle en hydrologie consiste donc à passer par une estimation préalable de l'évapotranspiration potentielle (ETP).

De manière à permettre des estimations en fonction des données disponibles sur tel ou tel bassin, cinq options d'estimation de l'évapotranspiration potentielle sont disponibles dans HYDROTEL : Thornthwaite (1948), Hydro-Québec, Linacre (1977), Penman-Monteith (Monteith, 1965) et Priestley-Taylor(1972). Mentionnons que l'équation qui demande le plus d'informations météorologiques est celle de Penman, alors que celle d'Hydro-Québec est celle qui en demande le moins avec celle de Thornthwaite. Cela ne veut pas dire que ces dernières équations sont beaucoup plus imprécises que celle de Penman, cela dépend des conditions météorologiques. Certaines études non-publiées que nous avons faites indiquent que l'équation d'Hydro-Québec se comporte mieux que la plupart des autres équations et approche même les résultats obtenus par celle de Penman.

Les équations de Thornthwaite, Hydro-Québec et Linacre ne peuvent pas être estimées directement à un pas de temps inférieur à 24 heures. Les valeurs journalières d'ETP estimées par ces équations sont donc distribuées sur des pas de temps plus courts à l'aide des valeurs du tableau 4.1.

Figure 3.1.1 : Distribution horaire des valeurs journalière d'ETP

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

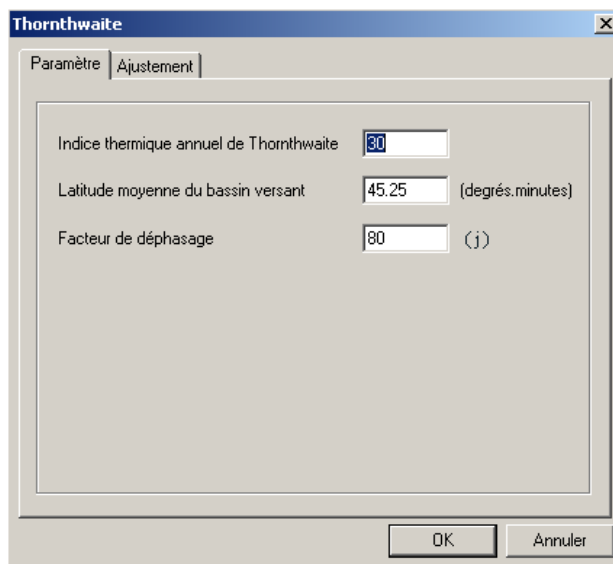
4.1 Équation de Thornthwaite

L'équation de Thornthwaite (1948) a comme avantage de n'exiger que la température de l'air comme donnée d'entrée. Cette équation a été conçue pour une estimation mensuelle de l'ÉTP et, en ce sens, il est bien connu que cette équation n'est pas la plus intéressante à utiliser. Par ailleurs, comme elle est peu exigeante en données d'entrée, elle est tout de même d'un certain intérêt.

4.1.1 Informations demandées à l'utilisateur

S'il choisit d'utiliser l'équation de Thornthwaite, l'utilisateur doit fournir trois valeurs : un indice thermique annuel, la latitude moyenne du bassin versant et un facteur de décalage (figure 4.1.1).

L'indice thermique est basé sur les températures moyennes mensuelles de l'air sur le bassin comme on le verra à la section 4.1.2. On notera par ailleurs que le facteur de déphasage de 80 jours permet d'obtenir une durée maximale du jour à la fin de juin. Autrement, le lecteur pourra remarquer que, comme l'équation de Thornthwaite ne contient pas de terme pouvant distinguer entre les classes d'occupation de sol, l'évapotranspiration potentielle calculée ainsi est identique pour chaque classe.



The image shows a software dialog box titled "Thornthwaite". It has two tabs: "Paramètre" (selected) and "Ajustement". Inside the "Paramètre" tab, there are three input fields with labels and units: "Indice thermique annuel de Thornthwaite" with a value of 30, "Latitude moyenne du bassin versant" with a value of 45.25 and the unit "(degrés.minutes)", and "Facteur de déphasage" with a value of 80 and the unit "(j)". At the bottom right of the dialog box are two buttons: "OK" and "Annuler".

Figure 4.1.1 : Onglet *Paramètres* de l'équation de « Thornthwaite ».

4.1.2 Présentation de l'équation

Telle que programmée dans HYDROTEL, l'équation de Thornthwaite a la forme suivante (équation 4.1.1) :

$$E = \frac{16.2}{30.4} L_j \left(\frac{10T}{I} \right)^A \quad \text{Éq. 4.1.1}$$

où :

E est l'évapotranspiration potentielle de Thornthwaite en mm/j;

L_j est un coefficient d'ajustement tenant compte de la longueur du jour et de la latitude de la station;

T est la température moyenne journalière de l'air sur l'UHRH en °C;

I est l'indice thermique de Thornthwaite;

A est un exposant déterminé à partir de l'indice thermique I.

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

L'équation veut aussi tenir compte de la longueur du jour et donc de la possibilité d'une ETP plus élevée pour une température donnée. Ce coefficient d'ajustement L_j est égal à 1 le jour déterminé comme jour de décalage et varie entre 0.6535 au solstice d'hiver et 1.3465 au solstice d'été. Il est estimé par l'équation 4.1.2.

$$L_j = \frac{2}{\pi} \cos^{-1} \left(-tg \left(\sin^{-1} \left(\frac{23.45 \pi}{180} \right) \sin \left(\frac{2\pi}{365} (j - j_d) \right) \right) \right) tg(l_m) \quad \text{Éq. 4.1.2}$$

où :

j est le jour julien de l'année pour lequel ETP est estimé;

j_d est le jour julien de l'année considéré comme facteur de décalage;

l_m est la latitude moyenne du bassin en degrés et centièmes.

La valeur que l'utilisateur désire donner à l'indice thermique I de Thornthwaite est entrée dans l'interface afin de lui permettre un peu plus de flexibilité dans son estimation de l'ETP avec cette équation. Cependant, il peut l'estimer par l'équation 4.1.3. Notons que cette dernière équation n'est pas programmée dans HYDROTEL et est présentée ici que pour aider l'utilisateur à trouver une valeur acceptable pour l'indice thermique I.

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_{mm}}{5} \right)^{1.514} \quad \text{Éq. 4.1.3}$$

où T_{mm} est la température mensuelle moyenne interannuelle pour chaque mois de l'année en °C.

L'indice thermique sert aussi à estimer l'exposant A de l'équation 4.1.1.

$$A = 6.75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7.71 \cdot I^2 + 0.0179 I + 0.492 \quad \text{Éq. 4.1.4}$$

Rappelons en terminant que si le pas de temps est inférieur à la journée, la valeur de l'ETP de Thornthwaite obtenue à l'équation 4.1.1 est distribuée dans le temps à l'aide des valeurs présentées dans le tableau 4.1.

4.2 Équation développée à Hydro-Québec

L'équation d'estimation de l'ETP développée à Hydro-Québec n'a jamais été publiée à notre connaissance. C'est une équation qui n'utilise que les températures maximale et minimale journalières de l'air. Quoique n'utilisant que ces températures elle a été développée sur la base de principes similaires à l'équation de Penman adaptés aux données choisies.

Le lecteur pourra aussi remarquer que, comme l'équation développée à Hydro-Québec ne contient pas de terme pouvant distinguer entre les classes d'occupation de sol, l'évapotranspiration potentielle calculée ainsi est identique pour chaque classe.

4.2.1 Informations demandées à l'utilisateur

Aucune information n'est demandée à l'utilisateur s'il choisit de simuler l'ETP avec l'équation développée à Hydro-Québec.

4.2.2 Présentation de l'équation

Initialement, l'équation a été développée en considérant des températures estimée en °F. Elle est modifiée dans sa programmation dans HYDROTEL afin de prendre des températures fournies en °C (équation 4.2.1).

$$E = 0.029718 (T_x - T_n) e^{0.019 \left(\frac{9}{5} (T_x + T_n) + 64 \right)} \quad \text{Éq. 4.2.1}$$

où :

E est l'évapotranspiration potentielle d'Hydro-Québec en mm/j;

T_x et T_n sont les températures maximales et minimales journalières de l'air sur l'UHRH.

Rappelons en terminant que si le pas de temps est inférieur à la journée, la valeur de l'ETP de Thornthwaite obtenue à l'équation 4.1.1 est distribuée dans le temps à l'aide des valeurs présentées dans le tableau 4.1.

4.3 Équation de Linacre

Linacre (1977) a développé une équation fournissant une approximation de l'équation de Penman (1948). Dans son article, Linacre mentionne qu'il est souvent nécessaire de connaître l'évaporation d'un lac ou du sol mais que des mesures directes ne sont pas disponibles. Il écarte les formules empiriques qui habituellement ne sont pas applicables ailleurs qu'au site où elles ont été développées. Il préfère des équations plus physiques. Il part donc de l'équation de Penman, mais considérant que cette équation nécessite des données souvent non disponibles, il a voulu développer une équation ne demandant que les températures de l'air journalières maximale et minimale, une connaissance de l'albédo des classes d'occupation du sol, la latitude et l'altitude moyenne de l'UHRH. Nous avons dû adapter son équation au système MKS.

4.3.1 Informations demandées à l'utilisateur

S'il choisit l'équation de Linacre, l'utilisateur doit tout d'abord fournir la latitude moyenne du bassin versant, ainsi que les températures moyennes du mois le plus chaud et du mois le plus froid (figure 4.3.1). De plus, il doit fournir l'ordonnée à l'origine de la relation linéaire approximative liant le rapport $(\Delta / (\Delta + \gamma))$ à la température de l'air (Brutsaert, 1984). La variable Δ est la pente de la tension de vapeur d'eau saturante en fonction de la température et la variable γ est une constante psychrométrique. Une relation linéaire

très acceptable peut effectivement être déterminée entre 0 et 40°C. L'utilisateur peut optimiser la précision de cette relation en fonction de la gamme de variation des températures de l'air journalières moyennes.

Figure 4.3.1 : Onglet *Paramètres* de l'équation de « Linacre ».

4.3.2 Présentation de l'équation

Tel que mentionné rapidement plus haut, l'équation a été développée en utilisant le système cgs plutôt MKS. Il a donc fallu adapter l'équation au système MKS. L'équation se présente donc sous la forme décrite dans l'équation 4.3.1.

$$E = \left(\frac{24.41(0.75 - A)T_{mer}}{100 - L_m} + (T_{am} - T_{wm}) \right) \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \quad \text{Éq. 4.3.1}$$

où :

E est l'évapotranspiration potentielle de Linacre en mm/j;

A est l'albédo de chacune des classes d'occupation du territoire;

T_{mer} est la température de l'air moyenne journalière ramenée au niveau de la mer;

T_{am} est la température de l'air moyenne journalière;

T_{wm} est la température du point de rosée moyenne journalière;

L_m est la latitude moyenne du bassin versant;

Δ est la pente de la tension de vapeur saturante de l'air;

γ est une constante psychrométrique égale à $0.67 \text{ mb}^\circ\text{C}^{-1}$.

La température de l'air moyenne journalière ramenée au niveau de la mer T_{mer} est estimée par l'équation 4.3.2.

$$T_{mer} = T_{am} + 0.006 A_u \quad \text{Éq. 4.3.2}$$

Considérant que si des mesures du point de rosée étaient disponibles sur le bassin, il est probable que les autres données nécessaires à une estimation de l'évapotranspiration potentielle par l'équation de Penman seraient disponibles, la différence entre la température de l'air moyenne journalière et la température du point de rosée moyenne journalière est estimée par l'équation 4.3.3.

$$T_{am} - T_{wm} = 0.0023 A_u + 0.37 T_{am} + 0.53 (T_x - T_n) + 0.35 (T_{mx} - T_{mn}) - 10.9 \quad \text{Éq. 4.3.3}$$

où :

T_{mx} est la température moyenne du mois le plus chaud;

T_{mn} est la température moyenne du mois le plus froid.

Enfin, le rapport $(\Delta / (\Delta + \gamma))$ est estimé par l'équation 4.3.4.

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = C_0 + p T_{am} \quad \text{Éq. 4.3.4}$$

Notons que l'équation de Linacre permet de tenir compte de l'albédo de chacune des classes d'occupation du territoire.

4.4 Équation de Penman-Monteith

L'équation de Penman-Monteith [Monteith 1965] demeure encore aujourd'hui l'une des équations les plus précises pour estimer l'ÉTP. Cette équation demande la connaissance des valeurs horaires ou journalières de la température de l'air, de l'humidité relative, de la vitesse du vent et du rayonnement global ou de l'insolation. À l'instar de l'équation de Linacre, l'albédo des différentes classes d'occupation du sol doit être connue. La hauteur de la végétation doit aussi être estimée pour qu'une relation à

base physique soit utilisée pour estimer l'effet du vent. Cette équation devrait être préférée aux autres, lorsque possible.

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

4.4.1 Informations demandées à l'utilisateur

Rappelons encore une fois que l'équation de Penman demande la connaissance des valeurs horaires ou journalières de la température de l'air, de l'humidité relative, de la vitesse du vent et du rayonnement global ou de l'insolation.

L'onglet paramètres de la boîte de dialogue est divisé en trois parties (figure 4.4.1). L'utilisateur doit d'abord fournir la hauteur à laquelle la vitesse du vent est mesurée aux stations météorologiques utilisées sur le bassin.

Comme seconde informations, il doit choisir d'estimer l'effet du vent par une fonction empirique ou par une fonction plus physique. Ces fonctions sont présentées à la section 4.4.2. Notons qu'un fichier contenant les hauteurs de végétation des différentes classes d'occupation du territoire doit être présent pour que l'utilisateur puisse choisir d'estimer l'effet du vent par une fonction plus physique.

Enfin, l'utilisateur doit fournir les valeurs des coefficients a et b de la relation permettant d'estimer le rayonnement solaire global au sol à partir de l'isolation. Comme HYDROTEL peut faire appel à des mesures directes de rayonnement solaire global et que cette relation a été déterminée au pas de temps journalier initialement, il est très souhaitable que l'utilisateur dispose de mesures directes du rayonnement solaire global au sol s'il compte effectuer des simulations à un pas de temps inférieur à 24 heures.

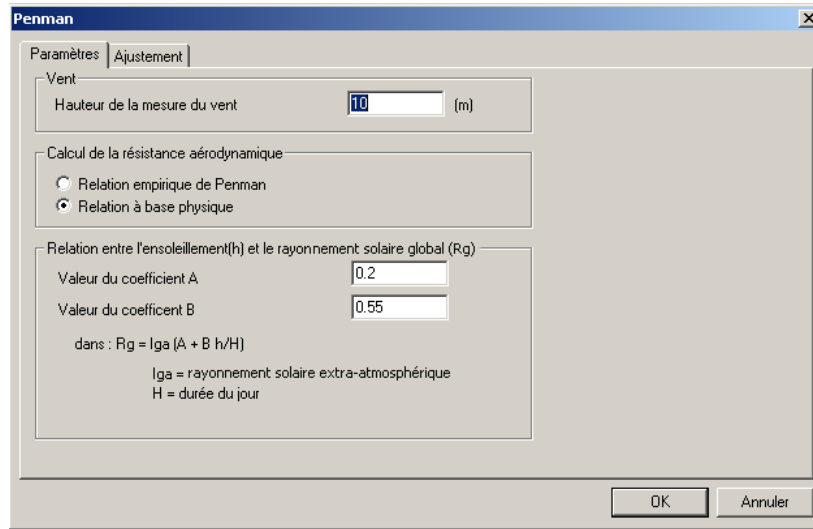


Figure 4.4.1 : Paramètres de l'équation de « Penman ».

4.4.2 Présentation de l'équation

L'équation de Penman est souvent présentée sous la forme compacte suivante (équation 4.4.1) :

$$E = \left(\frac{\Delta R_n + E_a}{\Delta + \gamma} \right) \frac{1}{L_e} \quad \text{Éq. 4.4.1}$$

où :

E est l'évapotranspiration potentielle de Penman en mm/j;

Δ est la pente de la tension de vapeur d'eau saturante en fonction de la température (mb K⁻¹) ;

γ est la constante psychrométrique (mb K⁻¹);

R_n est le rayonnement net à la surface d'où se fait l'ÉTP (J m⁻² j⁻¹) ;

E_a est le pouvoir évaporant de l'air (J m⁻² j⁻¹ mb K⁻¹) ;

L_e est la chaleur de vaporisation de l'eau (J kg⁻¹).

Le rayonnement net, quant à lui, est estimé par l'équation 4.4.2 :

$$R_n = (1 - A) R_g - \sigma T^4 \left(0.56 - 0.08 \sqrt{e} \right) \left(0.1 + 0.9 \frac{h}{H} \right) \quad \text{Éq. 4.4.2}$$

où :

A est l'albédo de la classe d'occupation du sol pour laquelle l'ÉTP est estimée ;

R_g est le rayonnement solaire global au sol ($J\ m^{-2}\ j^{-1}$) ;

σ est la constante de Stefan-Boltzman ($4.8986 \times 10^{-3}\ J\ m^{-2}\ K^{-1}\ j^{-1}$);

T est la température moyenne de l'air ($^{\circ}K$);

E est la tension de vapeur de l'eau dans l'air (mb);

H est la durée d'ensoleillement (h);

H est la durée du jour (h).

Si l'utilisateur ne dispose pas de données observées du rayonnement solaire, il peut l'estimer par l'équation 4.4.3.

$$R_g = \left(a + b \frac{h}{H} \right) I_{ga} \quad \text{Éq. 4.4.3}$$

où :

a et b sont des constante de régression fournies par l'utilisateur;

I_{ga} est le rayonnement solaire extra-atmosphérique pour la journée simulée ($J\ m^{-2}\ j^{-1}$) ;

La tension de vapeur e est estimée à partir de l'équation 4.4.4.

$$e = h_r e_s \quad \text{Éq. 4.4.4}$$

où :

h_r est l'humidité relative de l'air;

e_s est la tension de vapeur saturante de l'eau dans l'air (mb).

Quant à la tension de vapeur saturante de l'eau dans l'air, elle est estimée par l'équation 4.4.5 :

$$e_s = \left(a_0 + T \left(a_1 + T \left(a_2 + T \left(a_3 + T \left(a_4 + T \left(a_5 + a_6 T \right) \right) \right) \right) \right) \right) \quad \text{Éq. 4.4.5}$$

où :

$$a_0 = 6984.505294$$

$$a_1 = -188.903931$$

$$a_2 = 2.133357679$$

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

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

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

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

La pente Δ de la tension de vapeur de l'eau en fonction de la température peut alors être estimée par l'équation 4.4.6 :

$$\Delta = \frac{0.622 L_e e_s}{R_d T^2} \quad \text{Éq. 4.4.6}$$

où :

R_d est la constante des gaz, égale à $287.04 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$.

Enfin, si le pouvoir évaporant de l'air E_a est exprimée à l'aide de la fonction empirique de vent, il est estimé par l'équation 4.4.7 :

$$E_a = 0.26 \gamma L_e (1 + 0.54) V_{za} (e_s - e) \quad \text{Éq. 4.4.7}$$

Lorsque l'effet du vent est exprimé par une relation plus physique, E_a est estimé par l'équation 4.4.8 :

$$E_a = \frac{\rho_a C_p k^2 V_{za}^2 (e_s - e) 3600 \Delta t}{\ln\left(\frac{Z_a - d}{Z_o}\right) \ln\left(\frac{Z_a - d}{Z_{ov}}\right)} \quad \text{Éq. 4.4.8}$$

où :

V_{za} est le vent (m s^{-1}) à la hauteur Z_a (m) de simulation ;

ρ_a est la densité de l'air égale à 1.2923 kg m^{-3} ;

C_p est la chaleur spécifique de l'air égale à $1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$;

K est la constante von Karman égale à 0.4 ;

Δt est le pas de temps de calcul (h) ;

d est la hauteur à laquelle on considère le vent comme nul , égale à 70% de la hauteur H_{vg} de la végétation (m);

Z_a est la hauteur de simulation considérée comme égale à $d + 2$ (m) ;

Z_0 est la hauteur de déplacement vertical pour le momentum reliée à la rugosité de la surface et égale à $0.13 (H_{vg} - d)$;

Z_{ov} est la hauteur de déplacement vertical dans le cas de la vapeur d'eau reliée à la rugosité de la surface et égale à $Z_0 / 5$.

Toutes les informations fournies plus haut ont été données en considérant un pas de temps journalier. Il est aussi possible d'estimer l'ÉTP avec l'équation de Penman à des pas de temps plus courts. Rappelons ici que certaines des relations mentionnées ont été établies pour un pas de temps journalier. Ainsi, à un pas de temps de 3 heures, la durée d'ensoleillement varie entre 0 et un maximum de trois heures. On tient aussi compte pour l'estimation de h , du lever et du coucher du soleil. De même la température moyenne est la moyenne entre la température la plus chaude et la température la plus froide pendant les 3 heures du pas de temps.

4.5 Équation de Priestley-Taylor

L'équation de Priestley-Taylor (1972) est dérivée de celle de Penman (1948), dans laquelle le terme d'énergie a été conservé mais pas celui dépendant du vent. L'équation considère que l'ÉTP est proportionnelle à l'évaporation à l'équilibre, c'est-à-dire de l'évaporation la plus faible obtenue à partir d'une surface saturée de grandes dimensions, compte tenu de l'énergie disponible. L'évaporation à l'équilibre peut être interprétée comme la limite inférieure de l'évaporation ou de l'évapotranspiration potentielle pour des conditions énergétiques données. Cette équation nécessite la connaissance des valeurs de la température de l'air, de l'humidité relative et du rayonnement global ou de l'insolation. L'albédo de chacune des classes d'occupation du territoire est aussi nécessaire.

4.5.1 Informations demandées à l'utilisateur

Lorsqu'il choisit de simuler l'ÉTP par l'équation de Priestley-Taylor, l'utilisateur n'a que quelques informations à fournir (figure 4.5.1). Il doit tout d'abord fournir la valeur du coefficient de proportionnalité lui permettant de passer de l'évapotranspiration à l'équilibre à l'ÉTP. Ensuite, comme pour l'équation de Penman, l'utilisateur doit fournir les valeurs des coefficients a et b de la relation permettant d'estimer le rayonnement solaire global au sol à partir de l'isolation.

The screenshot shows a software window titled "Priestley-Taylor" with two tabs: "Paramètres" (selected) and "Ajustement". Under the "Paramètres" tab, there are two main sections. The first section, "Évaporation à l'équilibre vs l'évapotranspiration potentielle", contains a text label "Valeur du coefficient de proportionnalité alpha" and a text input field with the value "1.26". The second section, "Relation entre l'ensoleillement(h) et le rayonnement solaire global (Rg)", contains two text labels: "Valeur du coefficient A" with an input field "0.2", and "Valeur du coefficient B" with an input field "0.55". Below these, it states the formula "dans : Rg = Iga (A + B h/H)", followed by definitions: "Iga = rayonnement solaire extra-atmosphérique" and "H = durée du jour". At the bottom right of the window are "OK" and "Annuler" buttons.

Figure 4.5.1 : Onglet *Paramètres* de l'équation de « Priestley-Taylor ».

Comme HYDROTEL peut faire appel à des mesures directes de rayonnement solaire global et que cette relation a été déterminée au pas de temps journalier initialement, il est très souhaitable que l'utilisateur dispose de mesures directes du rayonnement solaire global au sol s'il compte effectuer des simulations à un pas de temps inférieur à 24 heures.

4.5.2 Présentation de l'équation

L'équation de Priestley-taylor peut être présentée sous la forme compacte suivante (équation 4.5.1) :

$$E = \alpha \left(\frac{\Delta R_n}{\Delta + \gamma} \right) \frac{1}{L_e} \quad \text{Éq. 4.5.1}$$

où :

E est l'évapotranspiration potentielle de Priestley-Taylor en mm/j;

α est un coefficient de proportionnalité;

Δ est la pente de la tension de vapeur d'eau saturante en fonction de la température (mb K⁻¹) ;

γ est la constante psychrométrique (mb K⁻¹);

R_n est le rayonnement net à la surface d'où se fait l'ÉTP (J m⁻² j⁻¹) ;

L_e est la chaleur de vaporisation de l'eau (J kg⁻¹).

Le rayonnement net, quant à lui, est estimé par l'équation 4.5.2 :

$$R_n = (1 - A) R_g - \sigma T^4 \left(0.56 - 0.08 \sqrt{e} \right) \left(0.1 + 0.9 \frac{h}{H} \right) \quad \text{Éq. 4.5.2}$$

où :

A est l'albédo de la classe d'occupation du sol pour laquelle l'ÉTP est estimée ;

R_g est le rayonnement solaire global au sol (J m⁻² j⁻¹) ;

σ est la constante de Stefan-Boltzman (4.8986 X 10⁻³ J m⁻² K⁻¹ j⁻¹);

T est la température moyenne de l'air (°K);

E est la tension de vapeur de l'eau dans l'air (mb);

H est la durée d'ensoleillement (h);

H est la durée du jour (h).

Si l'utilisateur ne dispose pas de données observées du rayonnement solaire, il peut l'estimer par l'équation 4.5.3.

$$R_g = \left(a + b \frac{h}{H} \right) I_{ga} \quad \text{Éq. 4.5.3}$$

où :

a et b sont des constantes de régression fournies par l'utilisateur;

I_{ga} est le rayonnement solaire extra-atmosphérique pour la journée simulée ($J\ m^{-2}\ j^{-1}$) ;

La tension de vapeur e est estimée à partir de l'équation 4.5.4.

$$e = h_r e_s \quad \text{Éq. 4.5.4}$$

où :

e_s est la tension de vapeur saturante de l'eau dans l'air (mb).

Quant à la tension de vapeur saturante de l'eau dans l'air, elle est estimée par l'équation 4.5.5 :

$$e_s = \left(a_0 + T \left(a_1 + T \left(a_2 + T \left(a_3 + T \left(a_4 + T \left(a_5 + a_6 T \right) \right) \right) \right) \right) \right) \quad \text{Éq. 4.5.5}$$

où :

$$a_0 = 6984.505294$$

$$a_1 = -188.903931$$

$$a_2 = 2.133357679$$

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

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

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

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

La pente Δ de la tension de vapeur de l'eau en fonction de la température peut alors être estimée par l'équation 4.5.6 :

$$\Delta = \frac{0.622 L_e e_s}{R_d T^2} \quad \text{Éq. 4.5.6}$$

où :

R_d est la constante des gaz, égale à $287.04\ J\ kg^{-1}K^{-1}$.

5 Bilan vertical

Le bilan d'eau vertical est l'exercice qui consiste à séparer initialement, sur chaque unité hydrologique, les lames d'eau qui ruissellent à la surface du terrain de celles qui s'y infiltrent. Après infiltration ces lames d'eau viennent modifier l'état de saturation du profil de sol et participent aux écoulements retardés dans la partie supérieure non-saturée du sol et aux écoulements de nappe en zone saturée. C'est aussi au moment d'effectuer le bilan d'eau vertical que l'on évalue l'évapotranspiration réelle en fonction de l'état de saturation du sol.

Deux algorithmes sont offerts pour la simulation du bilan d'eau vertical dans le sol : le premier a été conçu spécifiquement pour rencontrer les objectifs d'HYDROTEL en ce qui a trait à la reproduction des processus physiques en jeu et à la compatibilité avec la télédétection et les données en provenance des SIG (Fortin et al, 1995 et 2001). Le second est tiré du modèle conceptuel à réservoir CEQUEAU (Morin et al, 1981). L'utilisateur a donc la possibilité d'utiliser un algorithme basé sur les processus physiques de redistribution de l'eau à la surface et à l'intérieur du sol, s'il dispose des données nécessaires pour le faire. Il peut aussi choisir d'utiliser le second algorithme s'il ne possède aucune information valable sur le bassin lui permettant d'utiliser le premier algorithme.

5.1 Bilan vertical à bases physiques BV3C

Les variables et les flux du sous-modèle BV3C ont été définis de manière à représenter approximativement les macro-processus physiques en jeu lors de l'infiltration et de la redistribution verticale de l'eau à l'échelle d'une colonne de sol correspondant à une unité de simulation. Ces équations ne sont pas une représentation exacte du mouvement de l'eau mais, plutôt, une représentation de ce qui se passe en moyenne sur un bassin versant. Les paramètres associés à ces équations (la conductivité hydraulique à saturation, le potentiel matriciel à saturation, la teneur en eau à saturation, à la capacité au champ et au point de flétrissement) peuvent être reliés à des caractéristiques mesurables du sol.

5.1.1 Informations demandées à l'utilisateur

L'algorithme BV3C subdivise le sol en trois couches. En choisissant BV3C, l'utilisateur ouvre une boîte de dialogue comprenant trois onglets (figure 5.1.1). Dans l'encadré « Limite inférieure des couches (m) », l'utilisateur doit fournir les limites inférieures de chacune des trois couches de sol pour chacun des groupes d'UHRH qu'il aura déterminés précédemment. Les valeurs d'humidité à fournir dans l'autre encadré sont essentiellement des valeurs initiales en fraction de la saturation des types de sols présents dans le groupe d'UHRH. Rappelons ici, comme il est spécifié dans la note en-dessous des champs de saisie, que les valeurs indiquées dans l'encadré « Humidité relative initiale » ne sont utilisées que si l'utilisateur n'a pas choisi de lire ces valeurs dans un fichier produit lors d'une simulation antérieure.

The screenshot shows the 'BV3C' dialog box with the 'Couches' tab selected. The 'Groupe d'UHRH (sol, occupation)' dropdown is set to 'kenogami'. The 'Humidité relative initiale (fraction de la saturation)' section contains three input fields: Couche 1 (0.89), Couche 2 (0.94), and Couche 3 (0.98). The 'Limite inférieure des couches (m)' section contains three input fields: Couche 1 (0.0925), Couche 2 (0.25), and Couche 3 (1.5). Each input field has a radio button for 'utilisateur' (selected) and a radio button for 'optimisée'. To the right of these fields are three 'Optimisation ?' buttons, all set to 'NON'. Further right are three 'Valeur utilisée' fields showing the same values as the input fields. A note at the bottom states: 'Note: ces valeurs ne sont utilisées que si les variables d'état initiales pour le bilan vertical ne sont pas lues.'

Figure 5.1.1 : Onglet **Couches** du sous-modèle « BV3C ».

En passant à l'onglet **Paramètres**, l'utilisateur doit aussi fournir des valeurs pour chaque groupe d'UHRH (figure 5.1.2). Il note aussi trois encadrés.

Dans le premier, il doit fournir la valeur du coefficient d'extinction

D du rayonnement solaire dans la végétation ainsi que celle du coefficient de récession k_r pour l'écoulement de base en provenance de la troisième couche de sol.

Les coefficients du second encadré ne sont pas intégrés directement à des équations. Le coefficient additif d'optimisation de la classe de sol prend habituellement la valeur « zéro ». Il sert à déplacer tous les types de sols vers les argiles s'il est positif et vers les sables, s'il est négatif. Ce faisant les caractéristiques hydrauliques de toutes les UHRH faisant partie du groupe pour lequel ce coefficient est modifié prennent les valeurs associées au nouveau type de sol et le bilan hydrologique et les écoulements de ces UHRH sont modifiés. Quant au coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement, il est appliqué au coefficient d'assèchement C_s .

The screenshot shows the 'Paramètres' tab of the BV3C software. The 'Groupe d'UHRH (sol, occupation)' is set to 'kenogami'. Below this, there are four rows of parameters, each with a 'Valeur' section containing 'utilisateur' and 'optimisée' radio buttons and text boxes, and an 'Optimisation ?' section with 'NON' and 'OUI' buttons. The 'Valeur utilisée' column shows the current value for each parameter.

Paramètre	utilisateur	optimisée	Optimisation ?	Valeur utilisée
Coefficient d'extinction (DES)	<input checked="" type="radio"/> 0.6	<input type="radio"/> 0.6	<input type="button" value="NON"/>	0.6
Coefficient de récession (m/h)	<input checked="" type="radio"/> 2.055e-005	<input type="radio"/> 2.055e-005	<input type="button" value="NON"/>	2.055e-005
Coefficient additif d'optimisation de la classe du sol	<input checked="" type="radio"/> 1	<input type="radio"/> 0	<input type="button" value="OUI"/>	0
Coefficient multiplicatif d'optimisation de l'assèchement	<input checked="" type="radio"/> 1	<input type="radio"/> 1	<input type="button" value="OUI"/>	1

At the bottom, there is a text box for 'Variation maximum de l'humidité relative par pas de temps' with the value 0.3. 'OK' and 'Annuler' buttons are at the bottom right.

Figure 5.1.2 : Onglet **Paramètres** du sous-modèle « BV3C ».

La valeur à entrer dans le troisième encadré contrôle la variation maximale de l'humidité relative dans les couches de sol pour chaque pas de temps. Elle sert à limiter les instabilités numériques provoquant des oscillations des valeurs d'humidité, particulièrement entre la première et seconde couche. Plus cette valeur est faible plus les instabilités sont filtrées mais avec comme conséquence que les calculs peuvent être un peu plus longs.

Enfin, l'onglet **Classes** permet de sélectionner les classes de bases faisant partie des classes intégrées identifiées à gauche (figure 5.1.3). On note donc que le sous-modèle distingue directement trois classes d'occupation du territoire, les classes « imperméable », « eau » et le reste. En pratique, par le biais de l'évapotranspiration

réelle, il permet de distinguer toutes les classes de bases dont les caractéristiques d'albédo, d'indice foliaire, de hauteur de la végétation et de profondeur racinaire sont différentes.

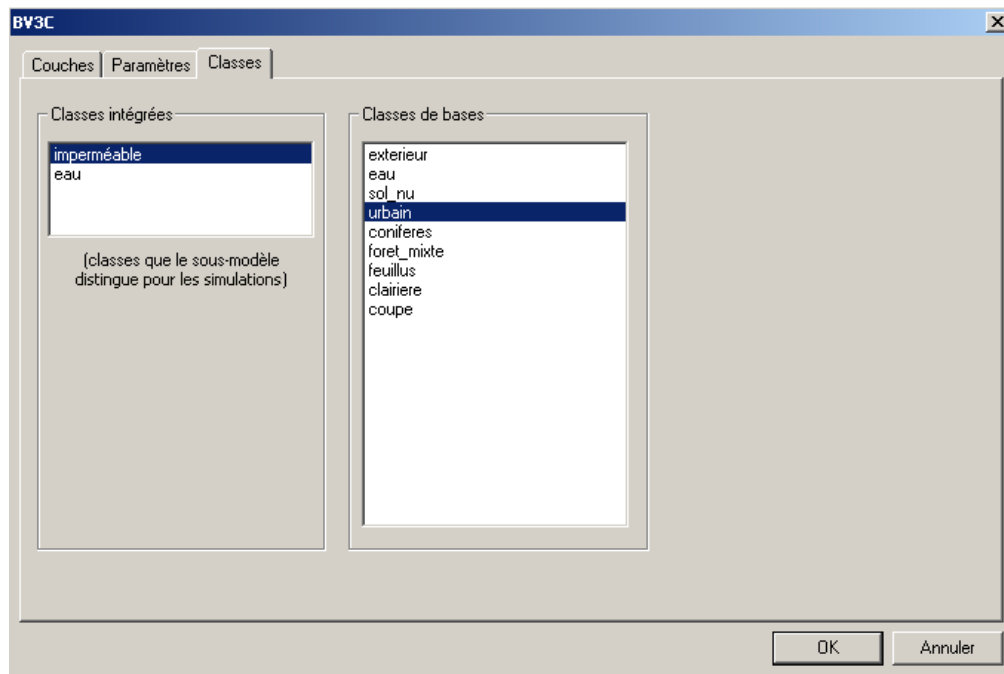


Figure 5.1.3 : Onglet **Classes** du sous-modèle « BV3C ».

5.1.2 Présentation du sous-modèle

Rappelons que dans le sous-modèle de bilan vertical BV3C, les variables et les flux ont été définis de manière à représenter approximativement les macro-processus reliés à l'infiltration et à redistribution verticale subséquente de l'eau infiltrée dans la colonne de sol correspondant à l'UHRH. Notons que, même si elles sont basées sur les caractéristiques hydrauliques des différents types de sols, les équations retenues ne peuvent pas décrire très précisément le comportement complexe de l'écoulement et du stockage de l'eau dans la colonne de sol, compte tenu de la variation tridimensionnelle des caractéristiques hydrauliques des sols. Toutefois, elles devraient représenter ce qui se passe en moyenne à l'échelle de l'unité de simulation, soit l'UHRH.

Pour les simulations, la colonne de sol est subdivisée en trois couches (figure 5.1.4). La couche de surface est relativement mince (de 10 à 20 cm) de manière à correspondre à la couche de sol affectée par l'évaporation de sol nu et à celle, nettement plus petite, pour laquelle l'humidité peut être estimée par télédétection. Cette couche contrôle le ruissellement de surface. La deuxième couche sert à décrire la zone de transition entre

les première et troisième couches. Son rôle est aussi de produire les écoulements retardés dans la couche supérieure du sol. Le débit de base ou de nappe est contrôlé par la troisième couche. Cette dernière devrait être relativement près de la saturation.

Dans le reste de cette section, on considérera les équations appliquées à une UHRH spécifique. Compte tenu de l'approche adoptée, rappelons que les limites inférieures Z_j de chaque couche changeront pour chaque groupe d'UHRH et que les caractéristiques hydrauliques le feront pour chaque UHRH en fonction du type de sol retenu. Tout cela donnera donc lieu à une distribution spatiale des caractéristiques des UHRH auxquelles s'ajoutera la pente d'écoulement sur chaque UHRH.

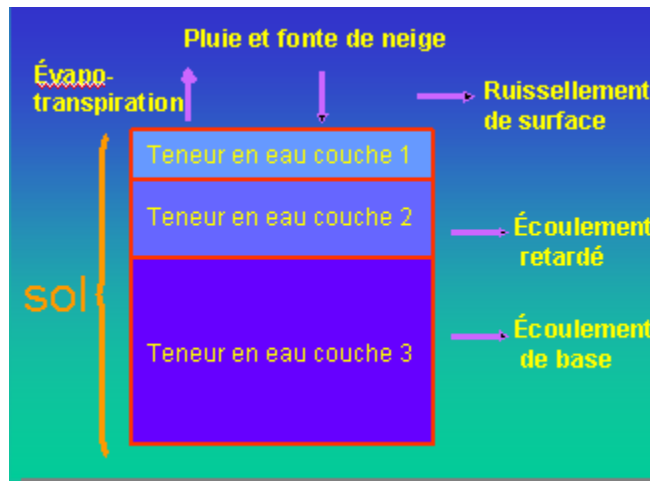


Figure 5.1.4 : Subdivision du bilan vertical en trois couches dans le sous-modèle BV3C.

Au début de chaque pas de temps, l'infiltration P en provenance de la pluie ou de la fonte est contrôlée par la lame de pluie ou de fonte lorsque la couche de surface n'est pas saturée et par la conductivité hydraulique à saturation lorsque cette couche est saturée. L'excès d'eau à la surface devient du ruissellement de surface R . Finalement, le contenu en eau θ_j de chaque couche j varie en fonction des flux verticaux $q_{1,2}$ et $q_{2,3}$ entre les couches, des écoulements hors de la colonne de sol Q_2 et Q_3 , de la transpiration en provenance de chaque couche Tr_j et de l'évaporation de sol nu E pour la couche de surface. Le pas de temps externe imposé par l'utilisateur est normalement subdivisé en pas de temps Δt nettement plus petits pour assurer la stabilité numérique. Les équations de continuité décrivant les processus dans les trois couches sont les suivantes (équations 5.1.1 à 5.1.3) :

$$\theta_{1f} = \theta_{1i} + \frac{\Delta t}{Z_1} (P - q_{1,2} - E - Tr_1) \quad \text{Éq. 5.1.1}$$

$$\theta_{2f} = \theta_{2i} + \frac{\Delta t}{Z_2 - Z_1} (q_{1,2} - q_{2,3} - Tr_2 - Q_2) \quad \text{Éq. 5.1.2}$$

$$\theta_{3f} = \theta_{3i} + \frac{\Delta t}{Z_3 - Z_2} (q_{2,3} - Tr_3 - Q_3) \quad \text{Éq. 5.1.3}$$

Les indices f et i dans les équations précédentes identifient les valeurs finales et initiales de la teneur en eau θ_j de chacune des couches.

Dans le but d'estimer tous les flux entre les couches et les écoulements vers l'extérieur de la colonne de sol, la conductivité hydraulique $K(\theta_j)$ de chaque couche est d'abord estimée en fonction de sa valeur à saturation K_s , des valeurs de contenu en eau θ_j et θ_s et de la distribution des dimensions des pores selon l'équation de Campbell (1974). La conductivité hydraulique $K_{j,j+1}$ entre les couches j et j+1 est ensuite déterminée comme étant la valeur la plus élevée entre $K(\theta_j)$ et $K(\theta_{j+1})$ selon l'approche de Mahrt et Pan (1984). Le potentiel matriciel $\Psi(\theta_j)$ est aussi obtenu à partir de sa valeur à saturation Ψ_s , du contenu en eau θ_j et de la distribution des dimensions des pores selon l'équation de Clapp et Hornberger (1978), de manière à éviter la discontinuité près de θ_s . Les flux verticaux sont alors exprimés par les équations 5.1.4 et 5.1.5 :

$$q_{1,2} = K_{1,2} \left(2 \frac{\Psi(\theta_2) - \Psi(\theta_1)}{Z_1 + (Z_2 - Z_1)} + 1 \right) \quad \text{Éq. 5.1.4}$$

$$q_{2,3} = K_{2,3} \left(2 \frac{\Psi(\theta_3) - \Psi(\theta_2)}{(Z_2 - Z_1) + (Z_3 - Z_2)} + 1 \right) \quad \text{Éq. 5.1.5}$$

L'écoulement retardé dans la partie supérieure du sol peut être relié à divers phénomènes, selon Beven (1989). Dans ces conditions, un modèle simple basé sur l'onde cinématique peut être acceptable, compte tenu de l'hétérogénéité présentée par les bassins versants naturels (Beven, 1989 ; Morel-Seytoux et Al Hassoun, 1989). Selon l'approche adoptée, l'écoulement latéral Q_2 de la couche 2 ne devient important que lorsque le contenu en eau de cette couche est entre la capacité au champ et la saturation. L'écoulement latéral Q_2 est par conséquent estimé en fonction de la pente S_n de l'UHRH, de l'épaisseur $(Z_2 - Z_1)$ de la couche et de sa conductivité hydraulique $K(\theta_2)$, par l'équation 5.1.6 :

$$Q_2 = K(\theta_2) \sin[\arctan(S_n)](Z_2 - Z_1) \quad \text{Éq. 5.1.6}$$

Enfin, l'écoulement Q_3 de la couche 3 est modélisé par l'équation 5.1.7 en fonction du contenu en eau θ_3 de cette couche, de son épaisseur ($Z_3 - Z_2$) et d'un coefficient de récession k_r , qui peut être déterminé à partir des débits observés :

$$Q_3 = k_r (Z_3 - Z_2) \theta_3 \quad \text{Éq. 5.1.7}$$

L'évapotranspiration réelle ETR pour chaque UHRH et chaque couche est considérée comme étant la somme pondérée des ETR de chaque classe d'occupation du territoire par la fraction de superficie couverte par cette classe, telle que fournie par la télédétection. Quant à l'ETR de chaque classe, elle est dérivée de l'évapotranspiration potentielle ETP de cette classe de la façon suivante. L'évapotranspiration maximale E_m du sol nu est tout d'abord estimée par l'équation 5.1.8 (Brisson, 1989) :

$$E_m = ETP e^{-D*IF} \quad \text{Éq. 5.1.8}$$

Dans l'équation 5.1.8, D est un coefficient d'extinction du rayonnement solaire dans la végétation d'indice foliaire IF correspondant à la classe d'occupation du territoire pour laquelle l'évapotranspiration maximale E_m est estimée. Pour la couche de surface, un coefficient d'assèchement C_s (Patoine et Fortin, 1992) est ensuite déterminé en fonction de la teneur en eau relative $\theta_{r,1}$ de cette couche et d'un second coefficient α_k dépendant du type de sol k (équations 5.1.9 et 5.1.10) :

$$\theta_{r,1} = \frac{\theta_1 - \theta_{pf}}{\theta_{cc} - \theta_{pf}} \quad \text{Éq. 5.1.9}$$

$$C_s = \frac{1 - e^{-\alpha_k \theta_{r,1}}}{1 - 2 e^{-2\alpha_k} + e^{-\alpha_k \theta_{r,1}}} \quad \text{Éq. 5.1.10}$$

Comme on peut le voir à l'équation 5.1.9, la teneur en eau relative dans la couche 1 $\theta_{r,1}$ est fonction de la teneur en eau absolue θ dans cette couche pour le pas de temps interne considéré, ainsi que de la teneur en eau à la capacité au champ θ_{cc} et de la teneur en eau au point de flétrissement θ_{pf} , valeurs reliées au type de sol retenu pour l'UHRH pour laquelle le calcul est fait.

L'évaporation du sol nu est alors estimée par l'équation 5.1.11 :

$$E = C_s E_m \quad \text{Éq. 5.1.11}$$

La transpiration totale T_r provenant du profil de sol influencé par le système racinaire de la classe d'occupation du sol pour laquelle le calcul est fait est ensuite déterminée en fonction du contenu en eau relatif moyen θ_{rm} du profil et d'un coefficient d'assèchement C_t similaire à C_s avec θ_{rm} remplaçant θ_{r1} (équation 5.1.12) :

$$T_r = C_t \left[(ETP - E_m) \left(\beta + (1 - \beta) \frac{E}{E_m} \right) \right] \quad \text{Éq. 5.1.12}$$

Le paramètre β représente l'effet de l'assèchement en surface sur l'évapotranspiration. Normalement, β est égal à 1.1.

La valeur de T_r estimée par l'équation 5.1.12 est ensuite redistribuée entre les couches en fonction du rapport entre le contenu en eau de chaque couche atteinte par le système racinaire et du contenu en eau moyen du profil de sol, de manière à déterminer l'ETR de chaque couche pour la classe d'occupation du territoire en cours et le pas de temps interne auquel la simulation est rendue. Pour la couche de surface, l'évaporation du sol nu est ajoutée à la transpiration, comme on peut le voir à l'équation 5.1.1. Finalement, l'ETR sur l'UHRH est estimée comme étant la moyenne pondérée de l'ETR de chaque classe d'occupation du territoire, en fonction du pourcentage de superficie attribué à chacune de ces classes sur l'UHRH.

Des informations sur les indices foliaires peut être dérivés d'indices de végétation déterminées à partir d'images obtenues par télédétection, alors que la distribution spatiale des types de sols est normalement tirée de données en provenance d'un SIG.

6 Écoulement sur la partie terrestre du bassin

L'écoulement sur la partie terrestre du bassin est le processus qui exprime le déplacement de l'eau jusqu'à ce qu'elle atteigne le réseau hydrographique. Cet écoulement intègre (1) les écoulements s'effectuant directement sur le sol à travers la végétation ou autres obstacles, (2) les écoulements à l'intérieur de canaux, naturels ou artificiels, de dimensions insuffisantes pour qu'ils soient considérés comme faisant partie du cours d'eau et (3) les écoulements s'effectuant dans le sol. Ainsi, si par exemple le sous-modèle BV3C a été utilisé pour effectuer le bilan vertical, le sous-modèle d'écoulement sur la partie terrestre du bassin effectuera le transport, jusqu'au cours le plus près, de la lame d'eau produite par le ruissellement de surface et les écoulements des couches 2 et 3.

6.1 Écoulement sur la partie terrestre du bassin simulé par une onde cinématique

La simulation de l'écoulement qui découle d'un hydrogramme géomorphologique basé sur l'onde cinématique ne prétend pas être une représentation exacte de l'écoulement réel mais plutôt une approximation qui représente ce qui se passe en moyenne sur une unité de simulation donnée.

6.1.1 Informations demandées à l'utilisateur

La boîte de dialogue qui s'ouvre pour permettre à l'utilisateur d'entrer les informations désirées pour que le sous-modèle effectue correctement le transfert de la lame d'eau de son point de production jusqu'au cours d'eau le plus près contient deux onglets. Le second onglet, **Classes**, comme les onglets similaires d'autres sous-modèles a comme unique but de faciliter l'attribution des classes de base aux trois classes intégrées apparaissant sur l'onglet **Paramètres**.

Sur l'onglet **Paramètres**, l'utilisateur note deux encadrés identifiés par « Coefficients de rugosité de Manning » et « Hydrogramme géomorphologique ». Dans le premier encadré, il doit entrer des valeurs de coefficients de Manning pour trois milieux différents sur lesquels les écoulements peuvent se produire : les « Milieux forestiers », l'« Eau » et les « Autres milieux ». De plus, des valeurs différentes de ces coefficients peuvent être entrées pour chacun des groupes d'UHRH préalablement définis. En effet, à titre d'exemple, le milieu forestier peut offrir une résistance différente aux écoulements sur

différentes parties d'un bassin versant correspondant aux groupes d'UHRH préalablement définis.

The screenshot shows the 'Onde cinématique' dialog box with the 'Paramètres' tab selected. The 'Coefficients de rugosité de Manning' section has a dropdown menu for 'Groupe d'UHRH (sol, occupation)' set to 'kenogami'. Below this, there are three rows of input fields for 'Valeur' and 'optimisée' for 'Milieux forestiers', 'Eau', and 'Autres milieux'. The 'Optimisation ?' buttons are all set to 'NON'. The 'Hydrogramme géomorphologique' section includes a label 'Unité de simulation: sous-bassin', a text field for 'Lame de référence pour l'hydrogramme géomorphologique' with the value '0.00062', and a text field for 'Nom du fichier HGM' with the path 'D:\Bassins\kenogami2\hydrotel\ken'. A 'Parcourir' button is next to the file name field. At the bottom right are 'OK' and 'Annuler' buttons.

Figure 6.1.1 : Onglet *Paramètres* de l'écoulement sur la partie terrestre du bassin simulé par une Onde cinématique.

La seconde zone de saisie sur la figure 6.1.1 porte sur l'« Hydrogramme géomorphologique ». On y précise que l'unité de simulation considérée pour l'application de chaque hydrogramme géomorphologique est l'UHRH. L'utilisateur peut y entrer la valeur de la lame de référence utilisée pour la détermination des hydrogrammes géomorphologiques de chaque UHRH et fournir le nom du fichier contenant les liens vers les hydrogrammes géomorphologiques déjà calculés avec les valeurs des coefficients de Manning entrées plus haut. Dans la version actuelle d'HYDROTEL, l'utilisateur peut s'assurer que les informations fournies sont justes en choisissant le sous-menu « **Outils HGM** » du menu « **Outils** ».

6.1.2 Présentation du sous-modèle

Tel que mentionné plus haut, l'algorithme qui est utilisé pour effectuer l'écoulement sur la partie terrestre du bassin est l'algorithme de l'onde cinématique. Avec l'onde cinématique, les équations qui régissent l'écoulement sont une approximation unidimensionnelle du système complet des équations de Saint-Venant.

Dans le présent cas, l'équation de continuité est décrite par l'équation 6.1.1 :

$$\frac{\delta R}{\delta x} + \frac{\delta h}{\delta t} = i \quad \text{Éq. 6.1.1}$$

Et l'équation cinématique de type Manning par l'équation 6.1.2 :

$$h = \left(\frac{n}{1.49 \sqrt{S_0}} \right)^{\frac{3}{5}} R^d \quad \text{Éq. 6.1.2}$$

Dans ces équations :

R : écoulement latéral de maille en maille (m^2s^{-1});

h : épaisseur de la lame écoulée (m);

i : écoulement en provenance du bilan vertical (m s^{-1});

n: coefficient de Manning;

S_0 : pente de la maille (m m^{-1});

d : un coefficient égal à 3/5;

x : distance (m);

t : temps (s).

Cette formulation fait intervenir, entre autres, le coefficient de rugosité de Manning qui sera différent pour les trois classes d'occupation du sol que l'algorithme peut discriminer dans son implantation actuelle, à savoir les milieux forestiers, l'eau et les autres milieux.

Les informations nécessaires étant disponible pour chacune des mailles constituant les UHRH et donc le bassin entier (figure 6.1.1), les équations 6.1.1 et 6.1.2 pourraient être appliquées à chaque pas de temps pour déterminer les écoulements de maille à maille sur chaque UHRH et, par conséquent, sur l'ensemble du bassin versant considéré. Dans le but de diminuer le temps de calcul qui serait associé à cette approche, nous avons plutôt choisi de décomposer le calcul de l'écoulement sur la partie terrestre du bassin en deux étapes : (1) le calcul d'un hydrogramme géomorphologique de référence pour chaque UHRH et (2) le calcul de la quantité d'eau qui quitte l'UHRH à chaque pas de temps.

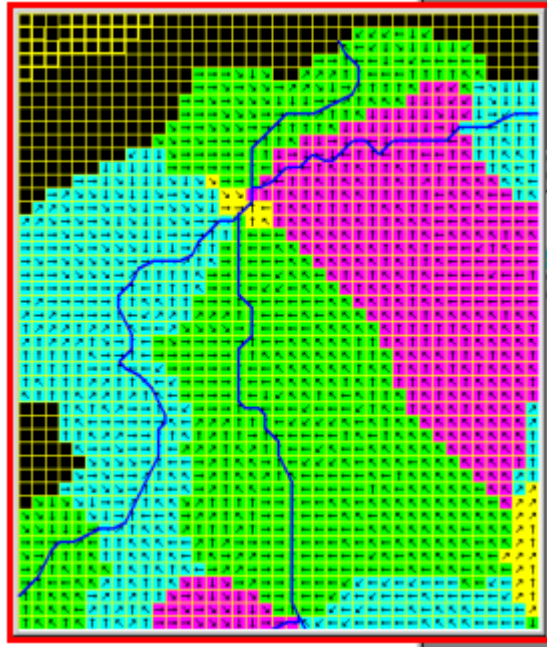


Figure 6.1.2 : Directions d'écoulement de maille à maille sur chaque UHRH.

La première étape du calcul consiste donc à évaluer un hydrogramme géomorphologique de référence (Moussa, 1991) pour chaque UHRH. Celui-ci est défini ici comme étant un hydrogramme fictif présentant la variation temporelle du débit à la sortie d'une UHRH correspondant à une lame d'eau de référence (i_r) disponible pour l'écoulement pendant le pas de temps considéré. L'hydrogramme géomorphologique de référence est donc la réponse d'une UHRH à une impulsion de référence. On suppose que la lame d'eau de référence provient d'un bilan vertical fictif. Elle est considérée comme uniforme sur l'ensemble de l'UHRH pendant le pas de temps considéré.

Le premier calcul d'hydrogrammes géomorphologiques de référence spécifiques à chaque UHRH est effectué lors de la première simulation du modèle sur un nouveau bassin. Il est à noter que le calcul d'un hydrogramme géomorphologique de référence est réalisé indépendamment des séquences météorologiques utilisées ultérieurement. En plus des données demandées à l'utilisateur dans l'onglet de la figure 6.1.1, les seules données d'entrée nécessaires pour ce calcul sont les pentes et orientations d'écoulement de chaque maille carrée et les superficies de chaque classe d'occupation du sol sur l'UHRH de manière à pouvoir déterminer le coefficient de rugosité de l'unité. Un nouveau calcul des hydrogrammes géomorphologiques spécifiques à chaque UHRH est fait à chaque fois que la lame de référence ou les coefficients de Manning sont modifiés. De plus, comme des simulations peuvent être réalisées à des pas de temps différents, il y a lieu de changer la lame de référence lorsque l'on change de pas de

temps. Rappelons ici qu'il est possible de déterminer des hydrogrammes géomorphologiques équivalents en passant d'un pas de temps à un autre grâce à l'interface d'HYDROTEL. Cette possibilité est particulièrement utile si l'on désire effectuer des prévisions à un pas de temps inférieur à 24 heures pour n jours à partir du moment auquel les prévisions sont faites et passer au pas de temps de 24 heures à partir de n jours.

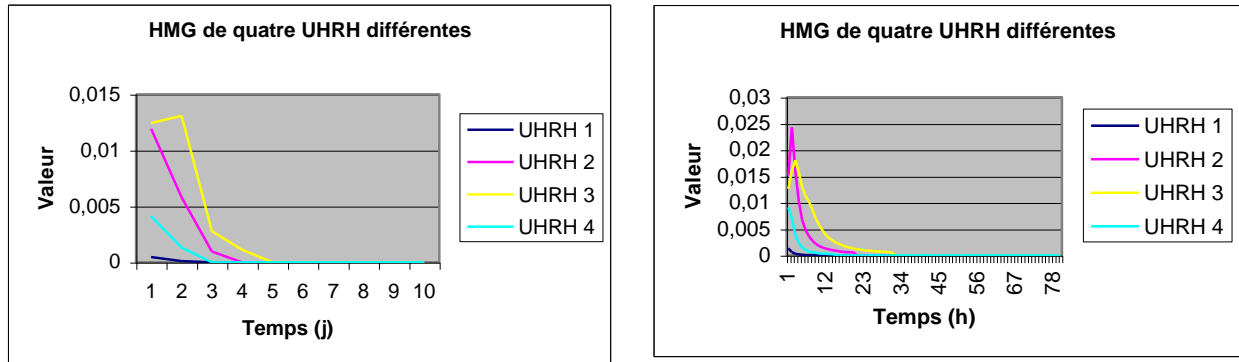


Figure 6.1.3 : Hydrogrammes géomorphologiques pour 4 UHRH à un pas de temps de 24 heures (à gauche) et pour les mêmes UHRH à un pas de temps de 3 heures (à droite)

A titre d'exemples, les hydrogrammes géomorphologiques de quatre UHRH sont fournis dans la figure 6.1.3. Les hydrogrammes géomorphologiques sont calculés pour un maximum de dix jours, de sorte qu'à un pas de temps de 24 heures, on compte 10 valeurs et 80 à un pas de temps de 3 heures, soient 8 par jour sur 10 jours. On peut observer que la lame produite au pas de temps 1 s'étend sur plusieurs jours. On note aussi que, pour une même lame de référence à un pas de temps donné, les hydrogrammes n'ont pas la même forme et que leurs valeurs maximales diffèrent. Les UHRH n'ayant pas la même structure d'écoulement interne et la même étendue spatiale, c'est tout à fait normal.

Les hydrogrammes géomorphologiques étant déterminés, il reste à expliquer comment le débit à l'exutoire des UHRH est obtenu.

Le calcul du débit à l'exutoire d'une UHRH à chaque pas de temps est effectué en faisant la combinaison linéaire des hydrogrammes de référence définis précédemment. Supposons pour le moment que des lames identiques à la lame de référence sont produites par le sous-modèle de bilan vertical aux temps 1, 2 et 5 (figure 6.1.3). La combinaison linéaire des hydrogrammes géomorphologiques correspondant à ces trois

temps va produire la courbe « Écoulement cumulé » affichée en bleu dans la figure. On y observe une première pointe au pas de temps 2, puis une diminution des écoulements aux pas de temps 3 et 4, suivie d'une nouvelle pointe plus large liée à la lame produite au pas de temps 5.

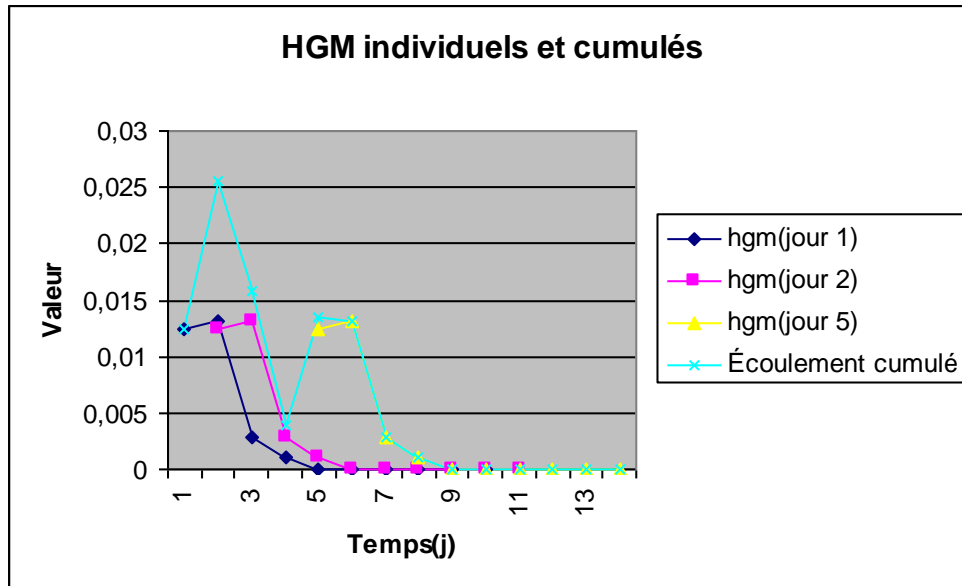


Figure 6.1.4 : Production d'un hydrogramme de sortie d'une UHRH à partir des valeurs de l'hydrogramme géomorphologique de cette UHRH.

Pour une simulation réelle, les lames produites à chaque pas de temps par le sous-modèle de bilan vertical changent constamment pour chaque UHRH. Dans ce cas, la répartition dans le temps de la lame produite à un pas de temps donné est fournie par l'équation 6.1.3 :

$$\vec{Q}_t = \vec{H}_t \frac{i_t}{i_{ref}} \quad \text{Éq. 6.1.3}$$

Dans ce cas, le vecteur Q_t représentant la distribution dans le temps des écoulements à la sortie de l'UHRH en provenance de l'apport i_t produit par le sous-modèle de bilan vertical est égal au vecteur H_t , correspondant à l'hydrogramme géomorphologique spécifique à cette UHRH, multiplié par le rapport entre cet apport i_t et l'apport de référence i_{ref} .

A un temps donné t , le débit total à l'exutoire de l'UHRH est donc la somme de la première valeur du vecteur Q_t et des valeurs $Q_{t-1}, Q_{t-2}, \dots, Q_{t-9}$, si le pas de temps est de

24 heures. Le même processus se répète aux temps ultérieurs. En prenant l'exemple de la figure 6.1.4, on peut exprimer la sommation de la manière suivante. Au jour 1, l'écoulement cumulé n'est composé que de la première valeur du vecteur de débits produit au jour 1. Au jour 2, l'écoulement cumulé provient de la première valeur du vecteur de débits produit au jour 2 additionné à la deuxième valeur du vecteur de débit produit le jour 1. Ainsi de suite pour les autres jours, les valeurs du dernier vecteur s'ajoutant à partir du jour 5.

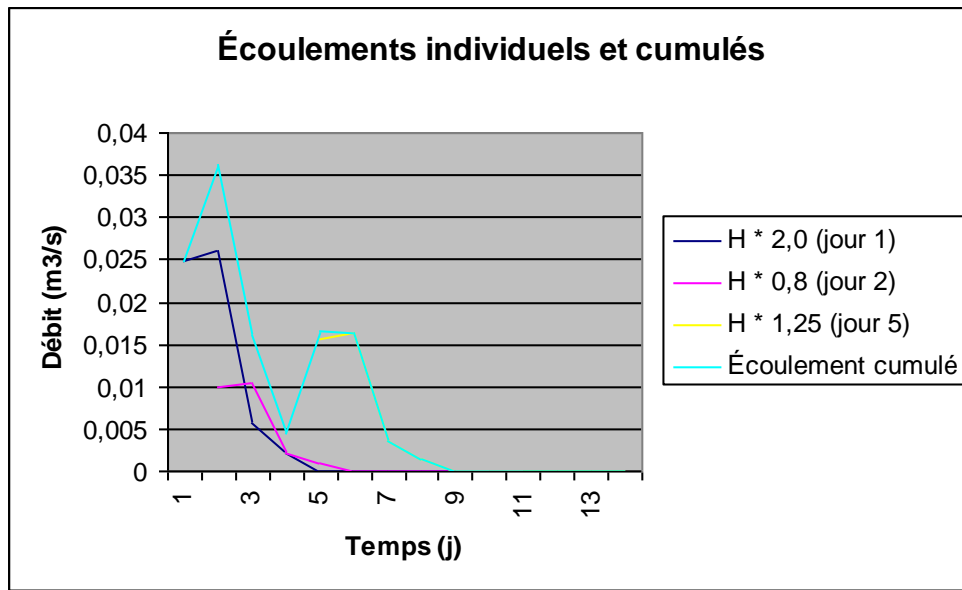


Figure 6.1.5 : Production d'un hydrogramme de sortie d'une UHRH à partir des valeurs de l'hydrogramme géomorphologique de cette UHRH et du rapport entre les lames réelles et la lame de référence.

7 Écoulement par le réseau hydrographique

L'écoulement par le réseau hydrographique est le processus par lequel l'eau chemine par un réseau de rivières, de lacs et de réservoirs jusqu'à l'exutoire du bassin. Les écoulements simulés sont donc des écoulements naturels (en rivière et en lac) mais aussi des écoulements modulés artificiellement (par exemple par des barrages).

7.1 Écoulement dans les tronçons de rivières

La simulation de l'écoulement naturel dans les tronçons de rivière s'effectue par des approximations du système complet des équations de Saint-Venant. Deux algorithmes sont disponibles dans le modèle, soient l'onde cinématique et l'onde diffusante.

7.1.1 Informations demandées à l'utilisateur

Dans le sous-menu « **Écoulement dans le réseau hydrographique** », peu d'informations sont demandées à l'utilisateur. Essentiellement, il lui est possible de modifier les coefficients de Manning et les largeurs de rivière attribués à chaque tronçon en leur attribuant un coefficient de d'optimisation multiplicatif. Les valeurs de chaque groupe d'UHRH peuvent être modifiées séparément.

	Valeur		Optimisation ?	Valeur utilisée
	utilisateur	optimisée		
Coefficients d'optimisation de la rugosité	<input checked="" type="radio"/> 1	<input type="radio"/> 1	NON	1
Coefficient d'optimisation des largeurs des rivières	<input checked="" type="radio"/> 1	<input type="radio"/> 1	NON	1

Figure 7.1.1 : Onglet « Ajustement » de l'écoulement dans le réseau hydrographique simulé par une Onde diffusante.

Dans HYDROTEL, les caractéristiques de chaque tronçon de rivière, telles que fournies à partir de PHYSITEL dans un fichier physiographique de format C, peuvent aussi être modifiées dans la boîte de dialogue permettant l'édition de ces tronçons (figure 7.1.2). Cette boîte est retrouvée à la figure 4.3.7 du « **Guide de l'utilisation de l'interface** ». Les deux caractéristiques les plus susceptibles de modification sont celles déjà mentionnées plus haut et présentes à la figure 7.1.1.

La figure 7.1.2 montre une boîte de dialogue intitulée 'Riviere'. Elle contient cinq champs de saisie pour les caractéristiques d'un tronçon de rivière : 'Numéro du tronçon' (valeur 173), 'Largeur (m)' (valeur 22.9726), 'Longueur (m)' (valeur 3165.69), 'Pente' (valeur 0.0082130) et 'Coef Manning' (valeur 0.04). À la base de la boîte, il y a deux boutons : 'OK' et 'Annuler'.

Figure 7.1.2 : Boîte de dialogue pour l'édition d'un tronçon de type « Rivière ».

7.1.2 Présentation du sous-modèle

L'algorithme de l'onde cinématique a la particularité d'être basé (1) sur une équation qui exprime la conservation de la masse et (2) sur une équation qui exprime la conservation de la quantité de mouvement sous une forme unidimensionnelle. L'onde cinématique pour l'écoulement en rivière diffère de celle de l'écoulement sur la partie terrestre du bassin dans la mesure où la description de la cinématique est faite à partir d'une équation dynamique et de relations entre le débit et la hauteur d'eau d'une part et entre la surface mouillée, le débit et la pente de la surface libre d'autre part [Fortin *et al.* 1995]. Les principales équations utilisées sont alors l'équation de continuité (équation 7.1.1) :

$$\frac{\delta Q}{\delta x} + \frac{\delta A}{\delta t} = q \quad \text{Éq. 7.1.1}$$

et l'équation dynamique (équation 7.1.2) :

$$\frac{\delta h}{\delta x} = S_0 - S_f \quad \text{Éq. 7.1.2}$$

Ce système d'équation peut être solutionné en assumant les relations suivantes entre la surface mouillée, le débit et la pente de la surface libre (équation 7.1.3) et entre le débit et le niveau d'eau (équation 7.1.4) :

$$A = k Q^b S_f^{\frac{-b}{2}} \quad \text{Éq. 7.1.3}$$

$$h = r Q^s \quad \text{Éq. 7.1.4}$$

où :

Q : débit (m³s⁻¹);

A : surface mouillée (m²);

q : le débit latéral en provenance des mailles ou des UHRH (m²s⁻¹);

x : position (m);

t : temps (s);

h : profondeur de l'écoulement (m);

S₀ : pente du lit (m/m);

S_f : pente de la surface libre (m/m).

r, b, k : coefficients

La seconde approche, l'onde diffusante (Moussa 1987 et 1991), permet de mieux suivre l'évolution des ondes de crues dans les zones de faibles pentes. En négligeant les dérivées d'ordre supérieur et en adoptant un schéma numérique de balayage dans le temps, elle prend la forme présentée par l'équation 7.1.5 :

$$\frac{\delta Q}{\delta t} = -C \frac{\delta Q}{\delta x} + \frac{\sigma}{C^2} \frac{\delta^2 Q}{\delta t^2} + \frac{2\sigma^2}{C^3} \frac{\delta^3 Q}{\delta x \delta t^2} \quad \text{Éq. 7.1.5}$$

où

Q : débit (m³s⁻¹);

C : célérité de l'onde de surface (ms^{-1});

s : diffusion (m^2s^{-1});

x : position (m);

t : temps (s);

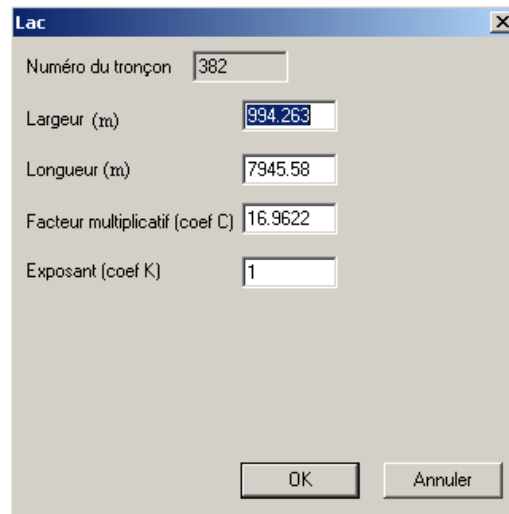
La diffusion et la célérité sont obtenues à partir de relations qui sont des fonctions du débit moyen et de la géométrie des cours d'eau. Les deux algorithmes sont résolus selon des schémas aux différences finies, à partir des variables d'entrée suivantes: coordonnées et altitudes des extrémités des tronçons, de même que les longueurs, les largeurs et les coefficients de Manning associés à ces tronçons.

7.2 Écoulement dans les lacs

Les écoulements par les lacs sont simulés, indifféremment de l'algorithme d'écoulement en rivière qui est activé, par une équation de continuité et par une relation entre la hauteur d'eau à l'exutoire du lac et le débit correspondant.

7.2.1 Informations demandées à l'utilisateur

Normalement, toutes les informations nécessaires à la simulation des écoulements des lacs sont fournies à HYDROTEL par les fichiers produits par PHYSITEL.

A screenshot of a software dialog box titled 'Lac'. It contains five input fields with labels: 'Numéro du tronçon' (382), 'Largeur (m)' (994.263), 'Longueur (m)' (7945.58), 'Facteur multiplicatif (coef C)' (16.9622), and 'Exposant (coef K)' (1). At the bottom are 'OK' and 'Annuler' buttons.

Paramètre	Valeur
Numéro du tronçon	382
Largeur (m)	994.263
Longueur (m)	7945.58
Facteur multiplicatif (coef C)	16.9622
Exposant (coef K)	1

Figure 7.2.1 : Boîte de dialogue pour l'édition d'un tronçon de type « Lac ».

L'utilisateur a quand même la possibilité de modifier les caractéristiques fournies par à HYDROTEL dans le fichier physiographique de format C. Rappelons que la boîte de dialogue de la figure 7.2.1 peut être retrouvée à la figure 4.3.7 du « **Guide de l'utilisation de l'interface** ».

7.2.2 Présentation du sous-modèle

Dans le cas d'un lac, l'équation de continuité a la forme suivante (équation 7.2.1) :

$$A (h_{t+\Delta t} - h_t) = \left(\frac{Q_{i_t} + Q_{i_{t+\Delta t}}}{2} \right) \Delta t - \left(\frac{Q_{o_t} + Q_{o_{t+\Delta t}}}{2} \right) \Delta t + \left(\frac{q_t + q_{t+\Delta t}}{2} \right) \Delta t \quad \text{Éq. 7.2.1}$$

où :

A : surface du lac (m²);

h_t et $h_{t+\Delta t}$: niveau d'eau du lac respectivement au temps t et t+ Δt (m);

Q_{i_t} et $Q_{i_{t+\Delta t}}$: débits amonts du lac respectivement au temps t et t+ Δt (m³s⁻¹);

Q_{o_t} et $Q_{o_{t+\Delta t}}$: débits avals du lac respectivement au temps t et t+ Δt (m³s⁻¹);

q_t et $q_{t+\Delta t}$: débits d'apport latéraux au lac respectivement au temps t et t+ Δt (m³s⁻¹);

Comme Q_o est une fonction du niveau h du lac, la solution de l'équation 7.2.1 est facilitée par une relation niveau-débit de la forme décrite par l'équation 7.2.2 :

$$Q_o = C h^k \quad \text{Éq. 7.2.2}$$

où :

$C = (g * L)^{1/2}$ (pour une section rectangulaire);

$G = 9,8 \text{ ms}^{-1}$;

L = largeur de l'exutoire du lac;

K = 1,5.

7.3 Écoulement d'un barrage

Pour la simulation de l'effet des barrages sur l'écoulement par le réseau hydrographique, une méthode basée sur le respect de certaines contraintes d'exploitation et sur divers types de gestion est proposée.

Les contraintes considérées sont les niveaux maximal et minimal et les évacuations minimale et maximale. Ces contraintes transcendent les types de gestion appliqués aux barrages. Ceci implique que peu importe le plan de gestion des débits à l'ouvrage, les évacuations devront permettre en tout temps d'assurer un débit minimal, de ne pas dépasser le débit maximal et de maintenir un niveau se situant entre les niveaux maximal et minimal proposés. Si les évacuations calculées selon le type de gestion proposé ne permettent pas de respecter les contraintes précitées, ces évacuations seront ajustées de manière à s'y conformer. Il est à noter qu'advenant le cas où il est impossible de respecter simultanément les contraintes sur les débits et sur les niveaux, les débits sont respectés en premier.

7.3.1 Informations demandées à l'utilisateur

Dans le cas d'un tronçon de type « Barrage », l'utilisateur peut fournir les informations demandées sur les caractéristiques d'un réservoir et du barrage qui lui est associé, en vue d'appliquer les modes de gestion qu'il aura choisis, en cliquant sur **Édition**. La boîte de dialogue se présente comme celle de la figure 7.3.1. Cette boîte de dialogue permet de fournir à HYDROTEL les coefficients de la relation liant le niveau et le volume de ce réservoir, le niveau de référence à partir duquel les niveaux du réservoir seront estimés, les valeurs minimale et maximale d'évacuation acceptables et de lui associer éventuellement une station.

Les types de gestion proposés reposent soit sur un « Niveau visé » soit sur une « Relation niveau-débit ». Selon que l'utilisateur choisit un type ou l'autre, une partie de la boîte de dialogue est modifiée afin de lui permettre d'entrer les informations désirées.

Si l'utilisateur choisit un mode de gestion par niveau visé, il peut tout d'abord inscrire la date de changement de gestion. Il peut aussi inscrire l'heure du changement, le nombre d'heures entre les manœuvres et les informations nécessaires sur la droite définissant le niveau visé en fonction du temps (figure 7.3.2).

The 'Barrage' dialog box is shown with the 'Numéro du tronçon' set to 382. The 'Propriétés du barrage' section is active, displaying a tree view with 'Propriétés du barrage' and a list of coefficients for the level-volume relation. The 'Relation niveau-volume' section includes a table of coefficients (v0 to v5) and a reference level (Niveau (R) de référence (m)). The 'Limites d'évacuation' section shows minimum and maximum evacuation rates. The 'Station associée' is set to 'absent'. The 'Nom du fichier des propriétés du barrage' field is empty. The 'OK' and 'Annuler' buttons are at the bottom.

Numéro du tronçon: 382

Propriétés du barrage

Propriétés du barrage

Relation niveau-volume

Coefficients de la relation niveau-volume

v0	0	v3	0
v1	0	v4	0
v2	0	v5	0

Niveau (R) de référence (m): 0

Vol = $v_0 + v_1 \cdot H + v_2 \cdot H^2 + v_3 \cdot H^3 + v_4 \cdot H^4 + v_5 \cdot H^5$
où H = Niveau - R

Limites d'évacuation

Evacuation minimale: 0 m3/s

Evacuation maximale: 0 m3/s

Ajouter une gestion

Station associée: absent

Nom du fichier des propriétés du barrage

OK Annuler

Figure 7.3.1 : Boîte de dialogue pour l'édition d'un tronçon de type « Barrage ».

The 'Barrage' dialog box is shown with the 'Numéro du tronçon' set to 382. The 'Propriétés du barrage' section is active, displaying a tree view with 'Propriétés du barrage' and a list of properties. The 'Date de changement' is set to 2004-02-10. The 'Heure de changement' is set to 21. The 'Heures entre les manoeuvres' is set to 3. The 'Droite définissant le niveau visé en fonction du temps exprimé en jours' section includes a field for 'ordonnée à l'origine' (0 m) and a field for 'pente' (0). The 'Supprimer cette gestion' button is at the bottom.

Numéro du tronçon: 382

Propriétés du barrage

Propriétés du barrage

(10/2/2004) Niveau visé

Date de changement: 2004-02-10

Heure de changement: 21

Heures entre les manoeuvres: 3

Droite définissant le niveau visé en fonction du temps exprimé en jours

ordonnée à l'origine: 0 (m)

pente: 0

Supprimer cette gestion

Figure 7.3.2 : Boîte de dialogue pour l'entrée des informations lorsque la gestion d'un barrage est de type « Niveau visé ».

Si l'utilisateur choisit plutôt un mode de gestion basé sur une relation niveau-débit, alors la boîte de dialogue prend la forme de celle qui est affichée à la figure 7.3.3. Comme dans le cas précédent, il lui est possible d'entrer les informations désirées sur la date et l'heure de changement et le nombre d'heures entre les manœuvres. Il doit en plus entrer les informations sur les droites définissant les niveaux critiques maximal et minimal en fonction du temps.

Figure 7.3.3 : Boîte de dialogue pour l'entrée des informations lorsque la gestion d'un barrage est de type « Relation niveau-débit ».

Enfin, il lui faut fournir les paramètres de l'équation liant le débit évacué au niveau d'eau à l'ouvrage en fonction des caractéristiques de chacun des évacuateurs de crue qu'il aura décidé d'utiliser (figure 7.3.4). Sur cette figure, on constate, à titre d'exemple, que trois évacuateurs ont été sélectionnés. Pour chacun de ces évacuateurs, il faut donc

fournir les paramètres de l'équation liant le débit produit par cet évacuateur à la différence entre le niveau d'eau à l'ouvrage et le niveau de référence choisi.

Rappelons ici qu'une explication plus complète des boîtes de dialogue portant sur la simulation des débits à la sortie des barrages est présentée à la section 4.3 du « **Guide de l'utilisation de l'interface** ».

Numéro du tronçon: 382

Propriétés du barrage

- Propriétés du barrage
 - (10/2/2004) Niveau visé
 - (10/2/2004) Relation niveau
 - Niveau-Débit
 - Evacuateur 1**
 - Evacuateur 2
 - Evacuateur 3

a_0 a_1 a_2 a_3 a_4
 0 0 0 0 0
 b hr
 1 0

$Q = (a_0 + a_1 \cdot H + a_2 \cdot H^2 + a_3 \cdot H^3 + a_4 \cdot H^4) \cdot H^b$ [coef. ligne 1]
 $+ (a_0 + a_1 \cdot H + a_2 \cdot H^2 + a_3 \cdot H^3 + a_4 \cdot H^4) \cdot H^b$ [coef. ligne 2]
 + ...
 où $H = \text{Niveau} - H_r$

Nom du fichier des propriétés du barrage

OK Annuler

Figure 7.3.4 : Boîte de dialogue pour les informations à fournir sur l'évacuateur 1 pour la gestion basée sur une « Relation niveau-débit » d'un tronçon de type « Barrage » pré-sélectionné.

7.3.2 Présentation du sous-modèle

Dès qu'il est nécessaire d'établir un lien entre les apports d'eau à un réservoir et le niveau de ce même réservoir, il est nécessaire de connaître la relation qui lie le volume emmagasiné au niveau d'eau. Pour définir cette relation, on utilise une loi polynomiale de la forme suivante (équation 7.3.1):

$$V_h = A_0 + A_1(h - h_r) + A_2(h - h_r)^2 + A_3(h - h_r)^3 + A_4(h - h_r)^4 + A_5(h - h_r)^5 \quad \text{Éq. 7.3.1}$$

où :

V: volume dans le réservoir du barrage (m^3),

A_0, A_1, A_2, A_3, A_4 et A_5 : coefficients d'ajustement de la relation,

h : hauteur ou niveau d'eau à l'ouvrage (m), et

h_r : altitude du datum de référence (m).

Les coefficients d'ajustement sont choisis en fonction de la géométrie du réservoir et, tout comme l'altitude du datum de référence, doivent être fournis en entrée au modèle. Il est important de noter que le datum de référence doit être choisi de telle sorte que la différence entre le niveau d'eau à l'ouvrage et ce datum soit toujours positive. Il est à noter aussi que la méthode de Newton-Raphson est utilisée lorsqu'il est nécessaire d'obtenir la relation inverse de l'équation précédente soit le niveau correspondant à un volume donné. Il est ainsi obligatoire que les paramètres de cette relation définissent une fonction monotone croissante à l'intérieur de la gamme de niveaux vraisemblables pour le réservoir, de manière à ce qu'un seul niveau vraisemblable corresponde à un volume donné.

De plus, quel que soit le type de gestion retenu, l'intervalle de temps entre les manoeuvres est un autre paramètre important, car il permet de préciser à quel moment les directives du plan de gestion sont appliquées. En effet, un plan de gestion donné peut imposer qu'un débit faible soit évacué jusqu'à un niveau donné. Lorsque ce niveau donné est outre-passé, le plan de gestion peut imposer l'ouverture d'une vanne supplémentaire et ainsi augmenter la capacité d'évacuation. Or, la réaction en terme

d'ajout ou d'ouverture d'une vanne, par exemple, n'est pas nécessairement instantanée lorsque le niveau charnière est dépassé. Il faut d'abord que la modification du niveau soit détectée et que les manoeuvres nécessaires soient effectuées. Ainsi, il se peut que l'a conformité au plan de gestion d'un barrage soit vérifiée à intervalle de quelques heures, d'une journée ou même d'une semaine. Le paramètre « Intervalle de temps entre les manoeuvres » permet de tenir compte de ce temps de réaction.

Gestion par niveau visé

La gestion d'un barrage par niveau visé présuppose qu'un barrage donné déverse journalièrement une quantité d'eau lui permettant d'approcher le plus possible d'un niveau visé.

Dans cette optique, le débit pouvant potentiellement être évacué d'un barrage (débit potentiel) peut être calculé directement en effectuant un bilan de volume à l'intérieur du réservoir du barrage. Ce calcul nécessite une relation entre le volume emmagasiné et la hauteur d'eau à l'ouvrage (équation 7.3.1).

La première étape consiste à calculer un débit potentiel Q_p à partir du volume excédant le niveau. Ce calcul s'effectue en évaluant d'abord le volume d'eau V_p qui pourrait potentiellement se retrouver dans le réservoir au pas de temps courant s'il n'y avait pas d'évacuation :

$$V_p = V_{t-\Delta t} + Q_a \Delta t \quad \text{Éq. 7.3.2}$$

où :

V_p : volume potentiel dans le réservoir (volume au pas de temps courant s'il n'y avait pas d'évacuation, m^3),

$V_{t-\Delta t}$: volume dans le réservoir au pas de temps précédent (m^3),

Q_a : débit d'apport (m^3/s), et

Δt : incrément de temps (s).

En utilisant l'équation 7.3.1 et une méthode itérative de type Newton-Raphson, il est possible de calculer la hauteur d'eau h_p qui correspond au volume potentiel V_p .

Si la valeur de la hauteur d'eau potentielle h_p est inférieure à la cote visée, le débit potentiel Q_p est fixé au débit minimum d'évacuation Q_{\min} . Sinon, le débit potentiel Q_p est calculé en supposant que toute l'eau permettant que le réservoir atteigne la cote visée C_v est évacuée. Pour ce faire, l'équation suivante (équation 7.3.3) est utilisée :

$$Q_p = \frac{V_p - V(h = C_v)}{\Delta t} \quad \text{Éq. 7.3.3}$$

où :

C_v : cote visée (m), et

Q_p : débit potentiel (m^3/s).

Par ailleurs, le débit potentiel Q_p calculé doit être comparé aux débits minimum Q_{\min} et maximum Q_{\max} d'évacuation spécifique à l'ouvrage. Si le débit potentiel Q_p se situe à l'intérieur de l'intervalle permis, on le considère alors comme étant le débit d'évacuation Q_e du barrage. Dans le cas contraire, le débit d'évacuation Q_e est égal au débit minimum Q_{\min} d'évacuation ou au débit maximum Q_{\max} d'évacuation selon le cas. Ainsi (Éqs. 7.3.4) :

Si $Q_p < Q_{\min}$ alors $Q_e = Q_{\min}$

Si $Q_{\min} < Q_p < Q_{\max}$ alors $Q_e = Q_p$ **Éq. 7.3.4**

Si $Q_p > Q_{\max}$ alors $Q_e = Q_{\max}$

où :

Q_{\min} : débit minimal spécifique à l'ouvrage (m^3/s), et

Q_{\max} : débit maximal spécifique à l'ouvrage (m^3/s).

Lorsque le débit minimum Q_{\min} ou le débit maximum Q_{\max} est évacué, il est nécessaire de réévaluer la position de la hauteur d'eau à l'ouvrage pour le pas de temps courant, les débits maximum et minimum ne permettant généralement pas d'atteindre la cote visée. Ce calcul est effectué en estimant cette hauteur d'eau, à l'aide d'une approche itérative de type Newton-Raphson, à partir du volume d'eau au pas de temps précédent diminué du volume réellement évacué en fonction des contraintes.

Gestion par relation niveau-débit

Comme pour le mode de gestion précédent, l'approche générale proposée repose dans un premier temps sur les contraintes liées aux niveaux et aux débits extrêmes. Les contraintes considérées sont les niveaux minimal h_{\min} et maximal h_{\max} et les évacuations minimales Q_{\min} et maximale Q_{\max} . Ces contraintes transcendent le calcul des évacuations à l'aide de la fonction niveau-évacuation. Ceci implique que, suivant cette première étape de l'algorithme, les évacuations calculées devront permettre en tout temps d'assurer un débit minimal, de ne pas dépasser le débit maximal et de maintenir un niveau se situant entre les niveaux maximal et minimal proposés. Si les évacuations calculées selon la fonction niveau-évacuation proposée ne permettent pas de respecter les contraintes précitées, ces évacuations seront ajustées de manière à s'y conformer. Il est à noter qu'advenant le cas où il est impossible de respecter simultanément les contraintes sur les débits et sur les niveaux, les débits sont respectés en premier.

Dans l'intervalle de niveaux compris entre les niveaux minimal et maximal, les évacuations sont calculées à l'aide d'une fonction mathématique reliant le débit évacué Q_e au niveau d'eau à l'ouvrage.

L'apport en amont d'un ouvrage donné, tel que calculé par les algorithmes d'HYDROTEL, contribue au calcul du bilan de masse dans le réservoir. L'équation de conservation de la masse est décrite par l'équation 7.3.5 :

$$V_t - V_{t-\Delta t} = Q_a \Delta t - Q_e \Delta t \quad \text{v} \quad \text{Équation 7.3.5}$$

où :

V : volume dans le réservoir du barrage (m^3),

T : pas de temps courant (s),

Δt : incrément de temps (s),

Q_a : débit d'apport (m^3/s), et

Q_e : débit évacué (m^3/s).

A l'aide de la relation niveau-volume (équation 7.3.1), il est facile de calculer le niveau correspondant au volume calculé à l'aide de l'équation 7.3.5 de conservation de la masse. L'équation 7.3.5 peut donc être résolue simultanément avec l'équation 7.3.6 permettant d'estimer les débits évacués Q_e . Cette dernière est calculée à l'aide d'une

somme d'équations polynomiales reliant l'évacuation au niveau d'eau à l'ouvrage. On parle ici d'une somme d'équations polynomiales car il est possible de définir autant de polynômes qu'il y a d'évacuateurs en service selon la directive de gestion s'appliquant à l'intervalle de niveau considéré. En effet, l'évacuation est définie à partir de la géométrie et de l'ouverture des évacuateurs. De plus, la relation entre le niveau et le débit doit pouvoir être définie par paliers de niveaux. Ceci permet de tenir compte de la disponibilité changeante des évacuateurs lorsque certains niveaux charnières sont atteints. Cette approche par paliers de niveaux est aussi tout à fait compatible avec la définition de plans de gestion qui suppose des ensembles différents d'évacuateurs ou des degrés d'ouverture différents en fonction du niveau.

L'équation 7.3.6 définit la forme type des équations polynomiales utilisées :

$$Q_{e,i} = \left\{ \left[a_0 + a_1(h - h_r) + a_2(h - h_r)^2 + a_3(h - h_r)^3 + a_4(h - h_r)^4 \right] (h - h_r)^b \right\}_i$$

Éq. 7.3.6

où :

i : indice de l'évacuateur,

$Q_{e,i}$: débit sorti de l'évacuateur i (m^3),

a_0, a_1, a_2, a_3, a_4 et b : coefficients d'ajustement de la relation de l'évacuateur i,

h : hauteur ou niveau d'eau à l'ouvrage (m), et

h_r : altitude du datum de référence pour l'évacuateur i (m).

Quant à l'équation 7.3.7, elle donne l'évacuation totale $Q_{e,t}$:

$$Q_{e,T} = \sum_{i=1}^n Q_{e,i}$$

Éq. 7.3.7

où :

n : le nombre d'évacuateurs en fonction pour la directive de gestion applicable au pas de temps courant.

Le système de deux inconnus (h et Q_e) et de deux équations (7.3.5 et 7.3.7), elles-mêmes définies à l'aide des équations (7.3.1 et 7.3.6), est résolu numériquement à l'aide de la méthode de Newton-Raphson.

Ainsi, au niveau de la modélisation, on vérifie si des manoeuvres sont prévues au pas de temps courant. Si c'est le cas, le niveau d'eau en amont du réservoir au début du pas de temps de calcul est utilisé pour choisir quelle est la directive de gestion à suivre. Par exemple, il peut être convenu que dans l'intervalle de niveaux où se situe le niveau courant, il faut utiliser les équations qui correspondent à l'ouverture de trois vannes. Si, au contraire, aucune manoeuvre n'est prévue au pas de temps courant, les équations utilisées pour calculer les évacuations seront les mêmes que lors de la dernière manoeuvre. Ceci implique que même si le niveau a dépassé un niveau charnière à partir duquel il faut modifier les évacuateurs en service et, du même coup, les équations à utiliser, il n'y aura modification des équations qu'au prochain pas de temps où une manoeuvre est prévue.

Il faut noter par ailleurs que dans la mesure où un barrage serait muni d'un système permettant un temps de manoeuvre très rapide ou que le barrage est opéré au fil de l'eau, et qu'alors c'est plutôt la modification de la géométrie d'écoulement en fonction de la hauteur d'eau qui crée des paliers dans la fonction niveau-évacuation, il suffit d'entrer la valeur zéro pour définir l'intervalle de temps entre les manoeuvres.

Par ailleurs, l'utilisateur voulant s'affranchir des contraintes sur les niveaux et les débits extrêmes peut choisir intentionnellement des valeurs numériques les rendant inopérantes. Par exemple, un débit et un niveau minimaux de zéro, un débit et un niveau maximaux de plusieurs millions de m^3/s ou de m . Ceci permet alors d'effectuer le calcul des évacuations à l'aide d'une relation niveau-évacuation uniquement. De la même façon, l'utilisateur qui désire évaluer les évacuations correspondant à une gestion en tentant de cibler un niveau donné n'a qu'à choisir les niveaux minimal et maximal, admissibles pour un réservoir égaux à ce niveau ciblé. Dans ce cas, chaque fois que les débits minimal et maximal le permettront, les débits évacués seront ajustés de manière à ce que le volume quittant le barrage permette que le niveau amont soit égal au niveau ciblé.

Enfin, il est primordial de noter qu'à la fois l'approche utilisée pour le calcul des évacuations et les caractéristiques propres de la gestion à l'intérieur de cette approche peuvent varier annuellement à un pas de temps journalier. Ainsi, il est possible de définir autant de combinaison de modes de gestion et de paramètres de gestion qu'il y a de

jours dans une année. Par ailleurs, ce schéma de gestion annuel est défini pour une année type et est supposé se reproduire invariablement d'une année à l'autre si l'on désire effectuer une simulation s'étendant sur plus d'une année. Évidemment, pour des simulations plus courtes qu'un an, comme c'est le cas en précision, la limitation précédente ne s'applique pas.

8 Références

Beven, K.J. (1989). "Interflow". *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling: Theory and Practice*. (Morel-Seytoux Ed.). NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences-Vol. 275. Kluwer Academic Publishers. 191-219.

Bisson, J.L. (1995¹). "Estimation de l'évapotranspiration potentielle dans le modèle hydrologique HSAMI d'Hydro-Québec". ¹Information transmise à l'INRS-EAU en 1995.

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 de l'Institut national agronomique. Paris-Grignon, 180 p. + 11 annexes.

Campbell, G.S. (1974). "A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data". *Soil Sci.*, 117, 311-314.

Clapp, R.B., and Hornberger, G.M. (1978). "Empirical equations for some hydraulic properties". *W.R.R.*, 14(4), 601-604.

Fortin, J.P., Moussa, R., Bocquillon, C. et Villeneuve, J.P. (1995) . "Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique". *Revue des Sciences de l'eau*, 8, 97-124.

Fortin, J.P., Turcotte, R., Massicotte, S., Moussa, R., Fitzback, J. and Villeneuve, J.P. (2001). "Distributed Watershed Model Compatible with Remote Sensing and GIS Data. I : Description of the Model". *J. Hyd. Eng.* 6(2), 91-99.

Leconte, R. (1984). "Modélisation du régime hydrologique d'un grand bassin versant situé en région subarctique". Mémoire de maîtrise ès sciences appliquées, spécialité: génie chimique. Université de Sherbrooke, Québec, 320 p.

Linacre, E.T. (1977). "A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone". *Agricultural Meteorology*, 18, 409-424.

Mahrt, L., and Pan, H. (1984). "A two-layer model of soil hydrology". *Boundary-Layer Meteorology*, 29, 1-20.

Monteith, J.L. (1965). "Evaporation and environment". *Symp. Soc. expl. Biol*, 19, 205-234.

- Morel-Seytoux, H.J., and Hassoun, S.A. (1989). "The Unsaturated Component of SWATC: A Multiprocess Watershed Model for Runoff Generation and Routing." Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling: Theory and Practice. (Morel-Seytoux Ed.). NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences-Vol. 275. Kluwer Academic Publishers, 191-219.
- Morin, G., Fortin, J.P., Lardeau, J.P., Sochanska, W., and Paquette, S. (1981). "Modèle CEQUEAU : manuel d'utilisation". INRS-Eau, Rapport scientifique No 93, 449 p.
- Moussa, R. (1991). "Variabilité spatio-temporelle et modélisation hydrologique". Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Montpellier, 258 p. + 5 annexes.
- Moussa, R. (1987). "Schémas numériques de propagation des crues (Optimisation du choix des pas de calcul)". DEA National d'Hydrologie, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 110 p.
- Obled, C.H., and Rossé, B. (1977). "Mathematical models of a melting snowpack at an index plot". Journal of Hydrology, 32, 139-163.
- Paré, A. (1979). "Modèle d'hydrologie appliqué aux régions subarctiques: application au bassin versant de la rivière Desaulniers". Mémoire de maîtrise ès sciences appliquées, spécialité: génie chimique. Université de Sherbrooke, Québec, 231 p.
- Patoine, M., and Fortin, J.P. (1992). "Ajustement d'un modèle informatisé de gestion de l'irrigation". Canadian Agricultural Engineering Journal, 34(4), 305-317.
- Priestley, C.H.B., and Taylor, R.J. (1972). "On the assesment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters". Monthly Weather Review, 100, 81-92.
- Raudkivi, A.J. (1979). "An advanced introduction to hydrological processes and modelling". University of Auckland, New Zealand, Pergamon Press, 479 p.
- Riley, J.P., Israelsen, E.K., and Eggleston, K.O. (1972). "Some approaches to snowmelt prediction". Actes du Colloque de Banff sur le rôle de la neige et de la glace en hydrologie, AISH, 2(107), 956-971.
- Thornthwaite, C.W. (1948). "An approach toward a rational classification of climate". Geog. Rev., 38, 55-94.

Turcotte, R., Fortin, J.P., Rousseau, A.N., Massicotte, S. and Villeneuve, J.P. (2001). "Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network". J. Hydrol. 240, 225-242.

