

Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique

Hydrotel, a Distributed Hydrological Model Compatible with Remote Sensing and Geographical Information Systems

J. P. Fortin, R. Moussa, C. Bocquillon and J. P. Villeneuve

Volume 8, Number 1, 1995

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/705215ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/705215ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)

ISSN

0992-7158 (print)

1718-8598 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Fortin, J. P., Moussa, R., Bocquillon, C. & 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 / Journal of Water Science*, 8(1), 97–124. <https://doi.org/10.7202/705215ar>

Article abstract

As hydrological processes vary both in space and time as a function of meteorological inputs, land-use, topography and soil type, to mention only those, a model able to make the best use of data from remote sensing and geographic information systems (GIS) has been developed. One of the objectives in developing HYDROTEL was to be able to apply the model to as many watersheds as possible, with a minimum of calibration. Also, as the availability of data varies both in type and density from watershed to watershed, it was considered necessary to develop a model offering a choice of algorithms allowing adaptation of the model to data availability on various watersheds. Another objective was to program HYDROTEL on a micro-computer with a user-friendly interface.

The complete drainage structure of a watershed is obtained with PHYSITEL, a software program designed specifically to prepare the watershed database for HYDROTEL. The area of interest is first discretized in square cells allowing the creation of a digital elevation model (DEM), with a pre-determined accuracy, from which the slope and aspect of each cell are obtained next. The aspect of each cell being known, that is the direction of flow from cell to cell, it is necessary to identify the cell considered as the outlet of the watershed to identify all cells upstream of that cell, with a recursive algorithm. When all cells constituting a watershed are identified, together with the drainage structure, it is possible to trace the river network corresponding to cells draining a number of cells greater than a specified threshold. Finally, sub-watersheds are determined, with outlets at the river junctions. Those sub-watersheds can be further sub-divided or grouped to obtain relatively homogeneous hydrological units (RHHU).

A modular approach has been adopted with HYDROTEL allowing easy addition or modification of algorithms. A choice of algorithms, selected when possible for their compatibility with remotely sensed and GIS data, is generally offered for each sub-model. Moreover, it is possible, instead of choosing one of the available simulation options, to read data from disk. This permits using, for instance, rainfall data estimated from weather radars by another program. Also, one can decide to activate only specific sub-models for a run and read data from disk for the others or just ignore the others, if they are not needed for the run. The simulation runs can be done, using as a unit for the estimation of the vertical water budget, the original cells or the RHHU's.

For the precipitation sub-model, solid or liquid precipitations, together with air temperatures, are interpolated to each simulation unit either by the Thiessen method or by a method leading to a weighted average of the measured amounts at the nearest three stations, taking into account, if desired, of the precipitation and temperature lapse rates. Daily variation and metamorphism of the snowpack are estimated by a modified degree-day method in which the energy budget at the snow-air interface is estimated by the degree-day approach but that within the pack by a more physical approach. Four equations are available to estimate potential evapotranspiration, those of Thornthwaite, Linacre, Penman-Monteith and Priestley-Taylor, in order to use the best equation for a given data set. The vertical water budget is simulated by the vertical algorithm of the CEQUEAU model or by a new algorithm more suited to remote sensing and GIS information. A kinematic wave approach is used to estimate downward flow from cell to cell, whereas river routing is simulated with the kinematic or diffusive wave equations. When the vertical water budget is done for a RHHU, internal routing of the available flow within the RHHU is performed through the use of a geomorphological hydrograph derived from its drainage structure.

The HYDROTEL model has been applied to watersheds located in Québec, Ontario and British-Columbia in Canada and to one in Southern France, in order to test its applicability to watersheds of different types and areas in various climates. The results obtained on those watersheds, using the available algorithms, show that the model does have a normal reaction to precipitation and temperature impulses on all watersheds. At the same time, those results confirm the need for accurate spatial information, which is likely to be available more from remotely sensed and GIS data. A new version of HYDROTEL is now under development and it will be run on OS/2 and other environments.

Finally, with its simulation options allowing monitoring of various variables during a simulation run, HYDROTEL appears to be a good tool for understanding and managing phenomena related to hydrological processes.

Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique

Hydrotel, a distributed hydrological model compatible with remote sensing and geographical information systems

J.P. FORTIN¹*, R. MOUSSA², C. BOCQUILLON² et J.P. VILLENEUVE¹

Reçu le 2 septembre 1993, accepté le 5 septembre 1994**.

SUMMARY

As hydrological processes vary both in space and time as a function of meteorological inputs, land-use, topography and soil type, to mention only those, a model able to make the best use of data from remote sensing and geographic information systems (GIS) has been developed. One of the objectives in developing HYDROTEL was to be able to apply the model to as many watersheds as possible, with a minimum of calibration. Also, as the availability of data varies both in type and density from watershed to watershed, it was considered necessary to develop a model offering a choice of algorithms allowing adaptation of the model to data availability on various watersheds. Another objective was to program HYDROTEL on a micro-computer with a user-friendly interface.

The complete drainage structure of a watershed is obtained with PHYSITEL, a software program designed specifically to prepare the watershed data base for HYDROTEL. The area of interest is first discretized in square cells allowing the creation of a digital elevation model (DEM), with a pre-determined accuracy, from which the slope and aspect of each cell are obtained next. The aspect of each cell being known, that is the direction of flow from cell to cell, it is necessary to identify the cell considered as the outlet of the watershed to identify all cells upstream of that cell, with a recursive algorithm. When all cells constituting a watershed are identified, together with the drainage structure, it is possible to trace the river network corresponding to cells draining a number of cells greater than a specified threshold. Finally, sub-watersheds are determined, with outlets at the river junctions. Those sub-watersheds can be further sub-divided or grouped to obtain relatively homogeneous hydrological units (RHHU).

1. INRS-EAU, Case postale 7500, Ste-Foy, Québec, G1V 4C7, Canada.

2. Laboratoire d'hydrologie et modélisation, Université de Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.

* Correspondance.

** Les commentaires seront reçus jusqu'au 15 novembre 1995.

A modular approach has been adopted with HYDROTEL, allowing easy addition or modification of algorithms. A choice of algorithms, selected when possible for their compatibility with remotely sensed and GIS data, is generally offered for each sub-model. Moreover, it is possible, instead of choosing one of the available simulation options, to read data from disk. This permits using, for instance, rainfall data estimated from weather radars by another program. Also, one can decide to activate only specific sub-models for a run and read data from disk for the others or just ignore the others, if they are not needed for the run. The simulation runs can be done, using as a unit for the estimation of the vertical water budget, the original cells or the RHHU's.

For the precipitation sub-model, solid or liquid precipitations, together with air temperatures, are interpolated to each simulation unit either by the Thiessen method or by a method leading to a weighted average of the measured amounts at the nearest three stations, taking into account, if desired, of the precipitation and temperature lapse rates. Daily variation and metamorphism of the snowpack are estimated by a modified degree-day method in which the energy budget at the snow-air interface is estimated by the degree-day approach but that within the pack by a more physical approach. Four equations are available to estimate potential evapotranspiration, those of Thornthwaite, Linacre, Penman-Monteith and Priestley-Taylor, in order to use the best equation for a given data set. The vertical water budget is simulated by the vertical algorithm of the CEQUEAU model or by a new algorithm more suited to remote sensing and GIS information. A kinematic wave approach is used to estimate downward flow from cell to cell, whereas river routing is simulated with the kinematic or diffusive wave equations. When the vertical water budget is done for a RHHU, internal routing of the available flow within the RHHU is performed through the use of a geomorphological hydrograph derived from its drainage structure.

The HYDROTEL model has been applied to watersheds located in Québec, Ontario and British-Columbia in Canada and to one in Southern France, in order to test its applicability to watersheds of different types and areas in various climates. The results obtained on those watersheds, using the available algorithms, show that the model does have a normal reaction to precipitation and temperature impulses on all watersheds. At the same time, those results confirm the need for accurate spatial information, which is likely to be available more from remotely sensed and GIS data. A new version of HYDROTEL is now under development and it will be run on OS2 and other environments.

Finally, with its simulation options allowing monitoring of various variables during a simulation run, HYDROTEL appear to be a good tool for understanding and managing phenomena related to hydrological processes.

Key-words : hydrological model, HYDROTEL, areal discretization, remote sensing, geographic information system, microcomputer.

RÉSUMÉ

Les processus hydrologiques variant dans l'espace et dans le temps en fonction de la variabilité spatio-temporelle des entrées météorologiques et de l'occupation du sol, ainsi que de la variabilité spatiale de la topographie et de la nature du terrain, un modèle conçu pour bénéficier des données provenant de la télédétection et des SIG a été développé. Les principaux objectifs poursuivis étaient : l'application au plus grand nombre de bassins possible, une sélection d'algorithmes permettant de tenir compte des données disponibles, un minimum d'étalonnage, la facilité de transfert d'un bassin à l'autre, la programmation des algorithmes sur micro-ordinateur avec une interface très conviviale.

La structure d'écoulement à l'intérieur d'un bassin versant est obtenue de manière informatisée, à partir d'une discrétisation des altitudes rencontrées dans la zone d'intérêt, en mailles carrées de dimensions données, d'où l'on tire les pentes et les orientations de chaque maille, puis le bassin versant en amont de la maille identifiée comme exutoire, le réseau hydrographique, les sous-bassins versants et, finalement, les unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH), définies sur la base de ces sous-bassins, en les regroupant ou les divisant au besoin. Un logiciel spécifique pour ce faire a été développé : PHYSITEL.

Selon la conception très modulaire adoptée pour HYDROTEL, chaque sous-modèle offre généralement plus d'une option de simulation, afin de tenir compte des données disponibles sur le bassin versant traité. Les simulations peuvent être réalisées en considérant comme unité de simulation du bilan hydrologique vertical les mailles originales constituant le bassin ou les UHRH.

Des exemples de simulation des débits à l'aide du modèle HYDROTEL sur divers bassins versants situés au Canada (Québec, Ontario, Colombie-Britannique) et dans le sud de la France, sont présentés.

Ces simulations indiquent que les différents algorithmes du modèle réagissent bien et qu'il est possible de considérer son application sur des bassins très divers situés sous des conditions climatiques variées. Des tests plus poussés sont en cours afin de mieux cerner la sensibilité des divers algorithmes aux données d'entrée ainsi que leur interchangeabilité.

Mots clés : modèle hydrologique, HYDROTEL, PHYSITEL, discrétisation spatiale, télédétection, Système d'information géographique, micro-ordinateur.

INTRODUCTION

Les premiers modèles hydrologiques informatisés dignes de ce nom datent d'environ trente ans (CRAWFORD et LINSLEY, 1966,...). L'un des reviseurs de cet article note toutefois qu'à sa connaissance un modèle hydrologique avait été décrit bien avant cela par IMBEAUX (1892). La liste des modèles connus à ce jour serait longue, aussi uniquement quelques citations seront présentées. Ces modèles informatisés étaient essentiellement globaux, en ce sens que les bassins pour lesquels les débits étaient simulés étaient considérés comme un tout non subdivisé. Très vite cependant, des modèles permettant de tenir compte de la variabilité des phénomènes hydrologiques à l'intérieur des bassins ont vu le jour (GIRARD *et al.*, 1971 et 1972 ; MORIN *et al.*, 1975 et 1981 ; GIRARD *et al.*, 1981 ; DESCHÊNES *et al.*, 1985 a et b,...). Par ailleurs, des modèles plus physiques comme SHE (ABBOTT *et al.*, 1986 a et b), requérant en pratique trop d'informations sur les bassins pour être d'un emploi facile et répandu, ou encore TOPMODEL (BEVEN et KIRKBY, 1979), moins lourd que le précédent et développé spécifiquement pour des bassins déboisés situés dans un climat tempéré humide (BEVEN *et al.*, 1984), étaient aussi développés.

Aucun de ces modèles n'avait été conçu pour vraiment bénéficier des données provenant de la télédétection ou des systèmes d'information géographique (SIG), sans que cela soit impossible pour autant (FORTIN *et al.*, 1979 et

1983 ; ABBOTT *et al.*, 1986). Les processus hydrologiques étant essentiellement variables dans le temps et dans l'espace et les données classiques ne permettant pas vraiment de fournir les informations nécessaires, il importait donc de développer une nouvelle génération de modèles, puisque la plupart des modèles existants possédaient des structures incompatibles avec les caractéristiques des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique (PECK *et al.*, 1981 ; RANGO, 1985).

Aussi, plus récemment, de nouveaux modèles hydrologiques basés sur le traitement de modèles numériques d'altitude (MNA) ont été développés (MOORE *et al.*, 1988 ; PALACIOS-VÉLEZ et CUEVAS-RENAUD, 1992) et des modèles comme SHE et TOPMODEL ont bénéficié, après coup, de ces informations numériques (QUINN *et al.*, 1991 ; ROBSON *et al.*, 1993,...). Parallèlement, d'autres modèles compatibles avec la télédétection et les SIG ont été présentés (SCHULTZ, 1990 ; FORTIN *et al.*, 1985 et 1990 ; KOUWEN *et al.*, 1990 ; LEAVESLEY et STANNARD, 1990). Le modèle HYDROTEL appartient à cette dernière catégorie de modèles permettant de simuler la variabilité spatiale des phénomènes à l'intérieur d'un bassin versant sur la base d'informations spatiales provenant de la télédétection et des systèmes d'information géographique (SIG).

Enfin, en plus de subir une évolution d'une conception globale vers une conception spatialisée des phénomènes, les modèles hydrologiques, initialement programmés sur de gros ordinateurs avec une interface avec l'utilisateur des plus rudimentaire et rébarbative, sont maintenant disponibles sur micro-ordinateur avec une interface rendant l'utilisation de ces modèles plus facile, comme c'est le cas avec HYDROTEL.

Dans les lignes qui suivent, on précisera les objectifs visés en développant HYDROTEL, on décrira les principales caractéristiques du modèle, l'apport des données de télédétection et des systèmes d'information géographique et on complétera avec les résultats obtenus sur quelques bassins versants et un aperçu des applications possibles.

OBJECTIFS

Les processus hydrologiques variant dans l'espace et dans le temps en fonction de la variabilité spatio-temporelle des entrées météorologiques et de l'occupation du sol, ainsi que de la variabilité spatiale de la topographie et de la nature du terrain, il importait de développer un modèle capable de bénéficier des moyens les plus aptes à fournir des informations adéquates sur ces diverses variables affectant les écoulements. HYDROTEL devait par conséquent pouvoir accepter les données provenant de la télédétection et des SIG. Il est important de préciser que le traitement des données acquises par télédétection n'est pas effectué par HYDROTEL, ces traitements demandant des logiciels spécialisés ; mais HYDROTEL est conçu pour tirer partie des informations

obtenues par le traitement des images obtenues par télédétection. Un autre objectif était de pouvoir appliquer HYDROTEL au plus grand nombre de bassins possible, avec un minimum d'étalonnage et compte tenu des données disponibles. Ce choix demandait de développer un modèle offrant un choix d'algorithmes, tout en n'étant pas excessivement gourmand en données. HYDROTEL devait aussi être capable de simuler ou suivre les effets hydrologiques de modifications physiques au bassin. Enfin, on voulait rendre HYDROTEL accessible aux utilisateurs sur micro-ordinateur avec une interface très conviviale, contrairement au modèle SHE développé au début sur de très gros ordinateurs (IBM 3091, CRAY 1,...) selon *ABBOTT et al.*(1986b).

DESCRIPTION DU MODÈLE

Représentation discrétisée du bassin

Structure d'écoulement

La structure d'écoulement à l'intérieur d'un bassin versant est tout d'abord obtenue de manière informatisée, à l'aide de *PHYSITEL*, un logiciel conçu spécifiquement pour la préparation de la base de données de bassin d'*HYDROTEL*. Ce logiciel a été développé parce qu'au début du développement d'*HYDROTEL*, les SIG disponibles ne fournissaient pas les informations hydrologiques désirées. *PHYSITEL* se devait donc d'être compatible avec les SIG commerciaux au niveau des entrées et des sorties.

Les données de base proviennent d'une discrétisation des altitudes rencontrées dans la zone d'intérêt, en mailles carrées de dimensions données. Un maillage carré, plutôt qu'un maillage triangulaire ou une représentation vectorielle de la topographie, a été retenu afin d'être plus facilement compatible avec les données fournies par la télédétection à des résolutions diverses. En pratique, il importe que cette discrétisation, ou résolution spatiale du modèle numérique d'altitude (MNA), respecte les principales caractéristiques de la topographie et permette de représenter et estimer la superficie du bassin choisi et de ses sous-bassins avec une précision suffisante. Du MNA, on tire tout d'abord la pente et l'orientation, donc la direction d'écoulement, de chaque maille. Il suffit alors d'identifier tout d'abord la maille considérée comme exutoire et de remonter vers l'amont de maille à maille grâce à un algorithme récursif pour identifier toutes les mailles constituant le bassin versant relatif à cette maille-exutoire. En pratique, le traitement du MNA peut rencontrer certaines difficultés provenant de la précision du MNA ou de la nature du terrain, surtout lorsque les pentes sont relativement faibles. Il faut donc généralement filtrer le MNA, éliminer les valeurs extrêmes restantes et déterminer une sortie aux cuvettes artificielles créées par le MNA afin d'assurer la continuité d'écoulement.

Une fois le bassin versant en amont de cette maille identifié et par conséquent sa structure d'écoulement interne, le réseau hydrographique correspondant à toutes les mailles drainant un nombre de mailles supérieur à un seuil

donné, est déterminé. On peut ainsi obtenir un réseau hydrographique aussi détaillé que souhaité, réseau qui peut être comparé à celui apparaissant sur une carte topographique ou une image de télédétection pour fins de vérification et modification éventuelles.

L'étape suivante consiste à définir les sous-bassins versants correspondant aux diverses branches du réseau hydrographique, tel que présenté à la figure 1. De plus, l'utilisateur peut subdiviser ou regrouper ces sous-bassins en fonction des caractéristiques du terrain (relief, sol, sous-sol, végétation) et des données météorologiques disponibles, pour former des unités hydrologiques relativement homogènes (UHRH). Lors de simulations hydrologiques, le bilan hydrologique vertical pourra être effectué au niveau de ces regroupements de mailles qui constituent une UHRH ou au niveau de chaque maille, souplesse qui n'existe pas pour d'autres modèles pour lesquels l'unité de simulation est fixée d'avance, maille ou sous-bassin.

En pratique, pourvu que les formats soient compatibles, les données décrivant le relief du bassin, de même que l'occupation du sol et les types de sol, peuvent être fournies par des logiciels autres que PHYSITEL et qui ont été développés au cours des dernières années.



Figure 1 Sous-bassins et réseau hydrographique du bassin de la rivière Clifton, obtenus par traitement d'un modèle numérique d'altitude ayant une résolution spatiale de 400 m.

Sub-basins and river network of the Clifton river, as obtained from a digital elevation model with a spatial resolution of 400 m.

Occupation du sol

Les informations spatialisées sur l'occupation du sol sont obtenues par télédétection ou toute autre source d'information adéquate. Pour des fins de modélisation hydrologique, l'occupation du sol est répartie en classes considérées comme significativement différentes en ce qui a trait à leur effet sur les processus hydrologiques. Chacune de ces classes doit être caractérisée par des attributs quantitatifs (hauteur, profondeur racinaire, albédo, indice foliaire) pouvant varier en fonction du temps et permettant leur utilisation par les divers algorithmes du modèle. Le pourcentage d'occupation de chacune de ces classes sur chaque maille est obtenu en faisant le rapport entre le nombre de pixels correspondant à une classe donnée et le nombre total de pixels par maille. Ces classes peuvent être regroupées en nouvelles classes en fonction de la possibilité de discrimination des algorithmes. Ainsi, pour la simulation de la fonte de neige, uniquement trois classes d'occupation du sol sont considérées : forêts de conifères, forêts de feuillus et zones ouvertes (intégration de toutes les classes non-forêt).

Types de sol

La distribution spatiale des types de sol sur chaque maille est aussi obtenue à partir des cartes appropriées, de même que les caractéristiques hydrauliques de ces divers types de sol, considérées constantes sur la verticale, dans la version présentée. Le modèle propose des valeurs par défaut tirées de RAWLS et BRAKENSIEK (1989), mais l'utilisateur peut leur substituer ses propres valeurs, s'il en a de meilleures à sa disposition.

Simulation des processus hydrologiques.

Caractéristiques générales

Une conception très modulaire a été adoptée pour HYDROTEL, en vue de faciliter la modification et l'addition de modules. Selon l'approche retenue, chaque sous-modèle offre généralement plus d'une option de simulation. Le choix des algorithmes a été guidé par diverses considérations. Tout d'abord, comme le mentionnent CHARBONNEAU *et al.* (1981), la précision avec laquelle sont estimées diverses variables d'entrée aux modèles, comme par exemple la distribution spatiale des précipitations, est beaucoup plus cruciale que le choix de tel ou tel sous-modèle de simulation d'une des composantes du bilan hydrologique. Les algorithmes ont donc été choisis et conçus en fonction de leur compatibilité avec les données spatiales pouvant être fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique, mais aussi en fonction de la disponibilité de certaines données sur le bassin traité. De plus, afin de faciliter l'attribution de valeurs aux paramètres, des algorithmes dérivés de représentations physiques des phénomènes en jeu ont été retenus lorsque c'était possible, mais ces algorithmes conservent une part d'empirisme. Par ailleurs, des algorithmes essentiellement empiriques ont aussi été retenus, comme l'équation de Thornthwaite qui ne nécessite que des données de température de l'air. Compte tenu des interactions inévitables entre les divers sous-modèles, des compensations devront résulter dans les jeux de paramètres, si des changements d'algorithmes sont effectués dans le modèle. De

plus, il est possible de procéder au besoin à une optimisation des paramètres ou de certaines variables d'entrée des divers algorithmes.

Le tableau 1 présente les diverses options qui seront expliquées plus bas. Il est possible lors d'une simulation d'activer uniquement l'un ou l'autre des sous-modèles. Ainsi, on pourrait simuler uniquement la distribution spatiale des précipitations pour un certain nombre de pas de temps et étudier ces distributions avec d'autres logiciels si on le souhaite. Une procédure de lecture de données archivées précédemment permet en outre de lire les données d'entrée déjà spatialisées, sur disque plutôt que de les simuler.

HYDROTEL permet enfin d'effectuer des simulations à des pas de temps inférieurs à vingt-quatre heures, lorsque les données nécessaires sont disponibles et à condition de choisir les options adéquates. En outre, diverses options d'exécution du programme sont possibles, afin de pouvoir suivre l'évolution spatio-temporelle de diverses variables, en cours de simulation.

Tableau 1 Options de simulation.

Table 1 Simulation options.

Sous-modèle	Options
1. Interpolation des précipitations	1.1. Polygones de Thiessen 1.2. Moyenne pondérée des trois stations les plus rapprochées
2. Évolution et fonte du couvert nival	2.1. Méthode des degrés-jours
3. Évapotranspiration potentielle	3.1. Thornthwaite 3.2. Linacre 3.3. Penman-Monteith 3.4. Priestley-Taylor
4. Bilan vertical	4.1. CEQUEAU (modifié) 4.2. BV3C
5. Écoulement latéral de maille à maille	5.1. Onde cinématique
6. Écoulement en rivière	6.1. Onde cinématique 6.2. Onde diffusante

Bilan hydrologique vertical par unité de simulation

Dans le modèle HYDROTEL, l'unité de simulation du bilan hydrologique vertical correspond soit à une maille, soit à une UHRH associée à un sous-bassin et regroupant par conséquent plusieurs mailles.

• Les précipitations

Les précipitations liquides et solides et les températures de l'air recueillies aux stations météorologiques sont tout d'abord interpolées à chaque unité de simulation. Trois options sont disponibles, la méthode de THIESSEN, la méthode pondérée en fonction de la distance à partir des trois stations les plus rapprochées et la lecture sur disque des précipitations déjà spatialisées. Les deux premières méthodes sont appliquées telles quelles à chaque maille, en tenant compte de la température de l'air pour la répartition entre précipitation liquide et précipitation solide et l'estimation de la densité des précipitations

solides. Les précipitations estimées sur une UHRH constituée de plusieurs mailles sont reliées à plus d'une station dans le cas de la méthode de THIESSEN et à trois stations ou plus dans le cas de la seconde méthode, chacune des stations affectant l'une quelconque des mailles constituant cette UHRH étant retenue.

De plus, il est possible de procéder plutôt à la lecture sur disque de la distribution spatiale des précipitations estimées par un autre logiciel, à partir de données acquises par télédétection (radar météorologique, micro-ondes passives, méthode uni- ou bi-spectrale dans le visible et l'infra-rouge).

• *L'évolution et la fonte du couvert de neige*

Le modèle permet de simuler la variation journalière de l'épaisseur du couvert de neige, de son équivalent en eau et de sa densité à partir des précipitations et de la fonte, en tenant compte du tassement dans l'estimation de l'épaisseur du couvert (RILEY *et al.*, 1972). Le déficit calorifique et le contenu en eau liquide du couvert sont aussi estimés par des équations similaires à celles de RAUDKIVI (1979), OBLED et ROSSÉ (1977), PARÉ (1979) et LECONTE (1984), de manière à réaliser une simulation de l'évolution du couvert de neige relativement près de ce qui serait possible avec une approche complètement énergétique. La fonte de la neige à l'interface air-neige est exprimée par une équation essentiellement identique à celle proposée par RILEY *et al.* (1972) :

$$M_s = C_f \frac{R_p}{R_h} (T_a - T_s) (1 - A) + 0,0125 PT_a$$

où :

- M_s = fonte à l'interface air-neige ($\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$) ;
- C_f = facteur de fonte relié à l'occupation du sol ($\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{j}^{-1}$) ;
- R_p et R_h = indices de rayonnement sur des surfaces en pente et horizontales, respectivement (FRANK et LEE, 1966) ;
- T_a = température de l'air ($^\circ\text{C}$) ;
- T_s = seuil de température pour la fonte ($^\circ\text{C}$) ;
- A = albédo de la neige ;
- P = pluie (mm).

Les indices de rayonnement sont déterminés à partir des pentes et des orientations. Uniquement trois classes d'occupation du sol sont considérées comme ayant un effet significativement différent sur la fonte. Ce sont les forêts de conifères, les forêts de feuillus et les zones ouvertes. Des valeurs différentes du facteur de fonte C_f sont attribuées à chacune de ces classes et un bilan séparé du couvert de neige est effectué sur chaque unité de simulation pour chacune de ces classes. Enfin, un taux de fonte faible est aussi considéré à l'interface neige-sol.

Surtout lorsque l'unité de simulation verticale est la maille, la cartographie du couvert de neige au sol peut être comparée à celle provenant de la télédétection, permettant une correction des taux de fonte ou du stock de neige.

• *L'évapotranspiration potentielle*

Les équations permettant l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) directement demandent l'estimation de variables, comme la résistance stomatique ou des gradients d'humidité et de température, qui ne sont pas facilement disponibles. La première étape à franchir sur chaque unité de simulation est donc l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) correspondant à chaque classe d'occupation du sol. Plusieurs équations sont disponibles. Les équations de THORNTHWAITE (1948), de LINACRE (1977), de Penman-Monteith (MONTEITH, 1965) et de PRIESTLEY-TAYLOR (1972) ont été retenues et peuvent être sélectionnées en fonction des données disponibles et du pas de temps. Ces équations étant connues, on ne les décrira pas ici, mais on commentera leur utilisation dans HYDROTEL.

L'équation de Thornthwaite ne fait appel qu'à la température de l'air et a tendance à sous-estimer l'ETP en été. Toutefois, sur un certain nombre de bassins, cette équation peut être la seule pouvant être sélectionnée, compte tenu des données disponibles. Rappelons que cette équation est strictement applicable à un pas de temps mensuel et que son application à un pas de temps journalier n'est pas conseillée. De plus, il est impossible de tenir compte des caractéristiques quantitatives des classes d'occupation du sol. Il reste que, faute de mieux, son utilisation au pas de temps journalier est chose courante.

LINACRE (1977) a développé une équation qu'il considère comme une approximation de l'équation de Penman et qui ne demande que des mesures de la température de l'air et une connaissance de l'albédo des classes d'occupation du sol. Dans la mesure du possible, cette équation devrait être préférée à celle de THORNTHWAITE, lorsque les données météorologiques disponibles se réduisent à la température de l'air.

L'équation proposée par PENMAN (1948) et modifiée par MONTEITH (1965) demeure encore aujourd'hui l'une des équations les plus précises d'estimation de l'ETP à partir des données recueillies aux stations climatologiques les plus complètes en appareils de mesure. L'équation nécessite 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'albédo des différentes classes d'occupation du sol doit aussi être connue. Le remplacement de la fonction empirique de vent proposée par PENMAN (1948) par la fonction plus théorique proposée par MONTEITH (1965) permet, en outre, de tenir compte de la hauteur associée aux classes d'occupation du sol. Cette équation, telle que modifiée par MONTEITH (1965) devrait donc être préférée aux autres à chaque fois que cela sera possible.

PRIESTLEY et TAYLOR (1972) ont aussi proposé une équation dérivée de celle de Penman, dans laquelle le terme énergétique a été conservé, mais pas celui dépendant du vent. L'équation de PENMAN ainsi amputée est connue sous le nom d'*évaporation à l'équilibre*. PRIESTLEY et TAYLOR (1972) considèrent que l'ETP est proportionnelle à cette évaporation à l'équilibre qu'ils multiplient par un facteur. Les 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, ainsi que l'albédo des différentes classes d'occupation du sol doivent aussi être connues.

Les trois dernières équations peuvent autoriser un nombre de classes d'occupation du sol nettement plus grand que dans le cas de la fonte de neige, en autant que les attributs quantitatifs de ces classes induisent des effets hydrologiques différents. Ainsi, deux cultures annuelles qui auraient même albédo, même évolution de la profondeur racinaire et de l'indice foliaire, mais une saison de croissance et une date de récolte nettement décalées dans le temps, pourraient être considérées comme deux classes distinctes.

Il est possible de faire varier les pourcentages d'occupation du sol par chaque classe en fonction des informations obtenues par télédétection à différentes dates, de même que les caractéristiques physiques de ces classes. Il en est de même pour l'albédo. La télédétection pourrait aussi permettre d'estimer la distribution spatiale du rayonnement solaire ou de l'insolation.

• *Le bilan hydrologique vertical dans le sol*

Deux options de simulation du bilan hydrologique vertical dans le sol sont offertes pour les mêmes raisons que précédemment. La première option, tirée du modèle CEQUEAU (MORIN *et al.*, 1981), est de type conceptuel. La seconde est conçue de manière à représenter par des algorithmes reproduisant les processus physiques en jeu et à être compatible avec les informations fournies par la télédétection.

Dans les deux cas, la hauteur de précipitation estimée précédemment devient la valeur disponible pour infiltration ou ruissellement, sans interception par la végétation. L'absence d'algorithme de simulation de l'interception est motivée par le fait que les erreurs d'estimation de la distribution spatiale des précipitations et de l'ETR sont normalement nettement plus élevées que la valeur de l'interception, que l'estimation de cette dernière demande des paramètres dont la précision est discutable (ABBOTT *et al.*, 1986) et, enfin, ne se fait vraiment sentir qu'au début d'événements pluvieux, lorsque le pas de temps est très court.

La première est rapide d'exécution et a l'avantage d'avoir été utilisée avec succès sur un grand nombre de bassins de superficies très variées situés dans divers pays. Elle n'a toutefois pas été conçue pour effectuer des simulations à un pas de temps inférieur à vingt-quatre heures, ni pour la télédétection. Le bilan hydrologique vertical sur chaque unité de simulation est simulé par l'intermédiaire de trois réservoirs (*fig. 2A*). Tout d'abord, le bilan sur la fraction de l'unité non couverte par des lacs ou des marais est simulé par deux réservoirs en série, représentant respectivement les processus dans la zone non-saturée (réservoir sol) et dans la zone saturée (réservoir nappe). Le bilan des lacs et des marais est simulé, quant à lui, par un seul réservoir. L'eau disponible pour écoulement, à chaque pas de temps sur chaque unité est la somme pondérée en fonction de la superficie, des écoulements produits sur la partie terrestre et sur la partie plan d'eau de l'unité. Pour la partie terrestre, à chaque pas de temps, la pluie ou la fonte arrivant à la surface du sol sont tout d'abord réparties entre ruissellement de surface et infiltration, en fonction du pourcentage de l'unité qui est considéré comme imperméable. Le niveau d'eau H_s dans le réservoir sol augmente par infiltration de la pluie ou de la fonte et diminue par ETR, percolation vers le réservoir nappe et écoulement retardé. Lorsque le réservoir sol est saturé, il y a ruissellement de

surface. Par ailleurs, la percolation ou l'écoulement sont proportionnels à la différence entre H_s et le seuil correspondant et cessent dès que H_s devient inférieur à ce seuil. De la même façon, le niveau d'eau H_n dans le réservoir nappe augmente en fonction de la percolation en provenance du réservoir sol et diminue en fonction de l'évapotranspiration prise dans ce réservoir et de l'écoulement, ce dernier étant proportionnel à H_n . L'ETR est donc satisfaite en puisant dans les deux réservoirs. Une fraction variable de l'ETR est tout d'abord prise dans le réservoir nappe au taux potentiel. Elle est égale à la valeur fixée initialement (généralement de l'ordre de 10 à 20 pourcent) lorsque le niveau H_n dans le réservoir nappe est égal au seuil de référence H_r et varie en fonction du rapport H_n sur H_r . La valeur résiduelle de l'ETR est prélevée du réservoir sol au taux potentiel, lorsque H_s est supérieur au seuil de référence H_p , et, dans le cas contraire, à un taux diminuant linéairement en fonction du rapport entre H_s et H_p . Le bilan dans le réservoir Lacs et Marais est simulé de la même manière que celui des réservoirs précédents. Ainsi, à chaque pas de temps, l'écoulement disponible sur l'unité de simulation provient du ruissellement sur les surfaces imperméables, du ruissellement de surface lorsque le sol est saturé, de l'écoulement retardé, de l'écoulement de la nappe et de l'écoulement des lacs et marais.

La seconde option a été conçue spécifiquement pour le modèle HYDROTEL. Les variables et les flux 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 de la colonne de sol correspondant à une unité de simulation dans le modèle. Toutefois, même si elles font appel à des caractéristiques physiques du terrain et du sol, les équations retenues ne sont pas considérées comme une représentation exacte de mouvements et de stockages d'eau très complexes, compte tenu de la variation spatiale des caractéristiques hydrauliques des sols. Ces équations devraient néanmoins représenter ce qui se passe en moyenne sur un bassin versant, en accord avec les conclusions de simulations avec le modèle SHE, dans le cadre du projet MEDALUS (CEE, 1994), sur les bassins Cobres et Mula, respectivement au Portugal et en Espagne.

Pour des fins de modélisation, le sol est divisé sur la verticale en trois couches (fig. 2B). La couche de surface est relativement mince (10 à 20 cm), afin de correspondre à l'épaisseur affectée par l'évaporation d'un sol nu ainsi qu'à celle, encore plus mince, pour laquelle l'humidité du sol peut être estimée par télédétection. Cette couche contrôle le ruissellement de surface. La seconde couche peut être considérée comme une transition entre la couche de surface et la couche 3. Cette couche devrait habituellement être non-saturée et contrôler les écoulements retardés Q_2 dans la partie supérieure du sol. La couche 3, la plus profonde, contrôle le débit de base Q_3 et devrait être relativement près de la saturation.

Encore une fois, dans la version actuelle du modèle, les valeurs Z_1 , Z_2 et Z_3 sont identiques pour toutes les unités de simulation. Toutefois, les variables caractérisant les types de sol, la conductivité hydraulique à saturation K_s , le potentiel matriciel à saturation ψ_s , la teneur en eau à saturation θ_s , à la capacité au champ θ_{cc} et au point de flétrissement θ_{pf} peuvent varier d'une unité à l'autre. Les variables d'état sont les contenus en eau θ_1 , θ_2 et θ_3 de chaque couche et de chaque unité au temps t .

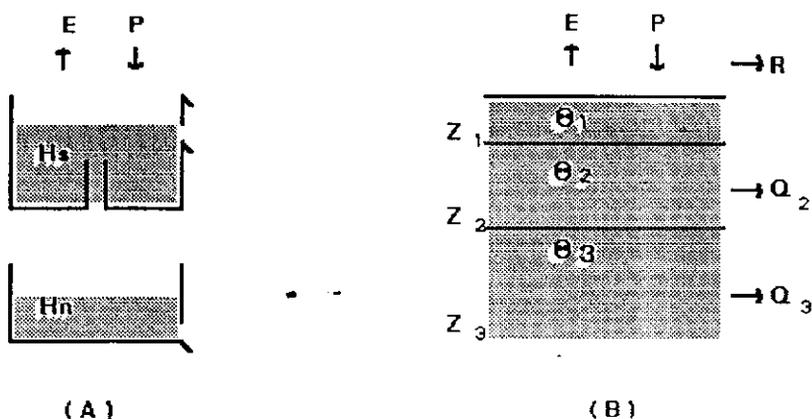


Figure 2 Le bilan vertical sur chaque unité de simulation, selon les schémas CEQUEAU (a) et BV3C (b)

The vertical water budget on each simulation unit, according to the CEQUEAU (a) and BV3C (b) schemes.

À chaque pas de temps et pour chaque unité de simulation, la teneur en eau dans les trois couches est recalculée en fonction des entrées et des sorties. Si la précision numérique le nécessite, le pas de temps choisi pour la simulation est subdivisé en intervalles de calcul plus courts. Au début de chaque pas de temps, l'infiltration P_i provenant de la pluie ou de la fonte de la neige est contrôlée par l'apport en conditions non-saturées ou par la conductivité hydraulique de la couche en conditions de saturation. La fraction de l'eau qui ne s'infiltré pas devient du ruissellement de surface R . Enfin, la teneur en eau θ_i de chaque couche varie aussi en fonction des échanges verticaux q_{12} et q_{23} entre les couches, de l'évaporation E du sol nu pour la couche de surface et de la transpiration $T_{r,i}$ de chaque couche. Les équations de continuité décrivant les processus en jeu dans les trois couches de sol conduisent au système d'équations suivant :

$$(Z_2 - Z_1) \cdot \frac{\partial \theta_2}{\partial t} = q_{1,2} - q_{2,3} - T_{r_2} - Q_2 \quad (2)$$

$$Z_1 \cdot \frac{\partial \theta_1}{\partial t} = P_i - q_{1,2} - E - T_{r_1} \quad (3)$$

Quant aux échanges verticaux entre les couches, ils dépendent des propriétés hydrauliques du sol, sur chaque unité de simulation. La conductivité hydraulique $K(\theta_i)$ de chaque couche est d'abord estimée en fonction de sa valeur à saturation K_s , des teneurs en eau θ_i et θ_s et de la distribution des dimensions des pores selon l'équation de CAMPBELL (1974). La conductivité hydraulique $K_{1,2}$ entre les couches 1 et 2 est ensuite considérée comme étant la conductivité maximale entre $K(\theta_1)$ et $K(\theta_2)$, selon MAHRT et PAN (1984). Il en

est de même pour la conductivité hydraulique $K_{2,3}$ entre les couches 2 et 3. Quant au potentiel matriciel $\psi(\theta)$, il est aussi dérivé de sa valeur à saturation ψ_s et des teneurs en eau et de la distribution des pores, selon l'équation proposée par CLAPP et HORNBERGER (1978), afin d'éviter une discontinuité près de θ_s . Les échanges verticaux q_{12} et q_{23} sont alors exprimés par les équations suivantes :

$$q_{12} = K_{1,2} \left(2 \frac{\Psi(\theta_2) - \Psi(\theta_1)}{Z_1 + (Z_2 - Z_1)} + 1 \right) \quad (4)$$

$$q_{2,3} = K_{2,3} \left(2 \frac{\Psi(\theta_3) - \Psi(\theta_2)}{(Z_2 - Z_1) + (Z_3 - Z_2)} + 1 \right) \quad (5)$$

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 versants naturels (BEVEN (1989)); MORELSEYTOUX et AL HASSOUN (1989). Selon l'approche adoptée, l'écoulement latéral Q_2 de la couche 2 ne devient vraiment important que lorsque la teneur en eau dans cette couche est élevée de sorte que la partie inférieure de l'unité de simulation est saturée. Q_2 est estimé en fonction de la pente S_n de l'unité de simulation, de l'épaisseur $(Z_2 - Z_1)$ et de la conductivité hydraulique de cette couche :

$$Q_2 = K(\theta_2) \sin(\arctan(S_n)) (Z_2 - Z_1) \quad (6)$$

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

$$Q_3 = k_r (Z_3 - Z_2) \theta_3 \quad (7)$$

L'ETR pour chaque unité de simulation et chaque couche est considérée comme étant la somme pondérée des évapotranspirations réelles 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 de cette classe de la façon suivante. L'évaporation maximale E_m du sol nu est tout d'abord estimée par (BRISSON, 1989) :

$$E_m = ETP_f e^{-D \cdot IF_j} \quad (8)$$

Dans l'équation 8, IF est l'indice foliaire de la classe d'occupation du sol j au temps t et D est un coefficient d'atténuation du rayonnement dans la végétation. Un coefficient d'assèchement C_s (PATOINE et FORTIN, 1992) est ensuite déterminé en fonction de la teneur en eau relative θ_r et d'un second coefficient α_k dépendant du type de sol k :

$$\theta_{r,1} = \frac{\theta_1 - \theta_{pf}(k)}{\theta_{cc} - \theta_{pf}(k)} \quad (9)$$

$$C_s = \frac{1 - e^{-\alpha_k \theta_{r,1}}}{1 - 2e^{-2\alpha_k} + e^{-\alpha_k \theta_{r,1}}} \quad (10)$$

L'évaporation du sol nu est alors :

$$E_j = C_s E_m \quad (11)$$

La transpiration totale T_j provenant du profil de sol influencé par le système racinaire de la classe d'occupation du sol j est ensuite déterminée en fonction du contenu en eau relatif moyen θ_{rm} du profil au temps t et d'un coefficient d'assèchement C_t similaire à C_s avec θ_{rm} remplaçant $\theta_{r,1}$.

$$T_j = C_{t,j} \left((ETP - E_m) \left(\beta + (1 - \beta) \frac{E_j}{E_m} \right) \right) \quad (12)$$

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_j obtenue par l'équation 13 est répartie entre les couches en fonction du rapport entre la teneur en eau de chaque couche et la teneur en eau moyenne du profil, pour fournir les évapotranspirations réelles correspondant à la couche i pour la classe d'occupation du sol j au temps t . Pour la couche 1, l'évaporation de sol nu s'ajoute à la transpiration.

Enfin, l'évaporation des surfaces imperméables est considérée comme nulle.

Outre les informations mentionnées pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle, la télédétection peut aussi fournir des estimations des indices foliaires par le biais des indices de végétation. La distribution spatiale des types de sol peut être fournie par un SIG.

Transfert de l'eau disponible sur les unités de simulation vers l'exutoire du bassin

Contrairement à un certain nombre de modèles qui traitent le transfert de l'eau vers l'exutoire à l'aide d'algorithmes complètement empiriques ou presque, des algorithmes permettant d'utiliser les informations physiques sur le bassin et les cours d'eau ont été retenus dans HYDROTEL, afin de faciliter la sélection de valeurs raisonnables des variables et paramètres d'entrée et la production de débits en divers points du cours d'eau.

Les écoulements de maille à maille vers le cours d'eau

Lorsque le bilan vertical est effectué au niveau des mailles, considérées comme unités de simulation dans ce cas, les divers écoulements qui s'y produisent sont transférés de maille à maille, selon un trajet défini par les orientations de chacune de ces mailles, jusqu'à la première maille traversée

par un cours d'eau. Cet écoulement est simulé selon l'approximation cinématique du système complet des équations de Saint-Venant. L'équation de continuité s'écrit, dans ce cas :

$$\frac{\partial R}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = i \quad (13)$$

Et l'équation cinématique :

$$h = \left(\frac{n}{1,49\sqrt{S_0}} \right)^{\frac{3}{5}} R^d \quad (14)$$

Où :

- R = écoulement latéral de maille à maille (m^2s^{-1}) ;
- h = épaisseur de la lame écoulee (m) ;
- i = écoulement provenant du bilan vertical ($m s^{-1}$) ;
- d = coefficient ($d = 0,6$) ;
- n = coefficient de rugosité de Manning ;
- S_0 = pente de la maille ;
- x = coté de la maille (m) ;
- t = temps (s).

Pour ce type d'écoulement, les classes d'occupation du sol sont regroupées en deux classes, soit les forêts et les zones ouvertes et des valeurs différentes du coefficient de Manning sont affectées à chacune de ces classes.

Tel que précisé plus haut, le bilan vertical peut se faire sur une UHRH, plutôt que sur chaque maille. Dans ce cas, Les caractéristiques de la structure d'écoulement à l'intérieur de chaque UHRH sont prises en compte par l'intermédiaire d'un hydrogramme géomorphologique spécifique à chaque UHRH. La forme de cet hydrogramme est déterminée pour chaque UHRH au début de chaque simulation, en propageant une impulsion d'eau unitaire dans chaque UHRH selon le modèle d'onde cinématique décrit plus haut. Par la suite, les lames d'eau produites à chaque pas de temps sur chaque UHRH sont distribuées dans le temps selon l'hydrogramme géomorphologique défini précédemment, simulant ainsi l'effet tampon de l'UHRH sur les débits à sa sortie. Ces débits sont considérés comme débits latéraux d'entrée dans le bief de rivière auquel l'UHRH est associée, la sortie d'une UHRH devant être reliée à un bief et non à une autre UHRH.

• Les écoulements dans les cours d'eau

Deux options de simulation des écoulements dans les cours d'eau sont offertes dans HYDROTEL, l'onde diffusante et l'onde cinématique qui sont des approximations du système plus complet de Saint-Venant.

La forme des équations représentant l'onde cinématique diffère de celle qui est décrite aux équations 14 et 15 et permet un plus large domaine d'application, avec l'addition de la pente de la surface de l'eau.

L'équation de continuité s'écrit :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (15)$$

Et l'équation dynamique :

$$\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right) = S_0 - S_f \quad (16)$$

Ce système d'équations peut être résolu en posant les relations suivantes entre la surface mouillée et le débit et entre la hauteur et le débit :

$$A = \alpha Q^\beta S_f^{-\frac{\beta}{2}} \quad (17)$$

et :

$$h = rQ^s \quad (18)$$

Dans ces équations, Q est le débit (m^3s^{-1}), A la surface mouillée (m^2), q le débit latéral (m^2s^{-1}) en provenance des mailles ou des UHRH, x la longueur (m) du bief considéré, t le temps (s), h la hauteur de la lame d'eau (m), S_0 la pente du lit ($m \cdot m^{-1}$), S_f la pente de la surface de l'eau ($m \cdot m^{-1}$) et α , β , r et s des coefficients.

La seconde option offerte, l'onde diffusante, se présente sous la forme suivante, en négligeant les dérivées d'ordre supérieur et en adoptant un schéma numérique de balayage dans le temps (MOUSSA, 1987 et 1991) :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -C \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\sigma}{C^2} \frac{\partial^2 Q}{\partial t^2} + \frac{2\sigma^2}{C^3} \frac{\partial^3 Q}{\partial x \partial t^2} \quad (19)$$

Dans cette équation, Q est le débit (m^3s^{-1}), C est la célérité de l'onde ($m \cdot s^{-1}$), la diffusion (m^2s^{-1}), t le temps et x la distance (m).

Ces deux options sont résolues selon des schémas aux différences finies, à partir des variables d'entrée suivantes : coordonnées et altitudes des extrémités des biefs, de même que les longueurs, les largeurs et les coefficients de Manning associés à ces biefs.

Lorsque le bief considéré est en réalité un lac ou un réservoir, les équations précédentes sont remplacées par l'équation de continuité classique dans ce cas, qui peut s'exprimer de la manière suivante :

$$A(h_{t+\Delta t} - h_t) = \left(\frac{Q_{i,t} + Q_{i,t+\Delta t}}{2}\right)\Delta t - \left(\frac{Q_{o,t} + Q_{o,t+\Delta t}}{2}\right)\Delta t + \left(\frac{q_t + q_{t+\Delta t}}{2}\right)\Delta t \quad (20)$$

où :

A est la surface du lac ou du réservoir (m^2) ;

h_t et $h_{t+\Delta t}$ sont les niveaux du lac aux temps t et $t + \Delta t$ (m) ;

$Q_{i,t}$ et $Q_{i,t+\Delta t}$ les débits d'entrée aux temps t et $t + \Delta t$ (m^3s^{-1}) ;

$Q_{o,t}$ et $Q_{o,t+\Delta t}$ les débits de sortie aux temps t et $t + \Delta t$ (m^3s^{-1}) ;

q_t et $q_{t+\Delta t}$ les débits latéraux aux temps t et $t + \Delta t$ (m^3s^{-1}).

Comme Q_o est une fonction du niveau h du lac, la solution de l'équation 20 est facilitée par une relation niveau-débit de la forme :

$$Q_o = Ch^k \quad (21)$$

où C et k sont des coefficients.

Les deux options peuvent bénéficier des informations fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. Ainsi, le réseau hydrographique, c'est-à-dire la codification de chacun des biefs, de sa longueur et de sa dénivelée, peut être réalisée interactivement dans PHYSITEL. La largeur de ces biefs peut être estimée par télédétection, au moins pour les biefs les plus larges.

EXEMPLES D'APPLICATION

Une analyse détaillée de la sensibilité du modèle aux modifications des valeurs attribuées aux paramètres, des interactions entre les algorithmes, des avantages et des inconvénients possibles de l'utilisation de données fournies par télédétection, de la méthode d'optimisation des paramètres et de la convivialité du logiciel devrait faire l'objet d'un article séparé, ce que nous ferons. Aussi, afin de compléter cette présentation du modèle, uniquement quelques exemples d'application de simulation et d'adaptation du modèle HYDROTEL sur divers bassins versants seront présentés. La version INRS-Eau du modèle a été appliquée sur trois bassins situés dans des régions canadiennes très différentes, les Appalaches au Québec, le sud de l'Ontario et les Rocheuses en Colombie-Britannique, avec un simple ajustement subjectif des paramètres du modèle. Parallèlement, une version LHM du modèle comportant une interface beaucoup plus simple et un langage de programmation différent, mais des algorithmes essentiellement les mêmes, puisque développés conjointement, a été appliquée dans le sud de la France.

Au Québec, les simulations ont été réalisées sur le bassin de la rivière Clifton, à la station hydrométrique 030242 à Sawyerville, d'une superficie de 192 km². La distribution spatiale des classes d'occupation du sol a été obtenue d'images du satellite français SPOT. Des mailles de 1 km², regroupées en UHRH, ont été utilisées pour représenter le bassin. Dans la figure 3a, la simulation présente en particulier la crue de fonte de neige au printemps 1974. L'interpolation des précipitations a été réalisée par la méthode de pondération des trois stations les plus rapprochées, le bilan vertical avec CEQUEAU et l'écoulement en rivière par l'onde cinématique. La simulation de la figure 3b a été obtenue en effectuant le bilan vertical avec BV3C et l'écoulement en rivière par l'onde diffusante. Dans ces simulations, comme dans les autres simulations canadiennes, l'équation de Thornthwaite a servi pour estimer l'évapotranspiration potentielle, compte tenu des données disponibles. Le modèle réagit bien aux impulsions de précipitations, comme on peut le constater sur les figures.

Des ensembles de fichiers nous ont aussi été fournis par Environnement Canada, pour les bassins de la rivière Grand et de la rivière Kootenay. Ces ensembles comprenaient les fichiers de bassin et les données météorologiques et hydrométriques pour une année seulement. Des simulations sur ces deux bassins ont été réalisées afin de tester dans quelle mesure il était

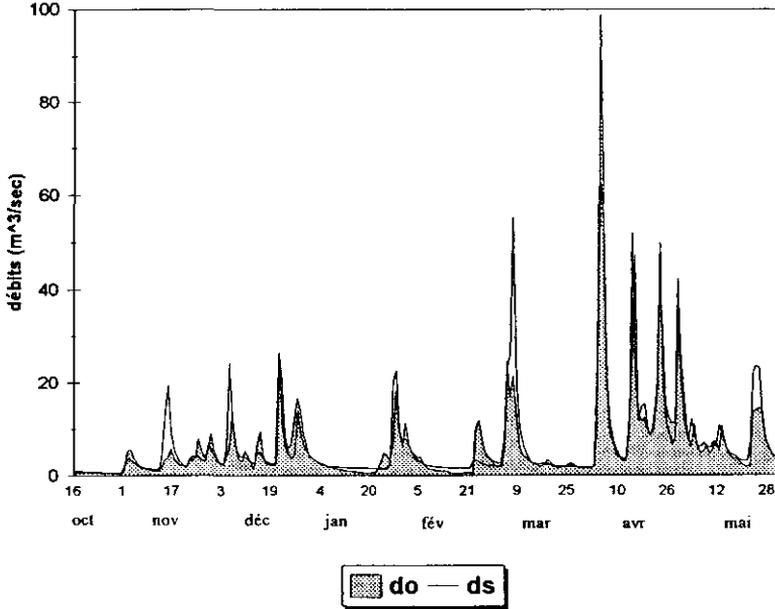
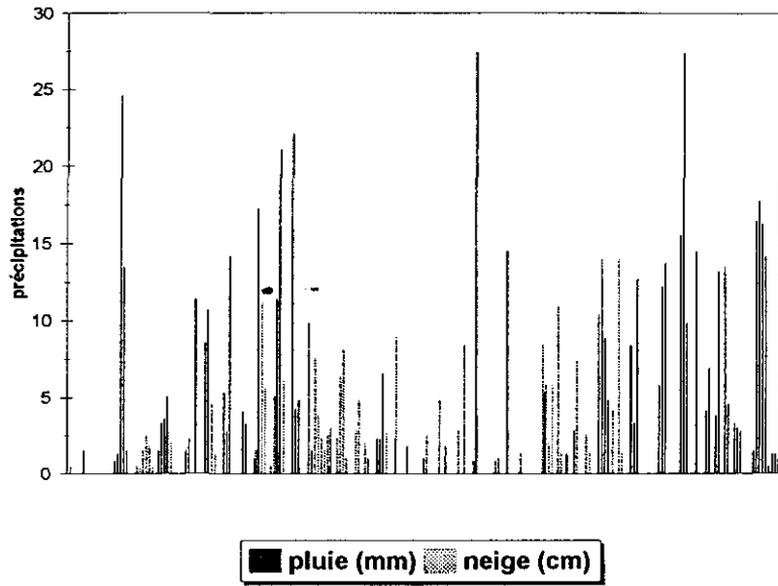


Figure 3a Simulations des débits à la station 030242 sur le bassin de la rivière Clifton, au Québec.

Streamflow simulations at station 030242, on the Clifton river in Québec.

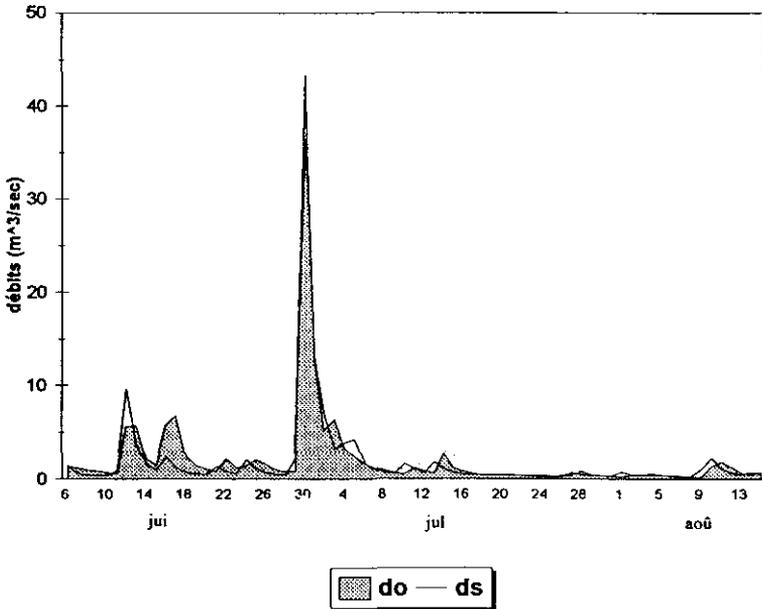
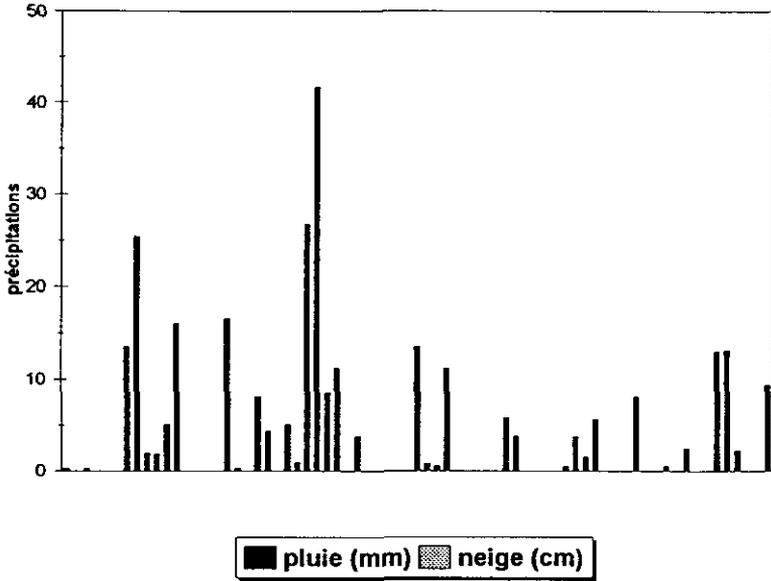


Figure 3b Simulations des débits à la station 030242 sur le bassin de la rivière Clifton, au Québec.
Streamflow simulations at station 030242, on the Clifton river in Québec.

possible d'obtenir des simulations relativement satisfaisantes sur un bassin avec un minimum d'informations. Les simulations présentées aux figures 4 et 5 ont été réalisées en estimant les conditions de neige et d'humidité sur les bassins au début de janvier à partir des données de l'automne de la même année, plutôt que des données de l'automne précédent, faute de meilleurs renseignements, ce qui amène nécessairement une erreur d'estimation. Malgré cela, il est possible de constater que le modèle réagit relativement bien sur ces bassins très différents de celui de la Clifton au Québec.

La figure 4 présente la simulation sur le bassin de la rivière Grand à Marsville en Ontario, comportant une superficie de 694 km² à la station hydro-métrique 02ga014. L'interpolation des précipitations a été réalisée par la méthode de Thiessen, le bilan vertical avec CEQUEAU et l'écoulement en rivière avec l'onde cinématique.

La simulation sur le bassin de la rivière Kootenay à la station 08ng053 à Shookumchuck en Colombie-Britannique est présentée à la figure 5. En ce point, le bassin compte 7120 km². C'est un bassin nettement plus grand, situé en montagne et non en plaine et présentant une crue s'étendant sur plusieurs mois, contrairement aux crues observées sur les bassins précédents. Là encore aucune information n'était disponible sur les sols et leurs épaisseurs, alors qu'un minimum d'information l'était sur l'occupation du sol. Les simulations ont été effectuées avec la méthode de Thiessen, CEQUEAU et l'onde diffusante.

Des simulations ont aussi été réalisées dans le sud du Massif Central, en France sur le Gardon à Anduze. Des informations topographiques, pédologiques et d'occupation du sol détaillées étaient disponibles. Cette région de la France est affectée par des pluies intenses de type méditerranéen et des crues subites et très importantes. La figure 6 présente une simulation à la station d'Anduze pour l'année 1977. Comme pour les bassins précédents, les crues et les périodes d'étiage sont bien simulées.

DISCUSSION

Les quelques résultats présentés suggèrent que les algorithmes actuellement proposés dans HYDROTEL fournissent des résultats comparables à ceux qui pourraient être obtenus avec d'autres modèles. Tel que précisé plus haut, les algorithmes existants seront donc testés sur un plus grand nombre de bassins afin de mieux connaître leurs forces et leurs faiblesses en ce qui a trait en particulier à la sensibilité des paramètres, à leur compatibilité et aux interactions possibles. Les tests serviront aussi à accélérer leur exécution à chaque fois que ce sera possible.

Par ailleurs, le recours à la télédétection par satellite et aux radars météorologiques apparaît essentiel pour obtenir une évaluation suffisamment précise des données d'entrée pour les bassins dotés d'un réseau météorologique peu dense. Sans de telles données, même le meilleur modèle ne saurait fournir des simulations satisfaisantes.

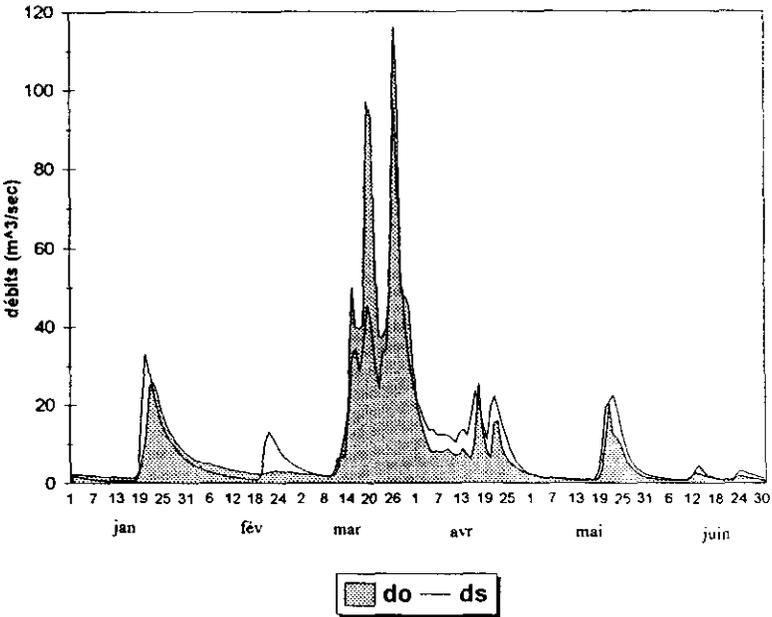
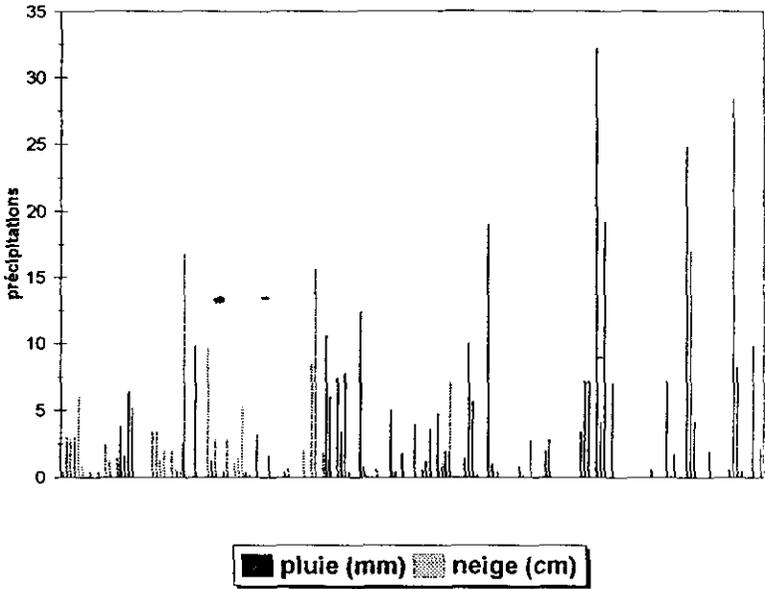


Figure 4 Simulation des débits à la station 02ga014, sur le bassin de la rivière Grand, en Ontario.

Streamflow simulation at station 02ga014, on the Grand river, in Ontario.

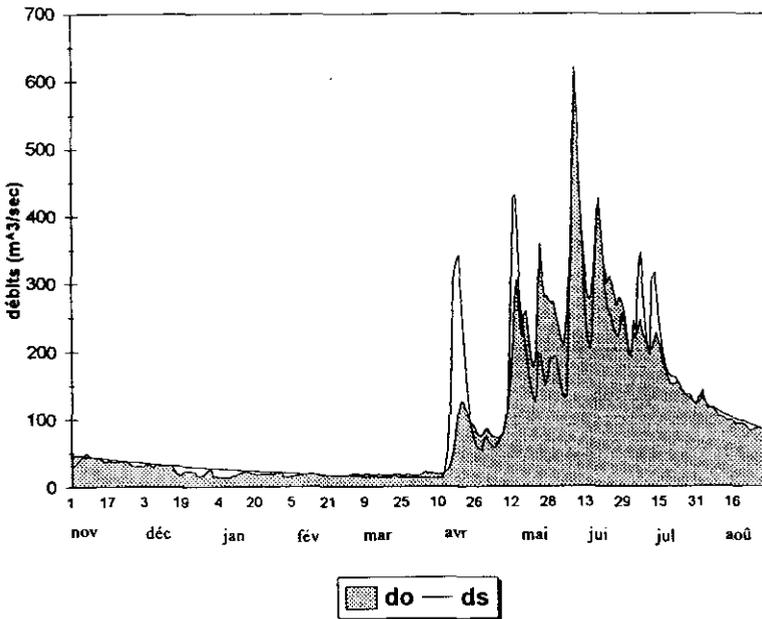
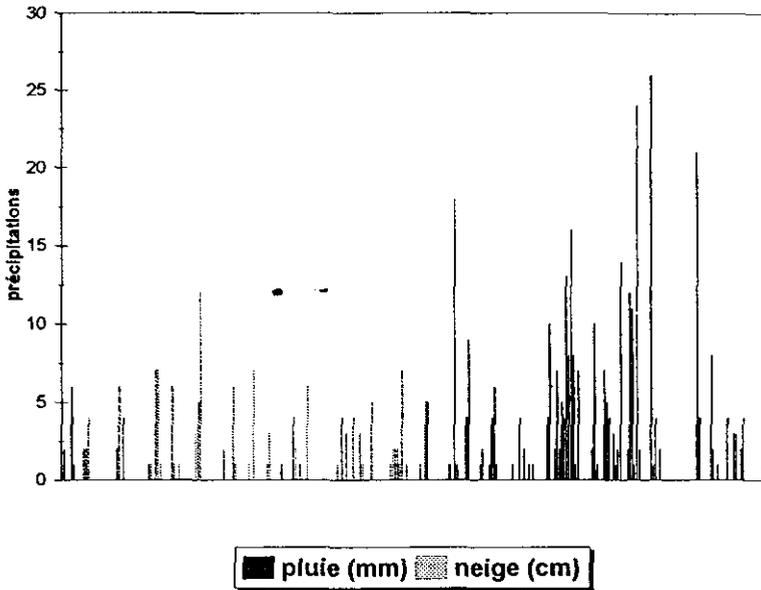


Figure 5 Simulation des débits à la station 08ng053 sur le bassin de la rivière Kootenay, en Colombie-Britannique.
Streamflow simulation at station 08ng053, on the Kootenay river, in British-Columbia.

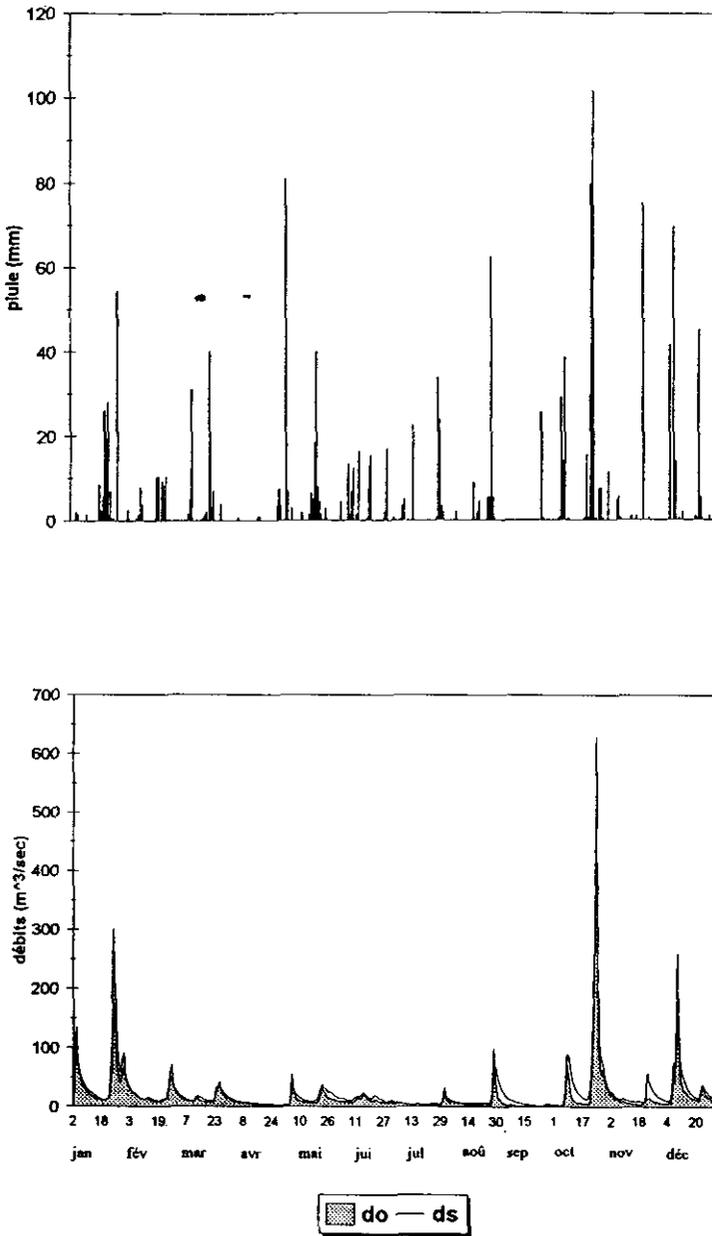


Figure 6 Simulation des débits à la station d'Anduze pour le bassin du Gardon d'Anduze, dans le sud de la France.

Streamflow simulation at the Anduze station, on the Gardon d'Anduze river, in Southern France.

Un processus d'optimisation de certaines variables a été inclus dans HYDROTEL et est en cours de tests présentement. L'étalonnage subjectif réalisé pour les différents bassins a toutefois permis de constater que certaines variables devront tout probablement être ajoutées à celles qui ont déjà été retenues pour l'optimisation objective. Normalement, les valeurs de ces variables devraient être fixées uniquement en fonction de la physique du phénomène simulé. Il peut toutefois arriver que l'imprécision ou la non-représentativité de certaines données d'entrée ne puisse être compensée que par un ajustement de ces variables. Il est cependant préférable, dans toute la mesure du possible, d'agir directement sur les données d'entrée.

Les options de simulation d'HYDROTEL permettent de suivre en cours de simulation l'évolution spatio-temporelle de diverses variables. Le modèle peut être considéré, en outre, comme un outil très intéressant de gestion et d'information sur les processus hydrologiques. À titre d'exemple, il est possible de suivre l'évolution de l'humidité dans la couche supérieure du sol au cours de l'été, permettant de la sorte de prévoir les besoins d'irrigation dans telle ou telle partie d'un bassin versant à telle ou telle période.

Une nouvelle version d'HYDROTEL est en cours de développement sur OS/2 avec une interface conviviale comprenant une aide contextuelle à l'utilisateur. Cette version ne comprend pas de nouvelles options de simulation, l'accent ayant été mis davantage sur l'efficacité des algorithmes, l'interface (entrées et sorties d'informations) et le contrôle beaucoup plus poussé des données et paramètres fournis au modèle.

CONCLUSION

Un modèle hydrologique distribué conçu pour tirer le meilleur parti des informations fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographiques et dont l'idée initiale a été présentée par FORTIN *et al.* (1985), a été développé sur micro-ordinateur. Ce modèle comporte plusieurs options de simulation permettant de l'appliquer à des bassins versants où un minimum de données météorologiques sont disponibles. Les résultats obtenus jusqu'à ce jour sont prometteurs, mais un plus grand nombre d'applications sera nécessaire pour vérifier tout son potentiel et améliorer les algorithmes proposés.

REMERCIEMENTS

Le développement d'HYDROTEL a été financé par un contrat du Ministère fédéral des Approvisionnements et Services (No. KE 144-8-4443), ainsi que par des subventions du CRSNG et du CORPAQ. La coopération entre l'INRS-Eau

et le LHM a été facilitée par le support de la Coopération franco-qubécoise, permettant d'effectuer des missions et des stages. Enfin, les auteurs tiennent à remercier les informaticiens C. Blanchette, M. Montminy et J. Benoit qui ont réalisé les logiciels HYDROTEL et PHYSITEL.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABBOTT M.B., BATHURST J.C., CUNGE J.A., O'CONNELL P.E., RASMUSSEN J., 1986a. An Introduction to the European Hydrological System. *Système Hydrologique Européen*, « SHE », 1: History and Philosophy of a Physically-Based, Distributed Modelling System. *Journal of Hydrology*, 87, 45-59.
- ABBOTT M.B., BATHURST J.C., CUNGE J.A., O'CONNELL P.E., RASMUSSEN P.E., 1986b. An Introduction to the European Hydrological System. *Système Hydrologique Européen*, « SHE », 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modelling System. *Journal of Hydrology*, 87, 61-77.
- 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. PP. 191-219.
- BEVEN K.J., KIRKBY M.J., SCHOFIELD N., TAGG A.F., 1984. Testing a Physically-Based Flood Forecasting Model (Topmodel) for Three U.K. Catchments. *Journal of Hydrology*, 69, 119-143.
- BEVEN K.J., KIRKBY M.J., 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), 43-69.
- BRISSEON 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.
- CAMBELL G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.*, 117, 311-314.
- CHARBONNEAU R., LARDEAU J.P., OBLED C., 1981. Problems of modelling a high mountainous drainage basin with predominant snow yields. *Hydrol. Sci. Bull.* 26(4), 345-361.
- CLAPP R.B., HORNBERGER G.M., 1978. Empirical equations for some hydraulic properties. *W.R.R.*, 14(4), 601-604.
- Commission of the European Communities Directorate XII for Science, Research and Development, 1994. Executive Summary Abstracted from the First Phase of the MEDALUS Project. 25 p.
- CRAWFORD N.H., LINSLEY R.K., 1966. Digital simulation in hydrology : Stanford Watershed Model IV, *Techn. Rep. n° 39*, Stanford Univ. Calif.
- DESCHENES J., VILLENEUVE J.P., LEDOUX E., GIRARD G., 1985. Modelling the Hydrologic Cycle: The MC Model. Part I - Principles and Descriptions. *Nordic Hydrology*, 16(5), 257-272.
- DESCHENES J., VILLENEUVE J.P., LEDOUX J., GIRARD G., 1985. Modelling the Hydrologic Cycle: The MC Model. Part II - Modelling Applications. *Nordic Hydrology*, 16(5), 273-290.
- FORTIN J.P., VILLENEUVE J.P., GUILBOT A., SEGUIN B., 1985. Development of a modular hydrological forecasting model based on remotely sensed data, for interactive utilization on a microcomputer. Proc. Int. Symp. on Hydrologic Applications of Space Technology. Cocoa Beach Florida. August 18-25, 307-319.
- FORTIN J.P., VILLENEUVE J.P., BOCQUILLON C., 1990. Hydrotel, Physitel, and Imatel: and Integrated Application of Remote Sensing and GIS to

- Hydrological Modeling, on Microcomputer. *Proc. International Symposium of Remote Sensing and Water Resources*, Enschede, Hollande, 20-24 août, 793-804.
- FORTIN J.P., MORIN G., SOCHANSKA W., POTVIN L., 1983. Utilisation de la télé-détection pour améliorer la précision des crues de fonte de neige simulées par le modèle CEQUEAU. *Symposium on Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission*, 15-27 août(IUGG), Hambourg.
- FORTIN J.P., LARDEAU J.P., MORIN G., SOCHANSKA W., RASSAM J.C., 1979. Comparaison du retrait du manteau nival calculé par le modèle hydrologique CEQUEAU au retrait estimé à l'aide des images du satellite ESSA-8. *Colloque canadien d'hydrologie : 79 - Hydrologie des climats froids*, Vancouver, Colombie Britannique, 10-11 mai.
- FRANK E.C., LEE R., 1966. Potential solar beam irradiation on slopes. *U.S. Forest Service Research Paper RM-18*, 116 p.
- GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P., 1981. Le modèle couplé, simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cahiers de l'ORSTOM, série Hydrologie*, XVIII (4).
- GIRARD G., FORTIN J.P., CHARBONNEAU R., 1971. Un modèle hydrométéorologique simplifié et quelques applications régionales. *Symp. int. sur les modèles mathématiques en hydrologie*. Pub. AIHS 101 (2) Topic 5. *Distributed parameter catchment models and input field*, article 5. Varsovie, 26-31 juillet.
- GIRARD G., CHARBONNEAU R., MORIN G., 1972. Modèle hydrophysiographique. *Comptes-rendus Symp. Int. sur les techniques de modèles mathématiques appliquées aux systèmes de ressources en eau*. Environnement Canada, Ottawa, 9-12 mai, vol. 1, 190-205.
- KOUWEN N., SOULIS E.D., PIETRONIRO A., DONALD J., HARRINGTON R.A., 1990. Flash Flood Forecasting with a Rainfall-Runoff Model Designed for Remote Sensing Inputs and Geographic Information Systems. *Proc. International Symposium of Remote Sensing and Water Resources*, Enschede, Hollande, 20-24 août : 805-814.
- IMBEAUX, M.E., 1892. La Durance : Régime, crues et inondations. *Annales des Ponts et Chaussées, Mémoires et documents*. 7^e série, Tome III, No 1, p. 5-18.
- LEAVESLEY G.H., STANNARD L.G., 1990. Application of Remotely Sensed Data in a Distributed-Parameter Watershed Model. *Proceedings of the Workshop on Applications of Remote Sensing Hydrology*, NHRI Symposium n° 5, Saskatoon, Saskatchewan, 13-14 fév. : 47-68.
- 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., 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.
- MOORE I.D., O'LOUGHLIN E.M., BURCH G.J., 1988. A Contour-Based Topographic Model for Hydrological and Ecological Applications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 305-320.
- MOREL-SEYTOUX H.J., 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. pp. 191-219.
- MORIN G., FORTIN, J.P., CHARBONNEAU R., 1975. Utilisation du modèle hydrophysiographique CEQUEAU pour l'exploitation des réservoirs artificiels. *Proc. International Symposium and Workshops on the Application of Mathematical Models in Hydrology and Water Resources Systems*, 8-13 September 1975 ; Bratislava, IAHS, 115, 176-184.
- MORIN G., FORTIN J.P., LARDEAU J.P., SOCHANSKA W., PAQUETTE S., 1981. Modèle CEQUEAU : manuel d'utilisation. INRS-Eau, *Rapport scientifique n° 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.
- OBLÉD C.H., ROSSÉ B., 1977. Mathematical models of a melting snowpack at an index plot. *Journal of Hydrology*, 32, 139-163.
- PALACIOS-VELEZ O.L., CUEVAS-RENAUD B., 1992. SHIFT: a distributed runoff model using irregular triangular facets. *Journal of Hydrology*, 134, 35-55.
- 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., FORTIN J.P., 1992. Ajustement d'un modèle informatisé de gestion de l'irrigation. *Canadian Agricultural Engineering Journal*, 34(4), 305-317.
- PECK E.L., KEEPER E.N., JOHNSON E.R., 1981. Strategies for using remotely sensed data in hydrologic models. *NASA-CR-666729*, 77 p.
- PENMAN H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc., London, Ser. A.*, 193 : 120-145.
- PRIESTLEY C.H.B., TAYLOR R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81-92.
- QUINN P., BEVEN K., CHEVALLIER P., PLANCHON O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5, 59-79.
- RANGO A., 1985. Assessment of remote sensing input to hydrologic models. *AWRA, Water Resources Bull.*, 21, 423-432.
- RAUDKIVI A.J., 1979. An advanced introduction to hydrological processes and modelling. University of Auckland, New Zealand, Pergamon Press, 479 p.
- RAWLS W.J., BRAKENSIEK D.L., 1989. Estimation of soil water retention and hydraulic properties. *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. pp. 275-300.
- RILEY J.P., ISRAELSEN E.K., 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.
- ROBSON A.J., WHITEHEAD P.G., JOHNSON R.C., 1993. An application of a physically based semi-distributed model to the Balquhiddy catchments. *J. of Hydrology*, 145, 357-370.
- SCHULTZ G.A., 1990. Catchment Hydrology and Modeling - Water Management. *Proc. International Symposium of Remote Sensing and Water Resources*, Enschede, Hollande, 20-24 août : 311-324.
- THORNTON C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geog. Rev.*, 38, 55-94.