

PARTIE I

Bilan hydrologique : données générales et modèles

1

Modélisation des écoulements d'eau dans le milieu naturel : approche déterministe ou stochastique ?

M. VAUCLIN, G. VACHAUD

*Institut de Mécanique de Grenoble / Groupe Hydrologie (UMR 101), BP 53 X,
Grenoble Cedex, France*

L'aptitude à décrire et prévoir quantitativement les transferts dans les couches superficielles du sol représente un objectif d'importance dans les domaines des sciences de l'environnement, de l'agronomie, du génie civil et sanitaire, de l'hydrogéologie, etc. C'est en effet dans cette zone, appelée classiquement zone non saturée, que se situent les réserves en eau utilisables par les plantes et qu'ont lieu l'essentiel des transferts conduisant à l'évaporation et l'évapotranspiration, à l'infiltration et à la recharge naturelle et/ou artificielle des aquifères à surface libre, à la fixation, la biodégradation et à la percolation des composés organiques et minéraux.

L'étude de ces transferts dans notre environnement naturel est rendue complexe par le fait qu'il s'agit de considérer un milieu polyphasique (eau-air-solide) pouvant se déformer et dans lequel les concentrations en fluides mouillant (l'eau) et non mouillant (l'air) varient dans le temps et l'espace sous l'action conjuguée de variations d'énergie mécanique et thermique, avec phénomènes d'échanges et de changement de phase, et ce, pour des conditions aux limites de type aléatoire (pluie, vent, rayonnement, etc.).

Les transferts dans un milieu poreux à degré de saturation variable sont décrits à l'échelle macroscopique par des équations aux dérivées partielles fortement non

linéaires. Il s'agit de modèles *conceptuels* puisque fondés sur la connaissance des processus physiques impliqués. Ces modèles permettent de prédire l'évolution spatio-temporelle du milieu poreux, en fonction des conditions initiales et aux limites, par l'intermédiaire de paramètres phénoménologiques.

Dans l'hypothèse d'un milieu continu uniforme et homogène, ces modèles conceptuels sont de type *déterministe* puisque la connaissance des paramètres en un point suffit à caractériser l'ensemble du domaine. De nombreuses études expérimentales, essentiellement effectuées en laboratoire, montrent que cette approche convient pour modéliser les transferts dans les milieux poreux non saturés. En revanche, son extension aux conditions naturelles in situ se heurte à de sérieuses limitations :

- Un sol n'est jamais uniforme et homogène, et ses propriétés physico-chimiques varient d'un point à un autre. Identifier et analyser cette variabilité nécessite alors l'utilisation de concepts statistiques.

Modéliser les transferts correspondants implique qu'à l'aspect déterministe des équations doit s'ajouter une description *stochastique* des paramètres caractéristiques et des conditions aux limites.

- L'aspect stochastique n'implique pas nécessairement que les paramètres et/ou les variables soient aléatoirement distribués dans l'espace. Ils (ou elles) peuvent présenter une structure spatiale horizontale et/ou verticale. Il est donc indispensable d'analyser et de prendre en compte l'éventuelle autocorrélation entre les paramètres, tant au plan de la reconnaissance du milieu que de sa modélisation.

- Dans l'environnement naturel, le caractère aléatoire des conditions aux limites (pluie, évaporation) renforce l'aspect stochastique des modèles conceptuels.

Dans le cadre de cette présentation, il est évidemment exclu de pouvoir traiter ces problèmes dans toute leur généralité.

On se propose ici de présenter, pour des cas de figure relativement simples, une extension possible à l'échelle géophysique, de la modélisation des transferts hydriques établie à l'échelle macroscopique et d'en apprécier la validité par comparaison avec des mesures expérimentales.

Modélisation des transferts hydriques en milieux hétérogènes

Approche conceptuelle

Les transferts isothermes d'eau pure dans un sol homogène et isotrope sont régis par la loi de Darcy généralisée aux milieux poreux non saturés. Jointe à l'équation de conservation de la masse et à la connaissance des caractéristiques hydrodynamiques spécifiques à un sol considéré, elle conduit à l'équation classique de Richards :

$$C(h) \frac{\delta h}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \{K(h) \left(\frac{\delta h}{\delta z} - 1 \right)\} \quad (1)$$

Modélisation des écoulements d'eau

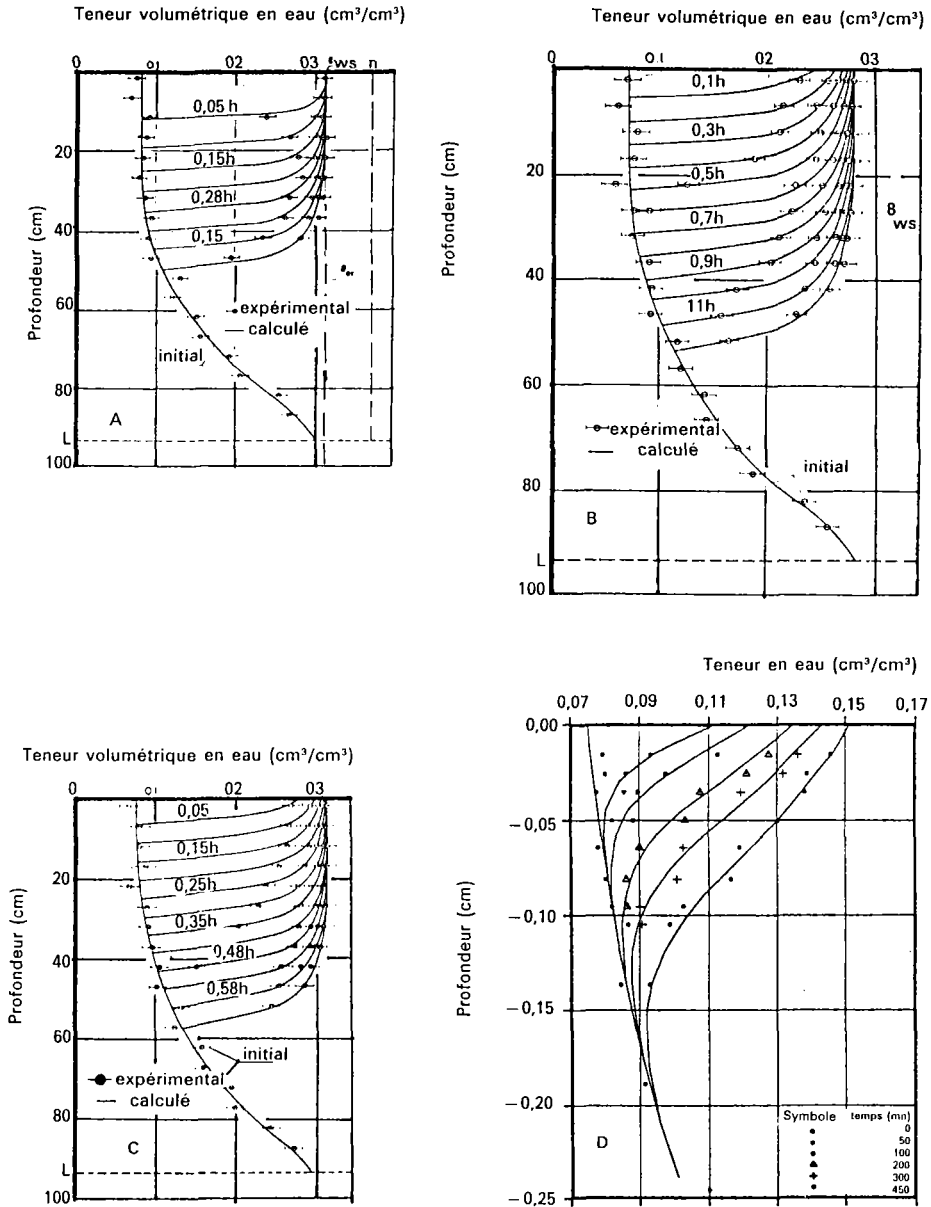


Figure 1. Exemples de comparaison observations/simulation dans les cas d'une infiltration submergeante (A); d'infiltrations sous flux inférieur (B) et supérieur (C) à la perméabilité à saturation; et d'une infiltration à travers une croûte superficielle (D). Les 3 premières figures sont tirées de Touma et Vaucelin (1986), la quatrième est issue d'Aboujaoudé *et al.* (1990).

où h est la pression effective de l'eau qui est une fonction de la concentration volumique θ ; $C(h)$ est la capacité capillaire définie par $d\theta/dh$, $K(h)$ est la conductivité hydraulique, z est la coordonnée verticale orientée positivement vers le bas, t est le temps. Pour des conditions initiales et aux limites données, l'équation (1) qui est fortement non linéaire peut être résolue numériquement, ou dans certains cas particuliers quasi-analytiquement. De nombreux résultats expérimentaux obtenus sur modèles physiques de laboratoire montrent que cette approche mécaniste, conceptuelle, décrit très correctement les transferts dans les sols dont les caractéristiques hydrodynamiques sont homogènes et isotropes. A titre d'exemple, la figure 1 présente quelques résultats de simulation d'écoulements (résolution numérique de l'équation (1)) et leur comparaison avec des observations d'humidité effectuées sur colonne de sol par la spectrométrie gamma.

Variabilité des sols dans l'environnement naturel

Il est bien évident que le sol d'une parcelle, ou d'un bassin versant ne vérifie que très rarement l'hypothèse d'homogénéité sous-tendant ce type d'approche. De nombreuses études expérimentales ont montré que les propriétés hydrodynamiques et les écoulements résultants varient d'un point à un autre sur une verticale (présence de stratifications) et/ou d'une verticale à une autre. Alors que le premier cas de figure ne remet pas nécessairement en cause l'équation (1) (à titre d'exemple, la figure 2 tirée de Vauclin et Vachaud [6] présente la comparaison modèle/expérience dans le cas de l'infiltration et de la redistribution d'eau dans un profil stratifié), le second nécessite une description statistique des paramètres. A cet égard, la théorie de la similitude géométrique en milieux poreux offre un cadre physique agréable. Selon cette dernière (Miller et Miller [3]) les caractéristiques $h_i(\theta)$ et $K_i(\theta)$, en un site quelconque i , se déduisent des relations virtuelles $h^*(\theta)$ et $K^*(\theta)$ d'un milieu de référence par les expressions de similitude suivantes :

$$h_i(\theta) = a_i^{-1} h^*(\theta) \quad \text{et} \quad K_i(\theta) = a_i^2 K^*(\theta) \quad (2)$$

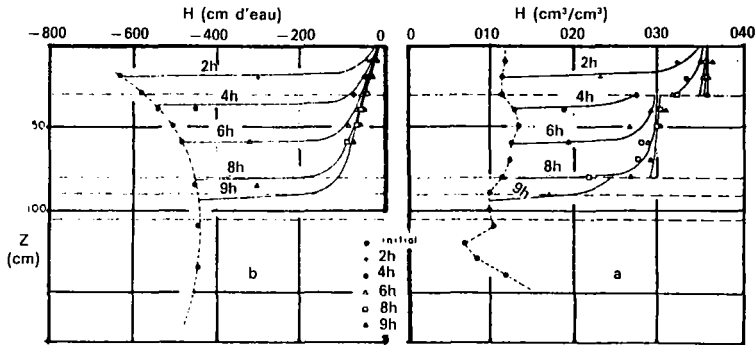
où a_i est le facteur d'échelle relatif au site i .

A titre d'exemple, les figures 3 et 4 donnent les résultats relatifs à des mesures effectuées en différents points et plusieurs profondeurs d'une parcelle de 0,95 ha située à Bambey, Sénégal (Vauclin *et al.*, 1983). Comme on peut le constater, les résultats présentent une grande variabilité. Ainsi pour $h = -100$ cm d'eau, le degré de saturation varie de 0,15 à 0,45 (CV = 95 %). Pour $S = 0,5$, K varie de $3 \cdot 10^{-2}$ mm h^{-1} à 10 mm h^{-1} d'un point à un autre de cette parcelle ! La procédure de mise en facteur d'échelle appliquée à ces résultats conduit à définir des relations moyennes d'échelle $h^*(\theta)$ et $K^*(\theta)$ représentées figures 3b et 4b et une série de facteurs a_i , dont la fonction de distribution est une loi log-normale : $m_A = -0,1229$; $\sigma_A = 0,5274$ avec $A = \ln a_i$.

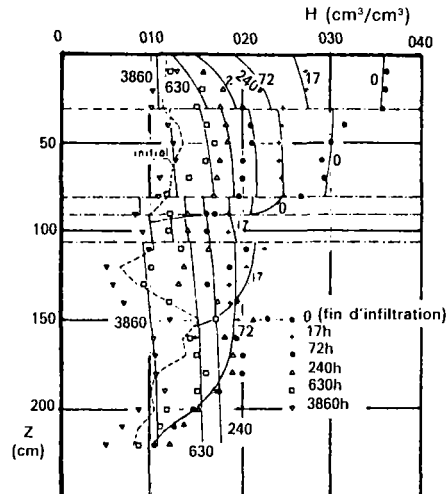
Modélisation stochastique

En assimilant le domaine d'étude à un ensemble de N colonnes verticales de sol, différant par leurs propriétés hydrodynamiques, (Eq. 2), la solution de l'équa-

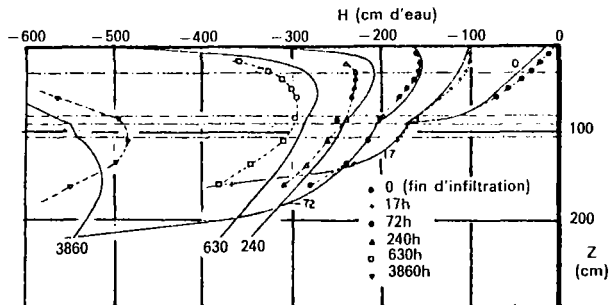
Modélisation des écoulements d'eau



Comparaison entre : (a) les profils hydriques; et (b) de charge hydraulique expérimentaux et numériques, au cours de l'infiltration.



Comparaison entre les profils hydriques expérimentaux (— —) et numériques (——) pour la redistribution.



Comparaison entre les profils de charge hydraulique expérimentaux (— —) et numériques (——) pour la redistribution.

Figure 2. Comparaison observations/simulation dans le cas d'une infiltration suivie de redistribution dans un profil de sol stratifié (tirée de Vaucelin et Vachaud, 1981).

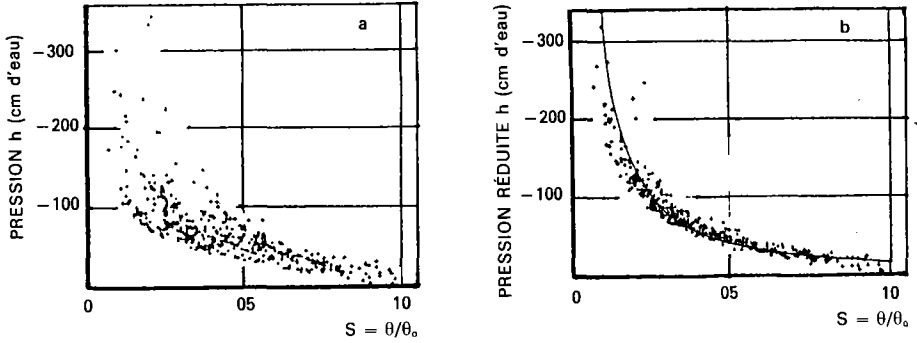


Figure 3. Relations pression-degré de saturation. a. valeurs brutes; b. valeurs réduites par la mise en facteur d'échelle.

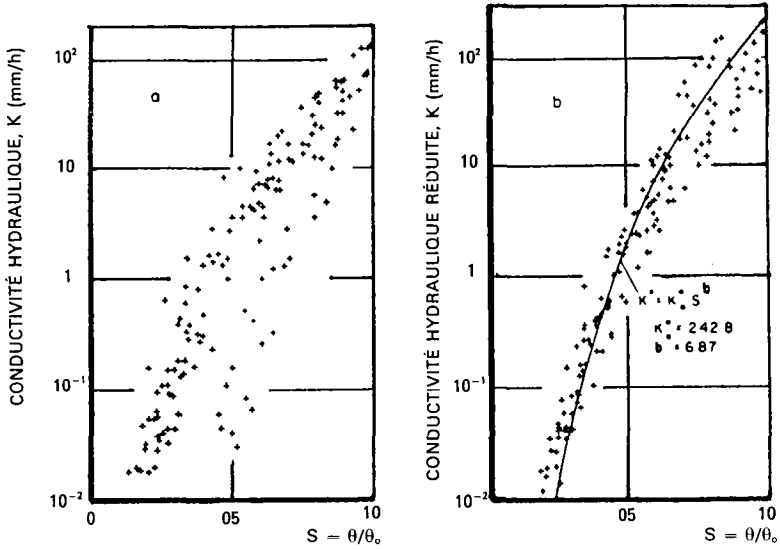


Figure 4. Relations conductivité hydraulique - degré de saturation. a. valeurs brutes; b. valeurs réduites par la mise en facteur d'échelle.

tion (1) pour des conditions initiales et aux limites spécifiées est non seulement une fonction des coordonnées d'espace et du temps, mais également du facteur d'échelle. Ainsi, pression et teneur en eau deviennent également des variables aléatoires de la forme générale suivante :

$$X = g(a, \text{paramètres}, t, z) \quad (3)$$

où les paramètres $h^*(\theta)$ et $K^*(\theta)$ sont uniques sur tout le domaine. Supposant connue (en fait identifiée) la loi de distribution des a , il s'agit donc d'inférer à partir

de la génération de N valeurs les propriétés statistiques de la solution X et notamment ses deux premiers moments : espérance mathématique, $E\{X\}$ qui sous l'hypothèse d'ergodicité est la moyenne spatiale, et variance, $\text{var}\{X\}$. On notera que dans le cas où la fonction g est analytique ces deux paramètres peuvent s'obtenir simplement par le développement de Taylor au 2^e ordre :

$$E\{X\} = g(m_a) \{1 + \epsilon_X\} \quad \epsilon_X = \frac{1}{g(m_a)} \cdot \frac{\delta g^2}{\delta a^2} \Big|_{m_a} \cdot \sigma a^2 / 2 \quad (4a),$$

avec

$$\text{var}\{X\} = \frac{\delta g}{\delta a} \Big|_{m_a}^2 \sigma a^2 \quad (4b)$$

où ϵ_X est l'écart relatif entre l'espérance mathématique de X et la moyenne déterministe $g(m_a)$ qui correspondrait à la solution du problème dans un milieu fictif homogène dont les paramètres hydrodynamiques seraient les moyennes d'échelle $h^*(\theta)$ et $K^*(\theta)$.

La démarche générale est illustrée ci-dessous pour quelques classes d'écoulement.

Quelques exemples de solutions stochastiques

Infiltration submergeante

La figure 5 donne l'évolution dans le temps de l'infiltration cumulée moyenne $E\{I\}$ calculée à partir de la résolution de l'équation (1) ainsi que les valeurs $I(t)$ correspondant aux premier et dernier quartiles de la fonction de distribution de a. Ainsi, à $t = 1$ h, sur 25 % de la surface du domaine d'étude, la lame d'eau infiltrée serait inférieure à 108 mm et supérieure à 405 mm. Les valeurs moyennes expérimentales estimées à partir de 23 essais à l'infiltromètre double-anneau ainsi que les domaines de variations associés sont également reportés.

Outre un accord très satisfaisant avec les valeurs prédites, on notera que supposer le milieu homogène et uniforme

[solution déterministe obtenue avec $a = 1$]

reviendrait à sous-estimer de 20 % environ la quantité moyenne d'eau infiltrée.

Le Tableau I donne à différents temps les principaux paramètres de la fonction de répartition du front d'infiltration. Le caractère fortement asymétrique et aplati de la fonction de répartition implique que les valeurs les plus probables (mode) sont très différentes des valeurs moyennes ($E\{z_t\}$).

Tableau I. Paramètres de la distribution du front d'infiltration.

t (h)	E {z _t } (cm)	var {z _t } (cm ²)	CV	Mode (cm)	Médiane (cm)
0,1	14,1	6,86	0,18	7,90	11,6
0,25	29,5	645,6	0,86	12,9	22,4
0,5	55,8	3 230,4	1,00	19,7	39,5
1,0	110,0	15 376	1,12	32,1	73,0

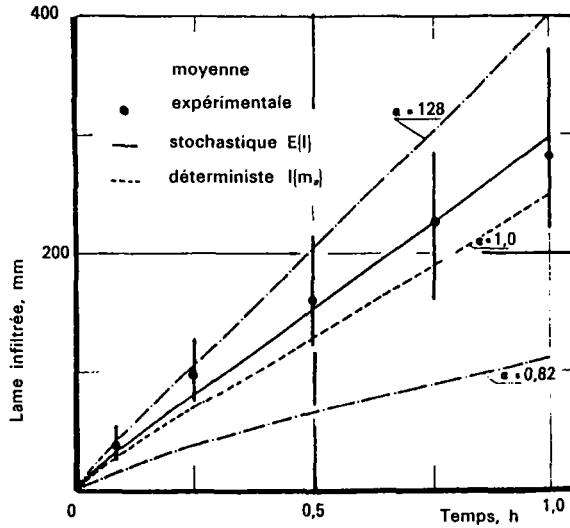


Figure 5. Évolution en fonction du temps de la lame infiltrée. Les barres verticales correspondent au domaine de variation des valeurs mesurées sur les 23 sites.

Cas du drainage gravitaire

Sous certaines hypothèses (gradient unitaire de charge hydraulique, flux nul à la surface, translation des profils hydriques parallèlement à eux-mêmes), il est possible de montrer (Vauclin et Vachaud, 1987) que la solution stochastique de l'équation (1) compte tenu des relations (2) s'exprime par :

$$\theta(z,t,a) = \theta_0 \left\{ 1 + a^2 \frac{b-1}{\theta_0} K^* \frac{t}{z} \right\}^{1/1-b} \text{ pour la teneur en eau} \quad (5a)$$

et

$$q(z,t,a) = a^2 K^* \left\{ 1 + a^2 \frac{b-1}{\theta_0} K^* \frac{t}{z} \right\}^{b/1-b} \quad (5b)$$

pour le flux

La figure 6 donne les évolutions en fonction du temps de la teneur en eau à la cote $z = 110$ cm calculées pour $a = 1$ (solution déterministe), $a = 0,624$ (premier quartile), $a = 1,28$ (dernier quartile) ainsi que la valeur moyenne $E\{\theta\}$. Les valeurs moyennes expérimentales obtenues par humidimétrie neutronique en 23 sites sont également reportées ainsi que les écarts-types associés. L'accord entre moyennes et écarts-types expérimentaux et numériques est là encore très satisfaisant. Les paramètres de la fonction de répartition des humidités font apparaître que les teneurs en eau sont distribuées normalement comme le montrent de nombreuses études expérimentales.

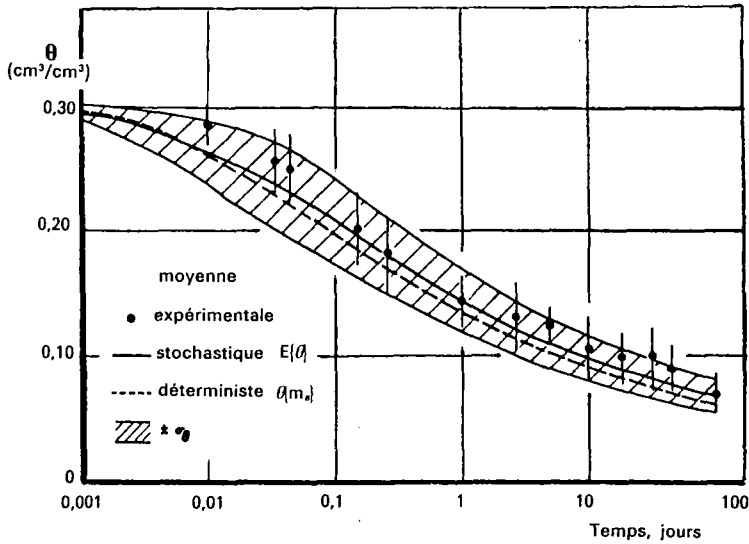


Figure 6. Évolution en fonction du temps de la teneur en eau volumique à la cote $z = 110$ cm, au cours du drainage gravitaire. Les barres verticales correspondent aux écarts-types expérimentaux.

On notera que les expressions (4) permettent d'étudier aisément la sensibilité des processus d'infiltration et de drainage à l'hétérogénéité du milieu, exprimée notamment par le coefficient de variation du facteur d'échelle :

$$CV_a^2 = \exp \sigma_A^2 - 1.$$

La figure 7 présente l'évolution en fonction du temps des écarts relatifs ε_X (équation 4a) entre moyenne stochastique $E\{X\}$ et déterministe $X(m_0)$ pour les flux d'infiltration et de drainage et 3 valeurs de CV_a . Il apparaît que, pour des sols certes fortement non uniformes mais non rares, comme le montrent de très nombreuses évidences expérimentales, les écarts peuvent atteindre 150 % !

Cas de l'infiltration sous flux

L'équation (1) a été résolue pour des conditions de Neumann par la méthode intégrale (Boulier *et al.* [2]) fondée sur la relation flux-concentration proposée par Philip [4]. La solution ainsi obtenue, couplée à la description statistique des paramètres hydrodynamiques suggérée par les équations (2) conduit là encore à exprimer la réponse du milieu en termes probabilistes. A titre d'exemple, la figure 8 présente les valeurs moyennes et les variances des profils hydriques pour 3 valeurs (0,1 K^* , K^* , 5 K^*) du flux q_0 imposé à la surface. L'écart entre moyennes déterministe et stochastique est d'autant plus patent que le flux d'apport est important. On notera également les variances importantes de la teneur en eau avec des extrêmes situés au voisinage des fronts moyens d'humidification. La figure 9 illustre la fonction de répartition du temps de submersion qui peut aussi être

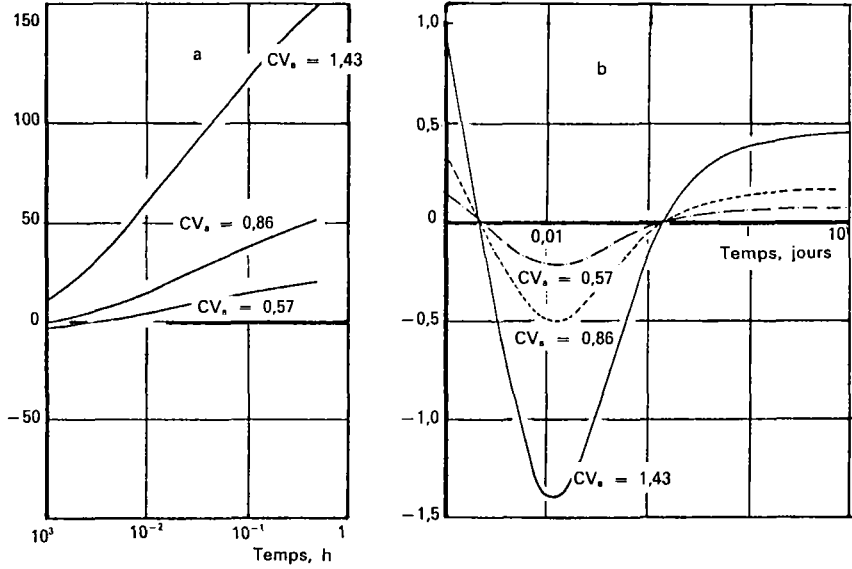


Figure 7. Étude de sensibilité de l'écart relatif entre moyennes stochastiques et déterministes au coefficient de variation du facteur d'échelle : $CV_z = 0,57$ correspond à la variabilité observée ($\sigma_L^2(n\alpha = 0,2782)$); $CV_z = 0,86$ et $CV_z = 1,43$ correspondent à $2\sigma_L^2 n\alpha$ et $4\sigma_L^2 n\alpha$ respectivement : a. flux d'infiltration; b. flux de drainage à la cote $z = 110$ cm.

interprétée comme l'évolution temporelle du pourcentage de flaques présentes sur la surface. Dans le cas $r = q_0/K^* \leq 1$, ce pourcentage, inexistant du point de vue déterministe, est déjà très significatif (59 %) pour le modèle stochastique. Il correspond, d'après la figure 10, à une lame ruisselée représentant environ 30 % de la lame d'eau apportée. Cette dernière figure illustre également l'influence de la variabilité du milieu sur la lame ruisselée. Alors que pour un sol homogène caractérisé par une perméabilité K^* , uniforme, des intensités de pluie inférieures à K^* , n'engendrent aucun écoulement de surface, la variabilité du milieu tend à augmenter le ruissellement aux faibles valeurs de q_0/K^* , et ce d'autant plus que les variations sont plus importantes, et à le diminuer aux fortes valeurs. Ce résultat nous semble devoir être relié au problème de changement d'échelle dans l'estimation et la modélisation des bilans hydrologiques.

Conclusions

Au vu de ces quelques exemples, pris parmi beaucoup d'autres, il paraît indéniable, au plan théorique, qu'une conception trop étroitement déterministe des transferts dans les sols non uniformes peut conduire à des estimations erronées des écoulements. L'analyse théorique stochastique montre également que dans le cas

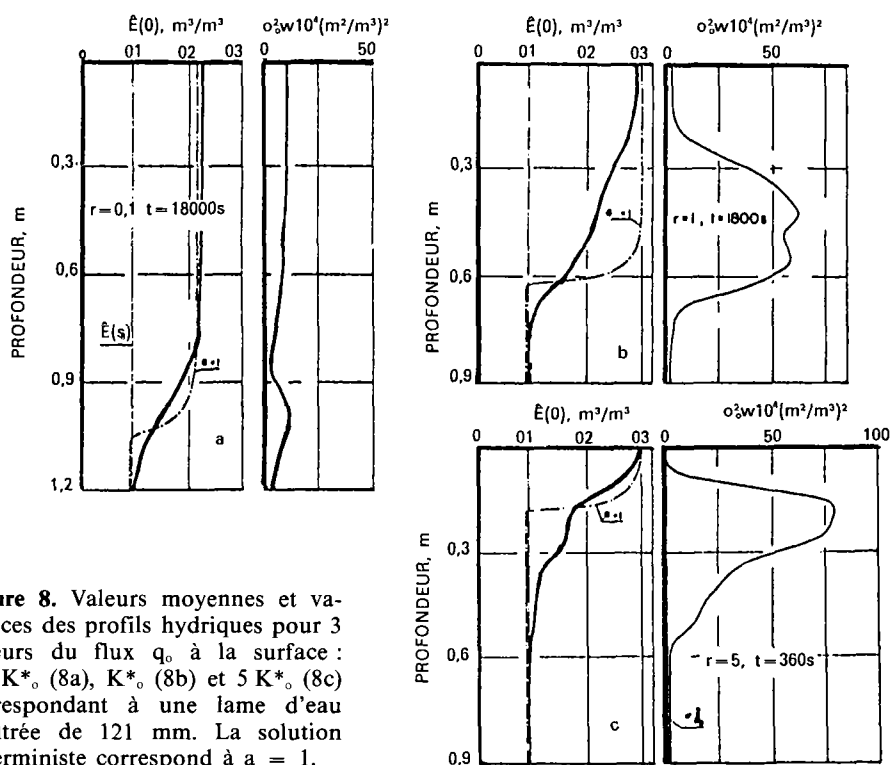


Figure 8. Valeurs moyennes et variances des profils hydriques pour 3 valeurs du flux q_0 à la surface : $0,1 K^*$. (8a), K^* . (8b) et $5 K^*$. (8c) correspondant à une lame d'eau infiltrée de 121 mm. La solution déterministe correspond à $a = 1$.

général des écoulements transitoires non saturés, il n'existe pas de propriétés effectives, c'est-à-dire de caractéristiques hydrodynamiques pour lesquelles la solution de l'équation (1) serait celle de l'écoulement moyen.

A titre d'exemple, la figure 11 montre que de telles propriétés dépendraient notamment des conditions initiales et aux limites utilisées dans une expérimentation (simulée ici) visant à les déterminer. Autrement dit, on ne peut pas représenter un domaine de sol non uniforme par un milieu poreux homogène équivalent. Au plan pratique, il semble indispensable de prendre en compte la variabilité naturelle des sols, tant dans leur reconnaissance et échantillonnage que dans leur gestion.

Remerciements

Une partie de cette étude a été réalisée dans le cadre du projet « Spatial Variability of Land Surface Processes » financé par les Communautés Européennes - DG XII.

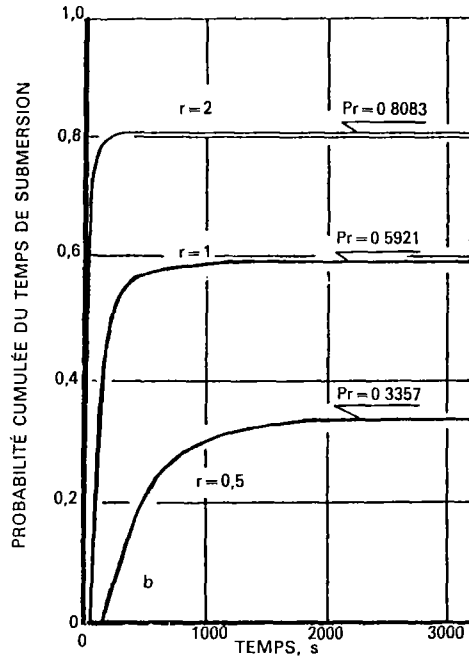


Figure 9. Loi de distribution du temps de submersion pour 3 valeurs du flux q_0 à la surface : $0,5 K^*_0$; K^*_0 et $2 K^*_0$. Pr est le pourcentage de flaques en régime permanent.

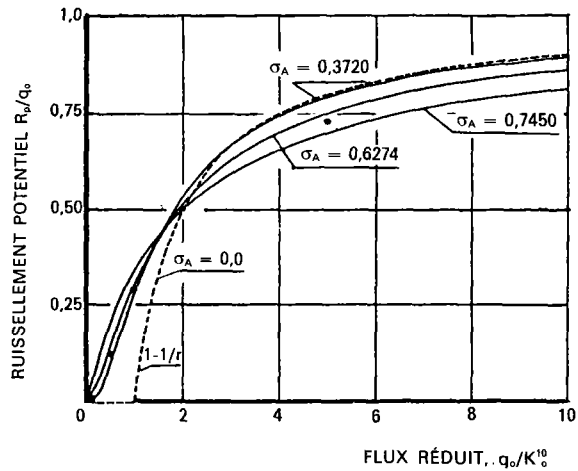


Figure 10. Relation ruissellement-intensité d'apport pour 3 variabilités σ_A et pour le cas déterministe (-----).

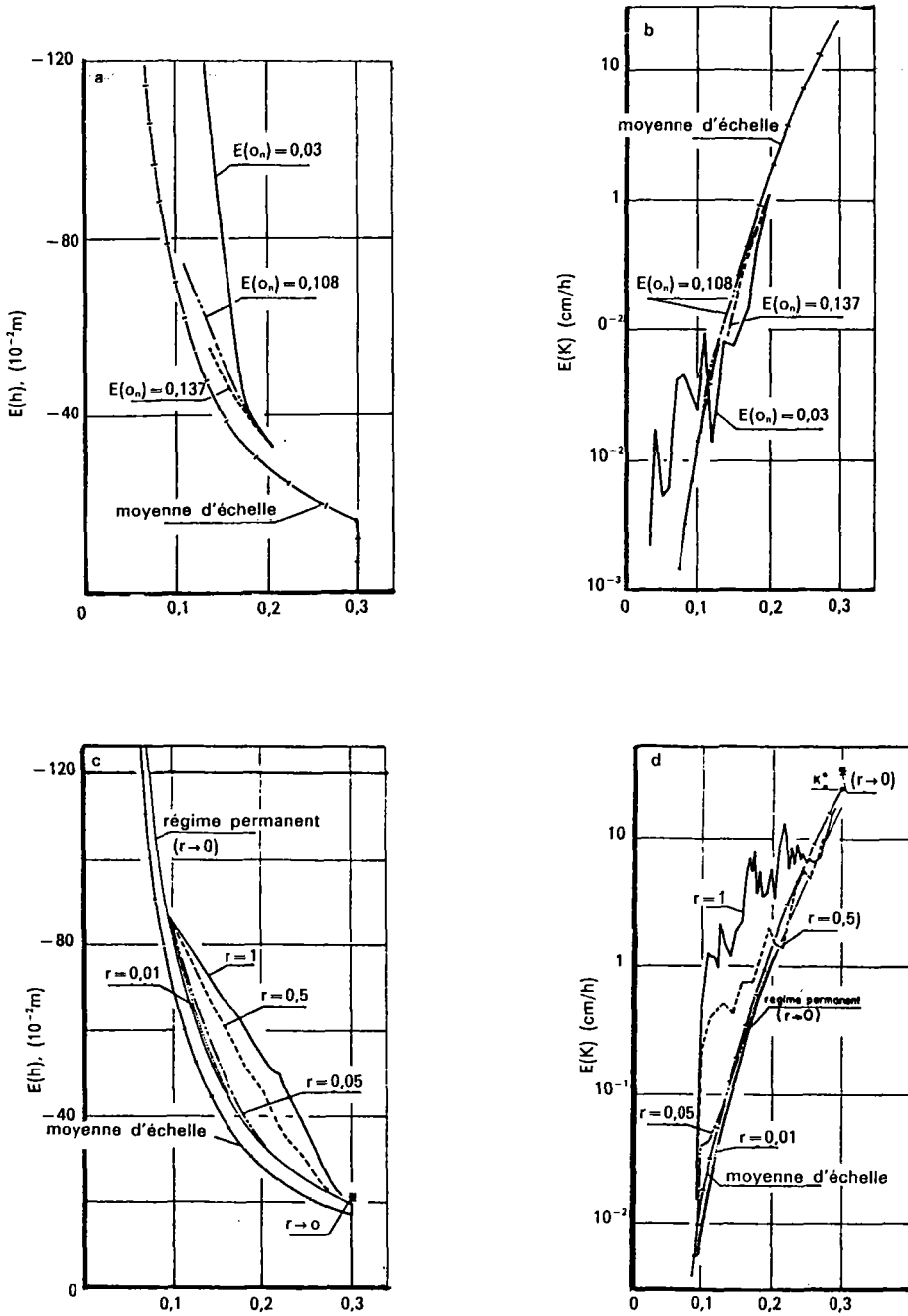


Figure 11. Propriétés effectives calculées pour différentes valeurs d'humidité initiale (11a et 11b) et du flux réduit $r = q_0/K^*$ (11c et 11d).

Références

1. Aboujaoudé A., Belleudy Ph., Vauclin M. (1990). A numerical study of infiltration through crusted soils : flat and other surface configurations. Accepté pour publication à Soil Technology.
2. Boulier J.-F., Touma J., Vauclin M. (1984). Flux-concentration based solution of constant flux infiltration equation. Infiltration into non uniform initial moisture profiles. Soil Sci. Soc. Am. J. 48 : 245-251.
3. Miller E.E., Miller R.D. (1956). Physical theory for capillary flow phenomena. J. Appl. Phys. 27 : 324-332.
4. Philip J.R. (1973). On solving the unsaturated flow equation. 1. The flux-concentration relation. Soil Sci. 116 : 328-335.
5. Touma J., Vauclin M. (1986). Experimental and numerical analysis of two-phase infiltration in a partially saturated soil. Transp. in Porous Media 1 : 27-55.
6. Vauclin M., Vachaud G. (1981). Bilan hydrique dans le Sud-Tunisien. II. Modélisation numérique et prévision des transferts hydriques en sol stratifié. J. of Hydrol. 49 : 53-73.
7. Vauclin M., Imbernon J., Vachaud G., Dancette C. (1983). Description expérimentale et modélisation stochastique des transferts par mise en facteur d'échelle des propriétés hydrodynamiques des sols. Proc. IAEA SM 267/25 : 103-124.
8. Vauclin M., Vachaud G. (1987). Caractérisation hydrodynamique des sols : analyse simplifiée des essais de drainage interne. Agron. 7 : 647-655.

2

Modèle hydrogéologique en zone aride ou semi-aride

A. DASSARGUES, A. MONJOIE

*Faculté des Sciences appliquées, Université de Liège, au Sartiliman,
Bâtiment B 19, 4000 Liège, Belgique*

Si les nappes d'eaux souterraines en zone aride à semi-aride ont des caractéristiques hydrogéologiques classiques, leurs conditions de réalimentation et d'exploitation induisent des problèmes particuliers dont on doit tenir compte lors de leur modélisation.

Au point de vue exploitation, le manque d'eau potable de ces régions conduit à exploiter des aquifères de faible capacité qui, en Europe, ne seraient retenus que pour des besoins individuels ou très locaux. En zone aride ou semi-aride, un puits donnant 1 à 18 m³/h est souvent une aubaine.

D'autre part, la dispersion des populations impose une implantation tout aussi diffuse des puits d'exploitation d'eaux souterraines.

Ces deux caractéristiques sont également imposées par le caractère aléatoire et très limité de l'alimentation naturelle des nappes. Il faut « tenir » sur les réserves de la nappe durant de longues périodes dépassant souvent quelques années.

De manière à optimiser l'exploitation des nappes sans épuiser leurs réserves, des modèles mathématiques déterministes et physiquement significatifs sont utilisés. Leur avantage consiste à intégrer toutes les données disponibles, d'approximer de façon logique et fiable les données manquantes et de fournir une réponse globale montrant les tendances de la nappe en régime transitoire.

Les modèles hydrogéologiques, physiquement significatifs, sont basés sur des lois d'écoulement en milieu poreux utilisant comme paramètres la transmissivité (ou la perméabilité), le coefficient d'emménagement et des coefficients d'infiltration. Le calcul est réalisé en résolvant l'équation différentielle avec les paramètres spécifiés, les sollicitations extérieures et les conditions aux limites imposées.

La solution proposée par le modèle consiste en une description de la piézométrie (ou du champ de pression).

Dans les hypothèses prises pour le calcul et dans la description géométrique de l'aquifère (discretisation en sous-régions) nécessaires pour la simulation numérique, il est indispensable de prendre en compte les caractéristiques essentielles de chaque cas étudié.

Vu les faibles réalimentations naturelles des nappes, il est par exemple indispensable de réaliser des simulations en mode transitoire.

Caractéristiques principales des aquifères

Les principales nappes que nous avons eu l'occasion d'étudier en zone aride ou semi-aride peuvent être caractérisées comme suit.

Nappes alluviales logées dans les dépôts sablo-graveleux des Oued ou Kori

Généralement, le problème est classique et la modélisation n'implique pas de problèmes particuliers aux zones arides, hormis la réalimentation qui est épisodique, sauf pour les grands fleuves pérennes.

Ce point est certes important mais ne modifie pas la conception du modèle que nous appliquons en Europe.

Les nappes à surface libre doivent être étudiées en régime transitoire. Vu les larges superficies concernées, il est indispensable de pouvoir traiter le problème sans changement de discrétisation (remaillage) après chaque pas de temps. Le programme utilisé permet donc de prendre en compte la non-linéarité de la transmissivité car celle-ci dépend de la hauteur piézométrique qui est elle-même calculée par le modèle.

Moyennant une bonne gestion et si possible une réalimentation artificielle, ces aquifères offrent des potentialités remarquables. Dans certains cas, on trouve, sous les alluvions actuelles, un paléo-relief à dépôt graveleux, fournissant des réserves aquifères pluriannuelles à condition d'en assurer la réalimentation en périodes pluvieuses.

Nappes du manteau d'altération

Elles sont également classiques mais leur réalimentation est très limitée.

Elles se tarissent vite et sont surtout sensibles aux pollutions. Très exploitées par puits artisanaux, donnant des débits limités et très variables, elles méritent rarement une modélisation mathématique.

Nappes des « dallols » du Niger

Ces nappes méritent une attention particulière. Les horizons sableux qui les contiennent présentent des variations de faciès rapides, les corrélations entre deux puits, parfois distants de quelques centaines de mètres, étant aléatoires.

Les lentilles sableuses ont des extensions limitées, ce qui pose le problème de la réalimentation de tels aquifères via les horizons silto-argileux encaissants (aquitards). Ces intercalaires étant généralement assez compressibles, il en résulte qu'une baisse de pression de l'aquifère entraîne un tassement de l'aquitard avec expulsion d'eau de celui-ci. Si le phénomène est favorable à court terme, il implique par tassement de l'aquitard une diminution de la perméabilité de celui-ci et par voie de conséquence une réduction notable de l'alimentation de la lentille sableuse.

Le phénomène est souvent ignoré ou négligé par les hydrogéologues alors qu'il est bien connu des géotechniciens s'occupant des tassements induits en surface dans de tels environnements. Le phénomène, d'autant plus intense que le rabattement est important, est sans doute responsable pour une part de la baisse progressive du rendement des puits dans ces aquifères.

Le phénomène peut être approché mathématiquement et il est évident que tout modèle dans de tels aquifères doit en tenir compte.

Les paramètres intervenant dans l'équation d'écoulement en milieu poreux sont le coefficient de perméabilité K et le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s .

Ces grandeurs sont fonction de l'état de contrainte régnant dans le milieu. Dans le cas où la compressibilité de l'eau et la compressibilité des grains solides sont négligées par rapport à la compressibilité du milieu poreux due à un réarrangement des grains (diminution de la porosité), on peut écrire :

$$S_s = \rho \cdot g \cdot \alpha$$

où $\rho \cdot g$ = poids volumique de l'eau

α = coefficient de compressibilité du milieu poreux.

Les terrains compressibles ont un caractère argileux prépondérant et leur compressibilité est déterminée par des essais oedométriques. Il vient :

$$S_s = \rho \cdot g / A \cdot \sigma' \text{ en régime élastique}$$

$$S_s = \rho \cdot g / C \cdot \sigma' \text{ en régime plastique}$$

où A = constante de gonflement (élastique) du milieu

C = constante de compression (plastique) du milieu

σ' = la contrainte effective.

Les constantes A et C sont déterminées par l'essai oedométrique, de même que la contrainte effective de préconsolidation ($\sigma'_{\text{préc}}$) limitant le domaine élastique et le domaine plastique. On constate que S_s va varier en fonction de σ' et donc en fonction des conditions de pression d'eau dans le milieu poreux. Le modèle utilisé permet de tenir compte de cette variation du coefficient d'emmagasinement spécifique.

La réduction du volume des vides due au réarrangement des grains lors d'un tassement provoque une baisse de la perméabilité du milieu poreux. Différentes relations liant la perméabilité à l'indice des vides ou à la porosité peuvent être aisément introduites dans le modèle. Dans le cas des couches compressibles argileuses d'origine marine nous avons utilisé avec succès l'équation :

$$K = \exp (\alpha_N \cdot e + \beta_N)$$

Les coefficients α_N et β_N sont à déterminer pour chaque milieu poreux compressible de nature différente, sur base d'essais ayant fourni des valeurs de K et des valeurs de l'indice des vides e .

L'introduction dans le modèle des variations de S_s et de K entraîne l'apparition dans celui-ci d'un couplage écoulement — tassement, doublé des non-linéarités de ces paramètres.

Ce genre d'étude implique un modèle nettement tridimensionnel, de géométrie très complexe, fonctionnant en régime transitoire avec évolution des caractéristiques K et S_s en fonction des variations de pression.

Aquifère logé dans les fissures du substratum rocheux

Il correspond à une nappe classique de fissures. Hétérogène et très anisotrope, il est souvent difficile à modéliser correctement, même en Europe. Dans les cas que nous avons été amené à traiter, notamment au Mali, en Guinée..., le substratum n'est aquifère qu'au droit de certaines failles ou dans et à proximité de filons ou dyke de roches éruptives, notamment des dolérites.

En cas de substratum affleurant ou subaffleurant, le caractère rare et aléatoire des pluies conditionne fortement le débit moyen annuel exploitable. Heureusement, dans les zones arides ou semi-arides, le substratum rocheux est souvent recouvert par une épaisse couche de manteau d'altération, siège de la nappe superficielle dont il est question ci-avant.

Ces accidents constituent des axes de drainage préférentiels, autorisant des débits souvent élevés, fonction de l'extension des sillons de rabattement induit. Ceux-ci, drainant per descensum la nappe superficielle, assurent ainsi une alimentation plus pérenne et différée dans le temps, permettant de franchir des périodes plus ou moins longues de sécheresse.

Un tel aquifère implique une modélisation susceptible de représenter valablement les axes de drainage préférentiels que sont les failles ou filons et la drainance verticale de la nappe superficielle.

De plus, le caractère évolutif dans le temps de l'alimentation nécessite un fonctionnement en régime transitoire.

Seul un modèle réellement 3 D et fonctionnant en régime transitoire permet de simuler un tel comportement. Par contre, la géométrie du modèle est relativement simple par rapport à celle des dallols.

Modélisation de nappes captives classiques du type de la nappe du Maestrichtien

Elle ne pose pas de problème particulier en zone aride ou semi-aride.

Cependant leur modélisation en mode transitoire est impérative car trop souvent leur facilité d'exploitation et les bons débits obtenus conduisent à une surexploitation inquiétante avec baisse de pression et diminution des caractéristiques K et S_s s'il y a des terrains compressibles surincombants ou intercalaires.

Enfin, l'alimentation réduite des nappes en zone aride et semi-aride et son caractère aléatoire impliquent de pouvoir modéliser correctement le phénomène et de calculer correctement le temps de transfert entre surface et nappe.

De plus, l'augmentation des besoins par rapport aux dimensions souvent réduites de la plupart des aquifères conduit à envisager une réalimentation artificielle des nappes. Cette réalimentation peut provoquer des modifications de K et S_s par dissolution ou précipitation des ions, échanges de base, variation de température. Les modèles utilisés doivent pouvoir tenir compte de ces phénomènes.

Modèle hydrogéologique

Parmi les modèles mathématiques de type déterministe et physiquement significatifs, seuls les modèles éléments finis nous paraissent réunir les caractéristiques nécessaires pour « coller à la réalité ».

Les éléments peuvent être de forme quelconque (3 D, plan 2 D, 1 D type tube,...) et la variabilité des caractéristiques hydrogéologiques peut y être introduite. Avec le code LAGAMINE mis au point à l'Université de Liège par le laboratoire M.S.M. et adapté par les L.G.I.H. aux phénomènes hydrogéologiques, nous avons pu résoudre les différents problèmes cités ci-avant.

Le programme se présente sous forme modulaire, ce qui a permis les adaptations aisées de la loi constitutive pour tenir compte des phénomènes couplés (écoulement-tassement, par exemple) et des variations des paramètres en fonction du temps et éventuellement de la pression d'eau.

Cependant, un des gros problèmes subsistant en zone aride et semi-aride est le manque de données et le manque d'historique de données pour pouvoir caler valablement le modèle.

Les valeurs des paramètres ne sont connues que dans certaines zones locales et l'hydrogéologue doit fournir des estimations pour les autres zones.

Néanmoins, dès que le modèle est choisi, les reconnaissances hydrogéologiques in situ peuvent être orientées de manière à satisfaire ses besoins en données.

La procédure de « calibration » du modèle consiste ensuite à minimiser la différence entre mesures et résultats par l'ajustement des données d'entrée jusqu'à ce que le modèle reproduise les conditions du champ mesuré avec un niveau de précision acceptable.

Une étude de la sensibilité du modèle par rapport aux différents paramètres est souvent très importante. Ce type d'analyse doit pouvoir couvrir les aspects suivants :

- étudier les interactions entre paramètres (relations éventuelles);
- déterminer la plage de variation optimum pour un paramètre, et l'influence d'une variation (choisie dans cette plage) sur certains résultats;
- déterminer éventuellement les « importances » respectives des différents paramètres intervenant dans le modèle.

Les conclusions de ce type d'étude peuvent amener à diriger les prospections ultérieures vers des endroits considérés comme particulièrement « sensibles » pour la précision des résultats du modèle.

Conclusions

Lors de l'utilisation d'un modèle mathématique pour simuler le comportement de nappes régionales, en zone aride ou semi-aride, il est indispensable de tenir compte de façon précise des caractéristiques propres de ces nappes :

- respecter le plus possible, par une approche 3 D, la géométrie de l'aquifère;
- évaluer les paramètres sur base d'un nombre suffisant d'essais et mesures;

- introduire des conditions initiales cohérentes et des conditions aux frontières influençant au minimum les résultats recherchés dans la zone sollicitée;
- réaliser les simulations en mode transitoire.

Préalablement à ces recommandations, qui influencent fortement le degré de fiabilité du modèle, il est nécessaire de réaliser une collecte de données aussi exhaustive que possible. Ensuite, en découle le choix des paramètres, la phase de calibration et les résultats prévisionnels du modèle.

D'autre part, il faut être vigilant par rapport à des phénomènes induits, tels que les tassements, diminution de porosité et de perméabilité... et en tenir compte dans les modélisations. Ce type de non-linéarités des paramètres, appliquées à un modèle réellement 3 D, augmente fortement le temps de calcul (CPU time) consommé, mais les ordinateurs ou « stations de travail » de plus en plus puissants et de moins en moins onéreux permettent et permettront dans l'avenir ce type d'analyse à des coûts raisonnables.

Références

1. Castany G. (1968). Prospection et exploitation des eaux souterraines. Paris : Dunod, 717 p.
2. Dassargues A., Bolly P.Y., Monjoie A. (1988). Finite difference and finite element modelling of an aquifer in Cretaceous chalk, Proceedings of the 6th Int. Conf. on Numerical Methods in Geomechanics. Innsbruck : Balkema.
3. Dassargues A., Radu J.-P., Charlier R. (1988). Finite elements modelling of a large water table aquifer in transient conditions. Advances in Water Resources, 11 (2), Computational Mechanics Publications.
4. Dassargues A. (1990). Modèles mathématiques en hydrogéologie et paramétrisation, Bulletin de la Société Géologique de Belgique, 1990 (à paraître).
5. Delvaux Th., Monjoie A. (1987). Projet de forages à Dosso (Niger); ensablement des puits. Rapport LGIH, Université de Liège pour l'Agence Générale de Coopération au Développement de Belgique (non publié).
6. De Marsily G. (1981). Hydrogéologie quantitative. Paris : Masson, 440 p.
7. Fetter G.W. (1988). Applied Hydrogeology, Second edition, Messil Publishing Company.
8. Halleux L., Monjoie A., Van Lierde M. (1984). Mission de Prospection hydrogéologique pour l'implantation de 35 puits le long de la voie ferrée Bamako-Kidira (Mali), Rapport LGIH, Université de Liège pour l'Agence Générale de Coopération au Développement de Belgique (non publié).
9. Michiels Th., De Rijdt R., Perin P. et Monjoie A., 1989. Forages à Dosso (Niger), Rapport LGIH. Université de Liège pour l'Agence Générale de Coopération au Développement de Belgique, non publié.
10. Monjoie A. (1985). Note au cours d'Hydrogéologie, Université de Liège.

3

Le modèle hydrologique CEQUEAU : exemples d'application

G. MORIN

INRS-Eau, Université du Québec, CP 7500, Ste-Foy, Québec, G1V 4C7, Canada

La prévision hydrologique est un des aspects les plus importants de l'hydrologie appliquée. Elle intervient nécessairement pour le contrôle des inondations, la régularisation des cours d'eau, la production hydro-électrique, le dimensionnement des ouvrages hydrauliques et, compte tenu de l'utilisation toujours plus intense des ressources en eau, la prévision devient de plus en plus nécessaire pour la gestion de la ressource et le contrôle de la pollution.

Pour répondre de façon adéquate à ces besoins, les hydrologues ont développé des outils que l'on appelle modèles hydrologiques. Ces modèles ont évolué très rapidement depuis quelques décades avec l'avènement des ordinateurs de plus en plus puissants.

Modèles hydrologiques

Bien que le terme « modèle » soit d'utilisation très générale, il est habituellement utilisé pour décrire un ensemble de formules mathématiques et d'algorithmes représentant l'état d'un système et son évolution sous l'influence de certaines variables.

En hydrologie, on distingue deux types de modèles : modèle déterministe; modèle stochastique.

Un modèle déterministe ne contient pas d'éléments aléatoires et détermine de manière « certaine » l'état et l'évolution du système en fonction des variables considérées.

Dans un modèle stochastique, en plus de variables mesurables et observables, interviennent une ou plusieurs variables aléatoires correspondant à l'effet possible de facteurs non contrôlés par les variables définissant le modèle.

Modèle déterministe

La plupart des modèles de ce type ne sont pas complètement déterministes. Certaines parties du cycle hydrologique sont schématisées; pour cette raison, il est plus précis de les appeler « modèles paramétriques » ou encore « modèles conceptuels ». Cela signifie qu'ils sous-entendent une certaine conception du cycle hydrologique et que les paramètres utilisés ont un sens physique représentant les variations propres à un phénomène (ex. : infiltration, fonte de neige, etc.).

Généralement, les modèles paramétriques décomposent le cycle hydrologique en « parties », telles que précipitation, fusion de la neige, infiltration, évaporation, écoulement superficiel et retardé, etc. Deux types d'approches sont utilisées pour conduire à des modèles qu'on appelle « modèle de ruissellement » ou « modèle à bilan ».

Dans les modèles de ruissellement, on considère comme « pertes » l'infiltration et l'évaporation. Inversement, les modèles à bilan cherchent à réaliser un bilan complet des volumes d'eau de la façon la plus réaliste possible.

Les modèles paramétriques peuvent être classés en deux groupes, soit :

- (1) modèle global : le bassin versant est considéré dans son ensemble pour la lame d'eau produite et le débit est obtenu en utilisant une fonction d'étalement;
- (2) modèle matriciel : le bassin versant est subdivisé en éléments et la lame d'eau produite sur chacun des éléments est transférée d'un élément à l'autre pour obtenir le débit à l'exutoire de chaque élément.

Le modèle hydrologique CEQUEAU, développé à l'INRS-Eau depuis 1971, est un modèle paramétrique matriciel à bilan.

Le modèle hydrologique CEQUEAU

Le modèle hydrologique CEQUEAU est un modèle qui prend en compte les caractéristiques physiques du bassin versant par le découpage de celui-ci en éléments de même dimension. Cette discrétisation spatiale du bassin versant permet de suivre l'évolution spatio-temporelle des phénomènes, de prévoir l'effet de toute modification physique du bassin versant et de prendre en compte des réservoirs réels ou fictifs. Enfin, le découpage du bassin versant facilite l'utilisation de la télédétection pour définir certaines caractéristiques physiographiques et estimer certaines variables telles que précipitation, couvert neigeux, etc.

Schématisation du bassin versant

Le découpage dans l'espace d'un bassin versant peut être très varié dans sa forme et sa densité. Pour le modèle CEQUEAU, nous avons retenu des surfaces carrées

de dimensions semblables. En pratique, cela se traduit par la superposition d'une grille délimitant des éléments de surface que nous appellerons « carreaux entiers » (figure 1). La dimension de chaque « carreau entier » dépend de la superficie du bassin versant étudié, de sa topographie et du nombre de stations météorologiques disponibles. On considère que pour un bassin versant relativement homogène, un découpage donnant de 25 à 75 carreaux entiers nous permet d'obtenir des résultats satisfaisants. Le modèle a été mis en opération avec des superficies de carreaux variant de 0,25 km² à 900 km².

Pour chaque « carreau entier », on évaluera les caractéristiques physiographiques (altitude du coin sud-ouest, % forêt, % lac, % marais) qui sont nécessaires pour effectuer le bilan hydrologique.

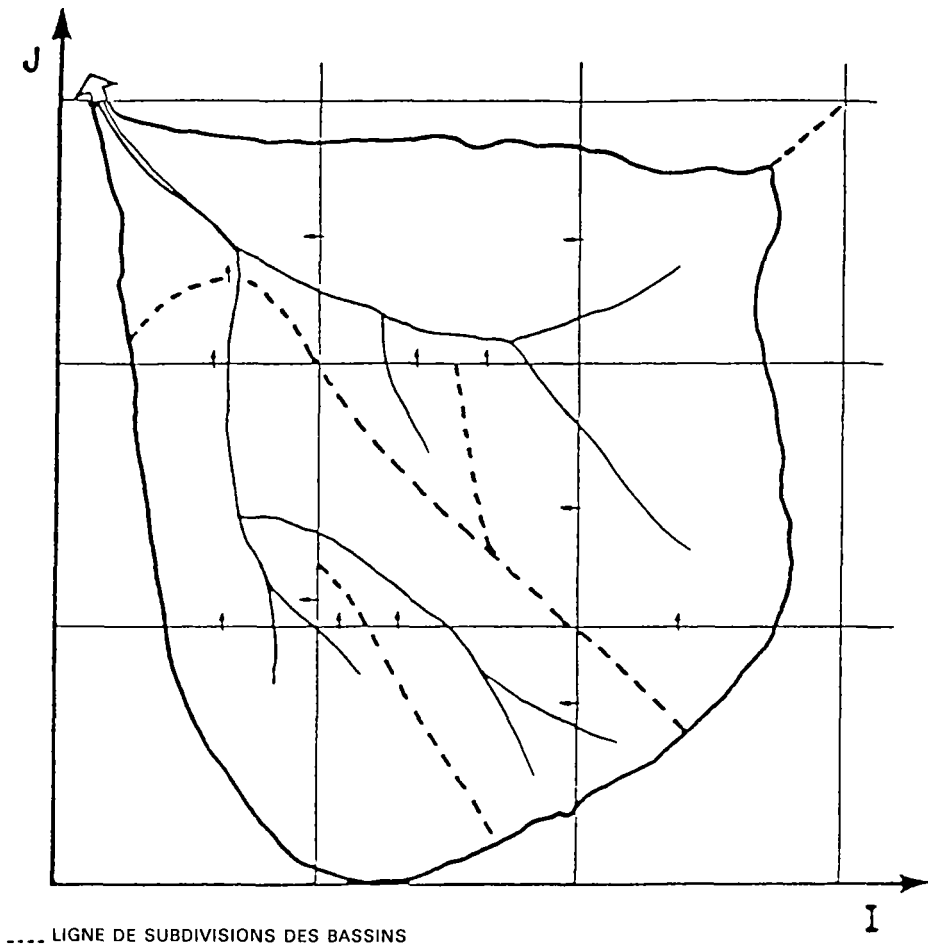


Figure 1. Subdivision du bassin versant en carreaux entiers et en carreaux partiels en fonction des subdivisions des bassins.

Un deuxième découpage est ensuite nécessaire pour reproduire le cheminement de l'eau dans les rivières. Ceci est fait en subdivisant chaque « carreau entier » en « carreaux partiels » à l'aide des lignes de partage des eaux des sous-bassins (Figure 1). La seule caractéristique physique liée au « carreau partiel » est sa superficie exprimée en pourcentage du « carreau entier » et le sens de l'écoulement.

Ce second découpage permet de :

- suivre dans l'espace et le temps la formation et l'évolution des écoulements;
- introduire toute modification artificielle de l'écoulement dans les cours d'eau;

- fournir les débits à n'importe quel point du réseau de drainage.

Un « carreau partiel » peut s'écouler dans un autre « carreau partiel » du même « carreau entier » ou dans n'importe lequel des huit « carreaux entiers » voisins.

Les données physiographiques et les données relatives aux carreaux partiels seront traitées par un programme qui formera la banque physiographique et de drainage du bassin versant étudié.

Données météorologiques

En plus des données physiographiques des carreaux entiers, le modèle requiert sur chacun de ces carreaux, à un pas de temps journalier, les données suivantes : la précipitation liquide; la précipitation solide; la température maximale de l'air; la température minimale de l'air.

Ces données n'étant disponibles qu'à un nombre limité de stations, le modèle permet différentes options d'interpolation, qui sont la régression, la pondération et le polygone de Thiessen.

L'option régression consiste à établir à chaque jour une relation entre l'altitude et la température de l'air. La température de l'air sur un carreau est estimée en fonction de l'altitude du carreau.

L'option pondération consiste à utiliser les données (précipitation ou température) des trois stations météorologiques les plus près d'un carreau, pondérées d'un facteur inversement proportionnel à la distance à ce carreau pour estimer la valeur de la précipitation ou de la température sur un carreau.

L'option polygone de Thiessen consiste à estimer les données météorologiques en fonction de la station la plus proche.

Le modèle

Le modèle CEQUEAU comporte deux parties principales visant à décrire le mieux possible le cheminement de l'eau vers l'exutoire du bassin versant.

La première partie, qu'on appelle « fonction de production », concerne l'écoulement vertical de l'eau et a pour but d'effectuer sur chaque carreau entier le bilan de l'eau dans le sol et les lacs et marais.

La seconde partie, qu'on appelle « fonction de transfert », concerne l'écoulement dans le réseau de drainage et a pour but d'effectuer sur chaque carreau partiel le transfert de l'eau en rivière et de tenir compte, s'il y a lieu, des ouvrages de régularisation.

Fonction de production

La fonction de production a pour but de représenter de manière simple, mais réaliste, les différentes voies que suivra l'eau atmosphérique entre le moment où elle atteint le sol et celui où elle rejoint la rivière. L'origine de l'alimentation en eau atmosphérique du bassin versant est la pluie ou la neige.

Quelle que soit l'origine de l'eau atmosphérique entrant dans un carreau avant sa mise en disponibilité pour l'écoulement vers l'exutoire, elle sera soumise à divers processus qui auront une influence directe sur la formation de l'onde d'écoulement.

Ces processus sont schématisés dans le modèle CEQUEAU par la représentation du sol sous forme de réservoirs communiquant entre eux à l'aide de relations mathématiques reproduisant, à l'échelle journalière, les différents transferts de masse (figure 2).

La première étape de la fonction de production dans le modèle CEQUEAU consiste à calculer la hauteur d'eau disponible, au niveau du sol, sur chaque carreau entier. Cette eau peut avoir deux origines : l'eau de pluie ou l'eau provenant de la fusion du manteau nival.

Comme nous l'avons vu précédemment, l'eau de pluie disponible sur chaque carreau entier est obtenue directement par interpolation des précipitations liquides mesurées aux stations météorologiques de la région.

Pour calculer l'eau provenant de la fusion du manteau nival, le modèle effectue le bilan des stocks de neige sur chaque carreau entier, séparé en deux parties : une zone de forêt et une zone de clairière. Le bilan de la fonte est fait séparément sur chaque partie et la lame de fonte globale est la combinaison des deux lames produites, en forêt et en clairière, pondérées en fonction des surfaces respectives de chaque zone.

Les équations de base du calcul de la fonte sont tirées du rapport « Snow hydrology » du corps d'ingénieurs de l'armée américaine et utilisent une méthode simple de degré-jour qui permet d'estimer la fonte. On tient compte de deux phénomènes principaux qui retardent la disponibilité immédiate de l'eau de fonte, soit : le réchauffement du manteau nival qui a une faible conductivité thermique et le mûrissement du stock de neige pour que la lame de fonte qui se crée en surface puisse atteindre le niveau du sol.

Connaissant la fonte, on peut calculer l'eau disponible au niveau du sol en additionnant la précipitation liquide et la fonte.

S'il y a des surfaces imperméables sur le carreau entier, il y a du ruissellement qui est immédiatement disponible pour l'écoulement en rivière.

La lame restante est ajoutée au contenu antérieur du réservoir SOL. Le niveau d'eau dans le réservoir SOL est utilisé pour déterminer l'évaporation, l'infiltration et les évacuations qui reproduisent le ruissellement de surface, et le ruissellement retardé.

La méthode utilisée pour le calcul de l'évaporation journalière est celle de Thornwaite, modifiée pour tenir compte de la durée potentielle d'ensoleillement en fonction de la latitude, du jour de l'année et de la saturation du sol.

Les évacuations sont déterminées en fonction des coefficients de vidange et des hauteurs de chaque orifice. Ces évacuations sont additionnées au ruissellement sur les surfaces imperméables pour donner un volume d'eau disponible pour l'écoulement en rivière, sauf la partie infiltration qui s'écoule dans le réservoir NAPPE.

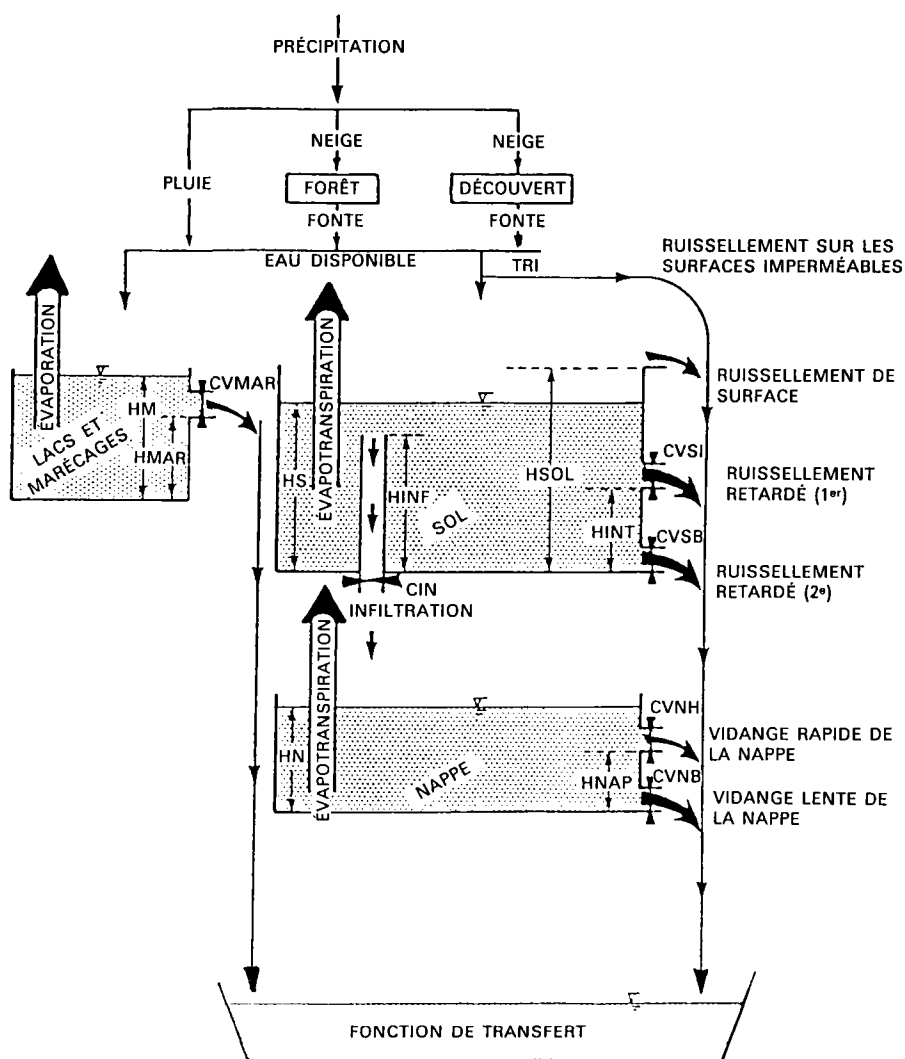


Figure 2. Schéma de production du modèle CEQUEAU.

Les écoulements issus du réservoir NAPPE dépendent du niveau d'eau dans le réservoir, du coefficient de vidange et de la hauteur de chaque orifice. Ces coefficients sont généralement très faibles puisque le réservoir NAPPE a pour but de reproduire les étiages.

Ceci complète les termes du bilan de l'eau sur la partie terrestre. Le bilan en eau sur la partie eau libre s'évalue à l'aide du réservoir LACS et MARÉCAGES. Les écoulements issus de ce réservoir dépendent du niveau d'eau, de l'apport qui

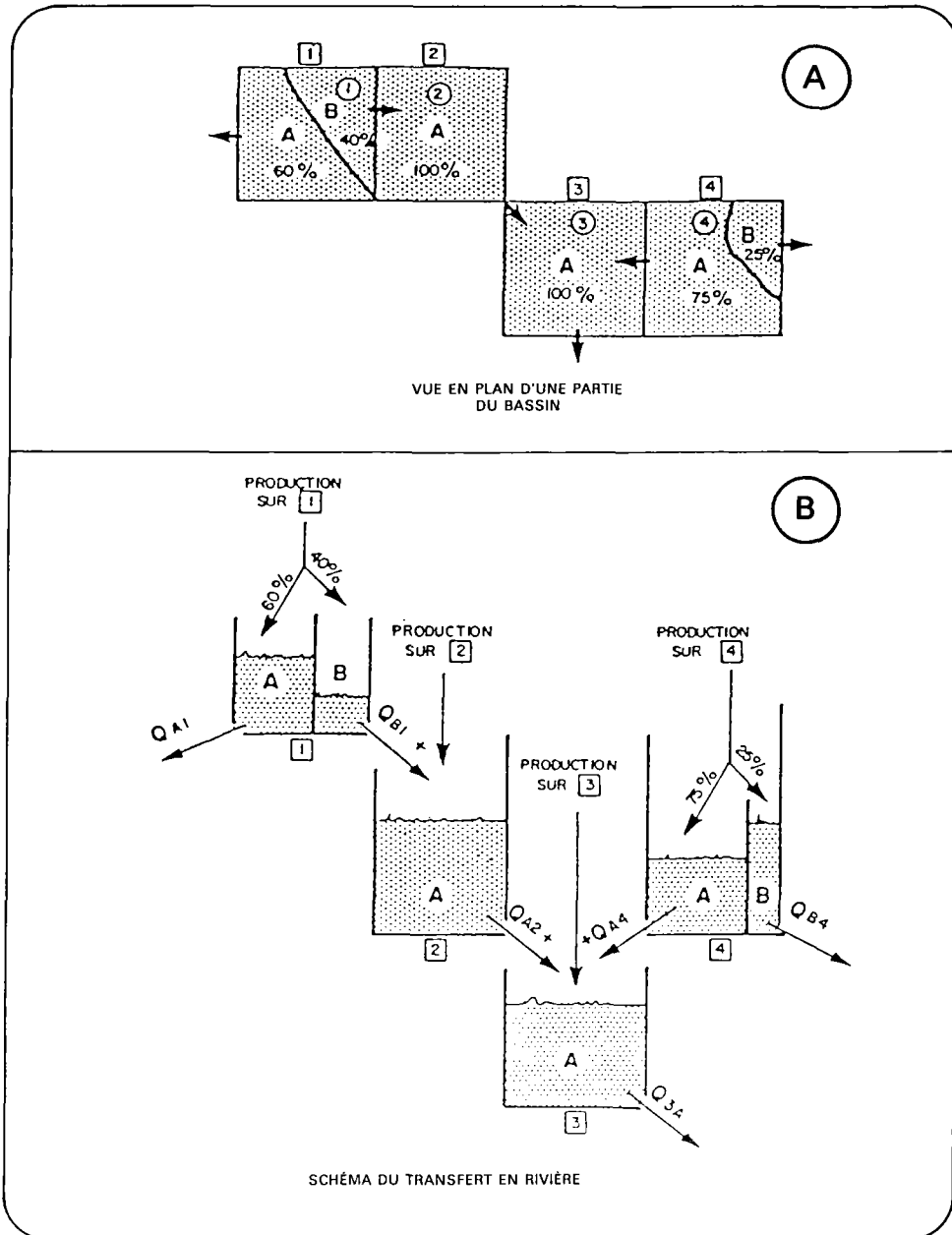


Figure 3. Schématisation de la fonction de transfert.

est la précipitation ajoutée à la fonte, de l'évaporation, du coefficient de vidange et de la hauteur de l'orifice.

La hauteur et les coefficients de vidange de chaque orifice sont fixés à l'aide des cartes de données du modèle. Le calage du modèle a pour but de déterminer les valeurs de ces paramètres pour reproduire le mieux possible les débits mesurés.

Fonction de transfert

La fonction de production qui vient d'être décrite aboutit à l'obtention d'un volume d'eau disponible pour le transfert en rivière. Ce transfert est effectué de carreau partiel à carreau partiel.

Le volume d'eau disponible sur chaque carreau partiel est obtenu en multipliant le volume d'eau produit sur le carreau entier par le pourcentage de superficie du carreau partiel considéré. Ce volume est ajouté aux volumes entrant dans ce carreau depuis le ou les carreaux partiels directement en amont. Le volume résultant devient le volume disponible pour le transfert vers le carreau immédiatement en aval. La figure 3 montre la schématisation de la fonction de transfert.

Le volume V_i étant le volume emmagasiné dans le carreau partiel i , il se vidangera dans le carreau partiel immédiatement en aval d'une quantité v_i proportionnelle, d'une part, au volume V_i et, d'autre part, à un coefficient de transfert propre au carreau partiel i .

Le coefficient de transfert de chaque carreau partiel est relié aux caractéristiques hydrauliques prépondérantes de l'écoulement, à savoir la capacité d'amortir l'onde par emmagasinement dans le réseau. Un bon index de cette capacité d'amortissement sur un carreau partiel est la superficie d'eau libre sur ce carreau. Un grand lac, par exemple, amortit l'écoulement; cependant, son influence dépend également de la superficie du bassin versant en amont. Un lac de 10 km², par exemple, a peu d'influence sur l'onde de crue d'un bassin versant de 5 000 km². Par contre, si le bassin versant est de 100 km², ce lac devient très important. Le modèle CEQUEAU calcule le coefficient de transfert de chaque carreau partiel en considérant la superficie couverte d'eau sur le carreau partiel et la superficie en amont de ce carreau à l'aide de l'équation suivante :

$$XKT_i = 1 - \exp \left\{ \frac{EXXKT \times SA_i}{SL_i} \times \frac{100}{CEKM2} \right\}$$

où XKT_i : coefficient de transfert du carreau partiel i pour le pas de temps d'une journée.

$EXXKT$: paramètre d'ajustement du coefficient de transfert, la valeur de ce paramètre étant déterminée par essai et erreur lors du calage du modèle.

SA_i : superficie (km²) du bassin versant en amont du carreau SL_i : superficie (km²) d'eau sur le carreau partiel i .

$CEKM2$: superficie (km²) des carreaux entiers.

Compte tenu que cette méthode de transfert peut être erronée pour des carreaux partiels particuliers (un grand lac ou encore une section en travers particulière),

le modèle permet une solution plus rigoureuse qui consiste à introduire, d'une part, la courbe d'emmagasinement en fonction de la cote et, d'autre part, la loi de vidange de l'exutoire. Le modèle permet également de prendre en considération des barrages existants ou prévus en introduisant les principales caractéristiques des retenues et le mode d'exploitation.

Calage du modèle

L'application d'un modèle paramétrique à un bassin versant nécessite l'ajustement des paramètres et constantes afin que le modèle reproduise le mieux possible les débits observés; cette opération est appelée « calage du modèle ».

Les paramètres et constantes utilisés par le modèle CEQUEAU (Tableau I) peuvent être groupés suivant les différentes parties du cycle hydrologique dans lesquelles ils interviennent. Ces paramètres sont de trois types différents selon qu'ils sont déterminés par essai ou erreur, par la physique du phénomène ou considérés comme constantes déterminées à l'aide des caractéristiques hydrologiques et physiographiques.

Notons que la schématisation du sol sous forme de différents réservoirs est conçue de façon à permettre la simulation de régime hydrologique très différente. Toutefois, si le régime est simple, on peut alléger cette schématisation en n'utilisant pas certains orifices. Ceci limite le nombre de paramètres et facilite le calage.

L'ajustement des paramètres se fait normalement par essai et erreur, c'est-à-dire analyse des résultats précédents et modification des paramètres pour améliorer les résultats; ceci est répété jusqu'à ce que les débits simulés soient comparables aux débits observés.

L'évaluation de la qualité des résultats d'une simulation consiste à vérifier si chacune des caractéristiques des écoulements observés est bien reproduite. Dans le modèle CEQUEAU, une approche semi-objective a été retenue. Le modèle fournit une série de tableaux et de graphiques présentant les débits observés et calculés à partir desquels on effectue les comparaisons entre les différents essais de simulation. La validité du calage est évaluée à partir de la comparaison des éléments suivants :

- les débits moyens annuels et mensuels observés et calculés;
- le synchronisme des débits observés et calculés;
- les crues observées et calculées (débits de pointe, volumes, formes);
- les étiages observés et calculés.

Les critères globaux calculés par le modèle sont : le coefficient de corrélation; le coefficient de Nash⁽¹⁾.

(1) Nash J.E. and Sutcliffe J.V. (1970). « Riverflow forecasting through conceptual model ». Journal of Hydrology, 10, 282-290.

Tableau I. Paramètres et constantes intervenant dans le modèle CEQUEAU.

Douze paramètres des réservoirs SOL-NAPPE-MARAIS :

CIN	(a) coefficient d'infiltration du réservoir SOL au réservoir NAPPE
CVMAR	(a) coefficient de vidange du réservoir LACS et MARAIS
CVNB	(a) coefficient de vidange du réservoir NAPPE (vidange basse)
CVNH	(a) coefficient de vidange du réservoir NAPPE (vidange haute)
CVSB	(a) coefficient de vidange du réservoir SOL (vidange basse)
CVSI	(a) coefficient de vidange du réservoir SOL (vidange intermédiaire)
HINF	(a) seuil d'infiltration vers le réservoir NAPPE
HINT	(a) seuil de vidange intermédiaire du réservoir SOL
HMAR	(a) seuil de vidange du réservoir LACS et MARAIS
HNAP	(a) seuil de vidange haute du réservoir NAPPE
HRIMP	(a) hauteur de précipitation pour qu'il y ait ruissellement sur des surfaces imperméables
HSOL	(a) hauteur du réservoir SOL

Sept paramètres régissant la fonte de neige :

STRNE	(b) seuil de transformation pluie-neige
TFC	(b) taux de fonte en forêt
TFD	(b) taux de fonte en clairière
TSC	(b) seuil de température de fonte en forêt
TSD	(b) seuil de température de fonte en clairière
TTD	(b) coefficient de déficit calorifique de la neige
TTS	(b) seuil de mûrissement du stock de neige

Quatre paramètres qui gouvernent l'évapotranspiration :

EVNAP	(a) pourcentage d'évapotranspiration pris dans le réservoir NAPPE
HPOT	(a) seuil de prélèvement de l'eau à taux potentiel
XAA	(b) exposant de la formule de Thornwaite
XIT	(b) valeur de l'index thermique de Thornwaite

Un paramètre et une constante du transfert :

EXXKT	(a) paramètre d'ajustement du coefficient de transfert
ZN	(c) temps de concentration du bassin

Divers paramètres et constantes :

COET	(b) coefficient de correction des températures avec l'altitude
COEP	(b) coefficient de correction des précipitations avec l'altitude
FACT	(a) facteur modifiant les précipitations moyennes sur un ensemble de carreaux entiers
JOEVA	(a) variables décalant la date d'insolation potentielle maximale
JONEI	(b) respectivement pour l'évapotranspiration et pour la neige
XINFMA	(b) infiltration maximale par jour
XLA	(c) latitude moyenne du bassin versant
TRI	(c) pourcentage de surface imperméable

a : paramètre déterminé par essai et erreur; b : paramètre déterminé selon la physique du phénomène; c : constante déterminée à l'aide des caractéristiques hydrologiques et physiographiques du bassin versant.

Applications

Durant la dernière décennie, plusieurs applications sur des rivières du Québec, de la France et de l'Algérie ont été faites. Ces applications avaient pour but de vérifier ou d'améliorer si nécessaire, les principales fonctions du modèle pour des régimes hydrologiques très différents ou encore de répondre à des besoins précis tels que l'estimation des crues maximales possibles des principales rivières du nord québécois.

Influence des caractéristiques physiographiques

Un premier exemple d'application montre les simulations de deux bassins versants de superficie comparable, l'un avec des pentes fortes et boisées et peu de lacs tandis que le second a une pente faible et de nombreux lacs (Tableau II).

Tableau II. Caractéristiques physiographiques et hydrologiques des bassins versants des rivières Kénogami et Harricana.

Caractéristiques	Nom du bassin	
	Kénogami	Harricana
Bassin versant (km ²)	3 393	3 688
Altitude moyenne (m)	578	325
Pente moyenne (%)	1,8	0,3
Lacs et marais (%)	3,0	23,0
Forêts (%)	97,0	72,0
Débit maximal moyen annuel (m ³ /s)	462	189
Erreur selon NASH (Journalier)	0,85	0,92
Module spécifique (m ³ /s)	0,75	0,59

Les résultats obtenus sur ces deux bassins (figure 4) montrent clairement que les différents algorithmes qui forment le modèle rendent compte avec suffisamment d'exactitude des processus physiques de la formation et du transfert de l'écoulement en rivière, même si les caractéristiques physiographiques sont très différentes.

Transposabilité du modèle

Un second exemple, montrant les résultats obtenus lors de l'ajustement du modèle CEQUEAU au bassin de la rivière Orne en France, peut être utilisé pour montrer la transposabilité du modèle. La première simulation de ce bassin a été faite en utilisant les valeurs des paramètres de la rivière Harricana au Québec. Les simulations obtenues (figure 5) montrent des résultats satisfaisants sauf pour l'automne où les crues calculées sont beaucoup plus fortes que celles observées. Les simulations finales (figure 6) ont été obtenues en modifiant la hauteur du

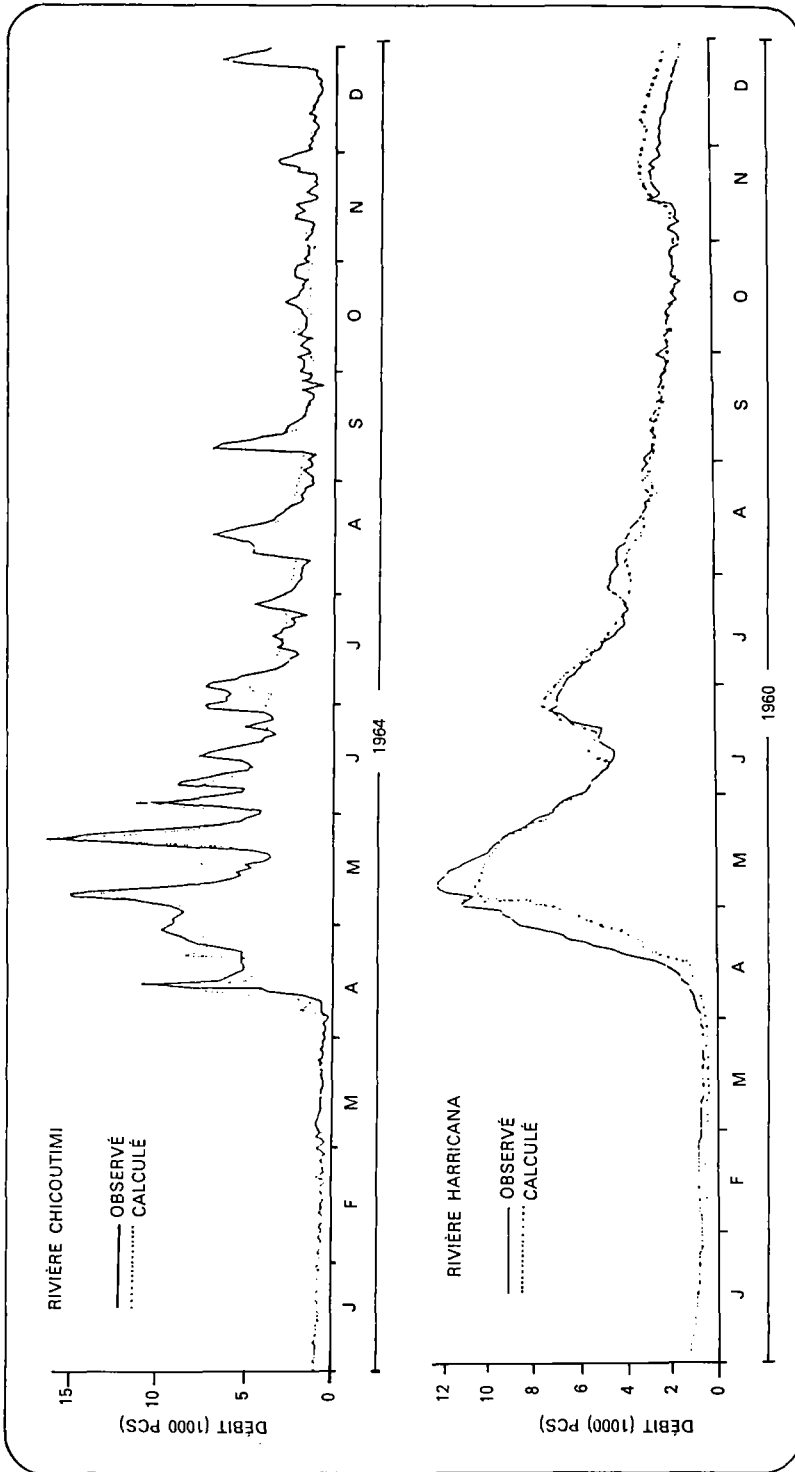


Figure 4. Résultats des simulations des bassins versants des rivières Chicoutimi et Harricana.

Modèle hydrologique CEQUEAU

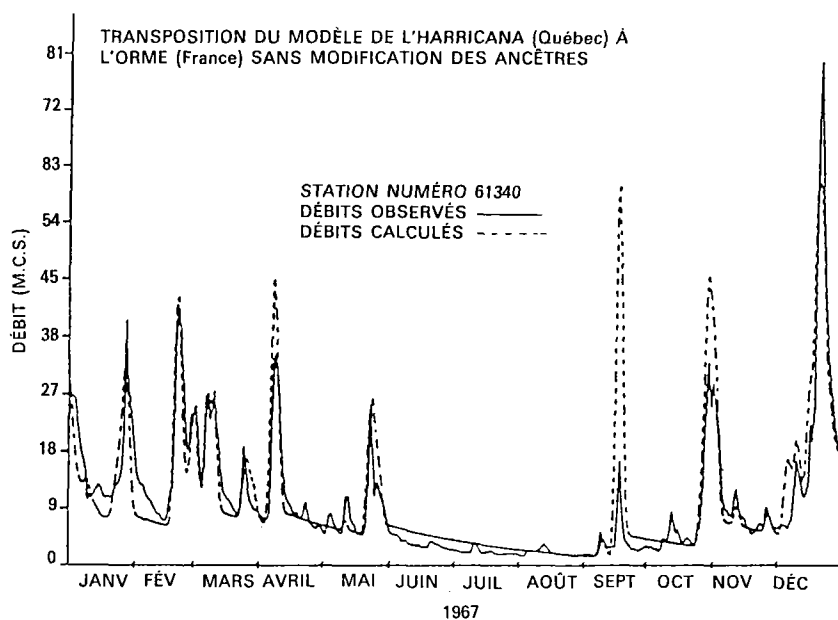


Figure 5. Débits observés et débits calculés sur le bassin versant de la rivière Orne (France).

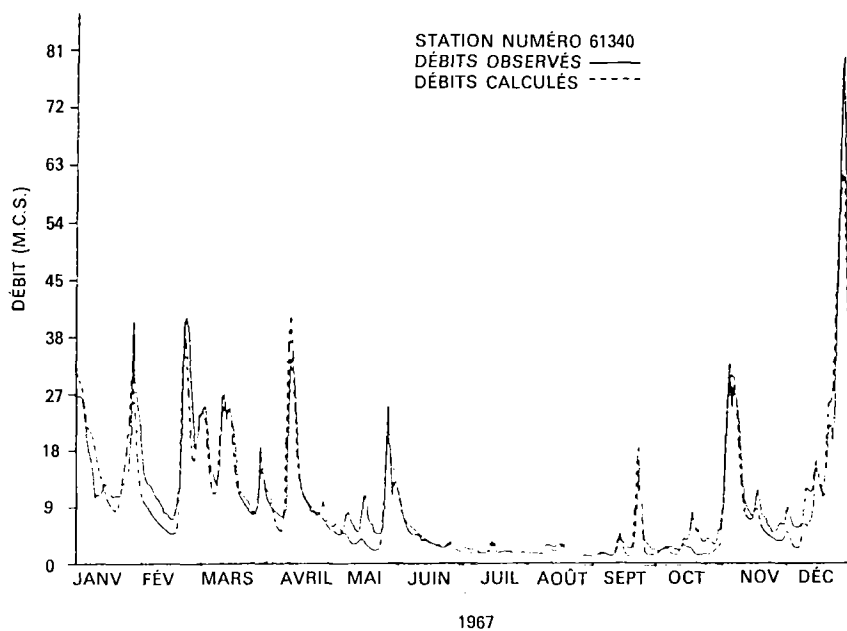


Figure 6. Débits observés et débits calculés sur le bassin versant de la rivière Orne (France).

réservoir SOL pour que les fortes précipitations d'automne soient utilisées à remplir les réserves et non à ruisseler.

Application en zone semi-aride

Le troisième exemple d'application simule les débits de la rivière Isser-Tafna d'Algérie, pour montrer les résultats obtenus sur un bassin versant semi-aride. Les débits mesurés durant la période septembre 1972 à août 1975 sont disponibles sur le bassin versant principal qui a une superficie de 1 223,8 km² et un sous-bassin d'une superficie de 173,9 km². Les données de huit stations météorologiques de la région ont été utilisées et quatre de celles-ci sont situées sur le bassin versant même. Le bassin versant est en région montagneuse et l'altitude varie de 384 mètres à 1 396 mètres et la précipitation moyenne pour les trois ans utilisés pour les simulations est de 630 mm.

Tableau III. Caractéristiques physiographiques et hydrologiques des bassins versants de la rivière Isser-Tafna (Algérie).

Caractéristiques	N° de station	
	# 160702	# 160601
Bassin versant (km ²)	1 224	174
Altitude moyenne (m)	828	1 184
Altitude minimum (m)	384	814
Altitude maximum (m)	1 396	1 396
Forêts (%)	14,1	24,2
Année 1972-1973		
Précipitation moyenne (mm)	676,98	742,64
Lame observée (mm)	96,62	162,60
Lame calculée (mm)	108,32	162,59
Coefficient de corrélation*	0,98	0,96
Coefficient de Nash*	0,96	0,93
Année 1973-1974		
Précipitation moyenne (mm)	611,78	724,85
Lame observée (mm)	91,67	172,15
Lame calculée (mm)	94,64	176,09
Coefficient de corrélation*	0,94	0,83
Coefficient de Nash*	0,83	0,69
Année 1974-1975		
Précipitation moyenne (mm)	604,40	664,62
Lame observée (mm)	73,07	113,16
Lame calculée (mm)	75,01	133,62
Coefficient de corrélation*	0,94	0,82
Coefficient de Nash*	0,82	0,91

* Coefficients calculés à l'échelle journalière.

Le Tableau III donne les principales caractéristiques des bassins versants et les résultats pour les trois ans de simulation.

La figure 7 montre les débits observés et calculés à la station principale pour les années 1972 à 1975 et la figure 8 montre les mêmes résultats pour le sous-bassin.

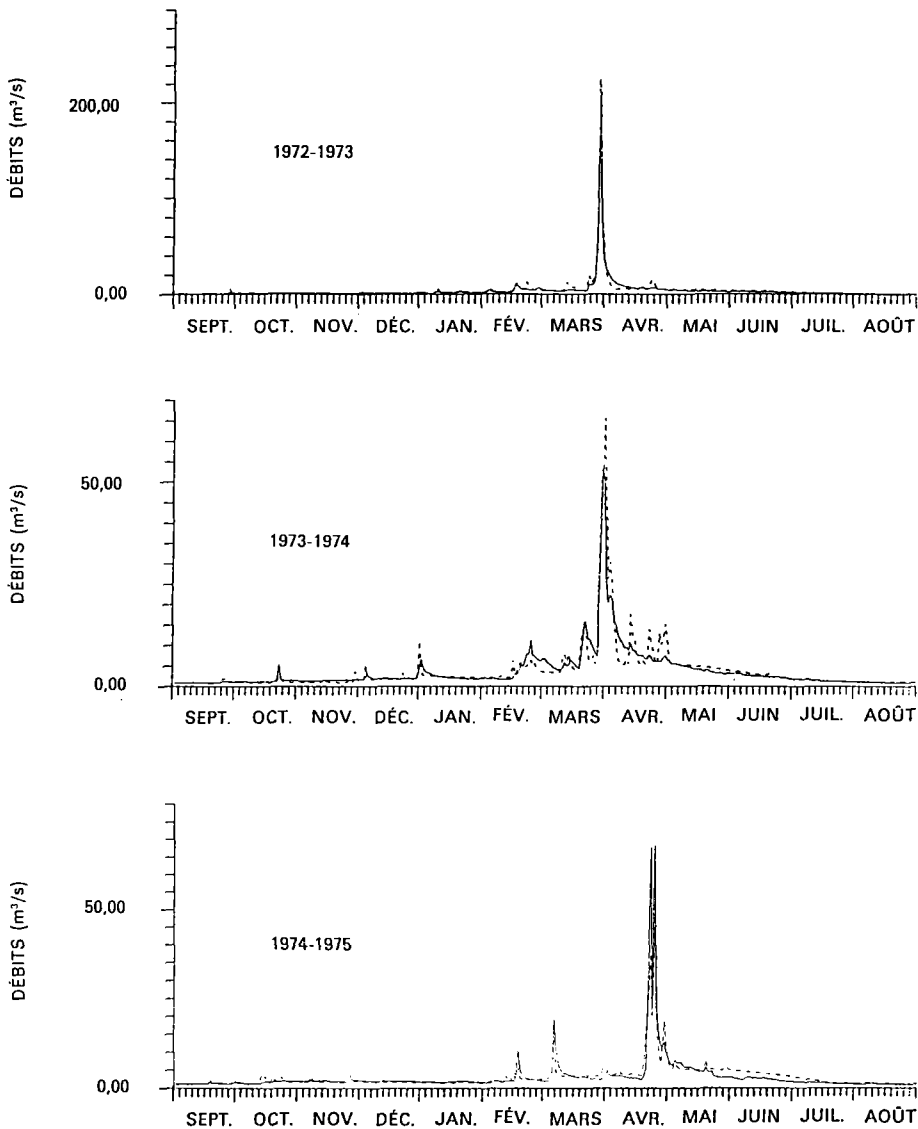


Figure 7. Débits observés et débits calculés sur le bassin versant de la rivière Isser-Tafna pour la période 1972 à 1975.

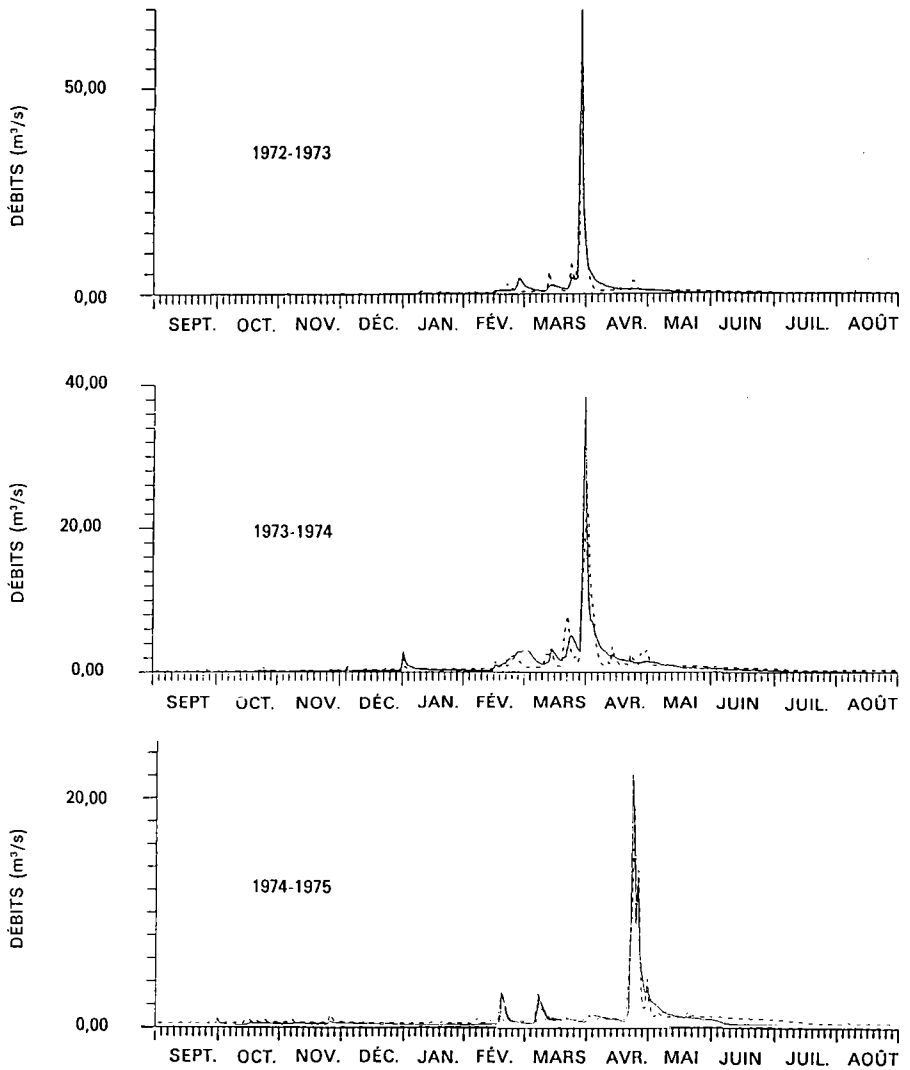


Figure 8. Débits observés et débits calculés sur le sous-bassin de la rivière Isser-Tafna pour la période 1972 à 1975.

Conclusion

En plus des quelques exemples cités précédemment montrant les possibilités du modèle hydrologique, il convient de noter l'existence de projets de recherche portant sur le développement de sous-routines de qualité couplées au modèle

CEQUEAU. Les paramètres température de l'eau, solides en suspension, oxygène dissous et demande biologique en oxygène sont développés. Des projets sur l'utilisation des données de satellite et de radar comme données d'entrée au modèle CEQUEAU sont également en cours. Le modèle est programmé en fortran et une version pour micro-ordinateur est disponible. Un programme permettant l'optimisation des principaux paramètres du modèle est également opérationnel.

Références

- Charbonneau R., Morin G., Villeneuve J.P., Ledoux E., Levassor A. (1976). Simulation des débits : l'Orne, la Dives, la Seulles, INRS-Eau (Rapport de coopération franco-québécoise). Rapport scientifique n° 72, 79 p.
- 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.

