

LES MODELES MATHEMATIQUES A PARAMETRES REPARTIS APPLIQUES AUX ECOULEMENTS

A. FOURAR

PhD Hydrologie, Enseignant Institut de l'hydraulique, C.U. Biskra

A. MESSAMEH

Ingénieur d'état des Travaux Publics - Alger, Magister en Hydraulique

RESUME

La construction des modèles à paramètres répartis conformes aux processus hydrauliques se déroulant dans les limites d'un bassin fluvial, représente un lent et discontinu processus. A l'heure actuelle, on compte plusieurs travaux qui ont été consacrés à la modélisation des processus séparés, principalement la percolation (filtration) des eaux souterraines, le mouvement de l'eau dans le sol en zone d'aération et l'écoulement à surface libre. Toutefois, très peu de publications sur les modèles relatifs aux processus d'interaction entre les systèmes naturels connexes, et aussi sur les questions d'utilisation des modèles représentant les systèmes naturels à l'échelle d'un bassin fluvial dans le but de résoudre les problèmes réels. En attendant, une série de modèles, dont celui à paramètres répartis et le modèle des petits bassins entre autres a déjà atteint le stade des essais.

Outre cela, à l'heure actuelle, il existe une série de modèles qui, en se conformant aux idées de HORTON opèrent seulement avec les processus d'infiltration et l'écoulement à surface libre. Il existe aussi d'autres modèles qui occupent une position intermédiaire entre les modèles à paramètres répartis et ceux à constantes localisées. Ces modèles sont, de par leur nature, proches des modèles conceptuels. Il s'est avéré aussi, qu'une série de modèles qui sont physiquement fondés, en ce sens, qu'ils contiennent des paramètres qui peuvent être mesurés dans les conditions naturelles.

Notre étude se définit comme objectif de faire connaître ces modèles à paramètres répartis afin d'impliquer les spécialistes pour leur éventuelle mise en pratique pour la résolution des problèmes des écoulements souterrains et de surface.

Mots clés : Modélisation • modèles à paramètres répartis • processus hydraulique •

1 INTRODUCTION

Les modèles à paramètres répartis sont conçus comme des modèles hydrogéologiques des bassins fluviaux physiquement fondés. On considère comme modèles physiquement fondés, les modèles qui préétablisent une conception exhaustive de la physique des processus hydrogéologiques, contrôlant la réaction des bassins fluviaux aux actions externes. Ces modèles englobent une ou quelques coordonnées spatiales. Par conséquent, on peut par leur adaptation prédéterminer la structure spatiale des conditions hydrogéologiques dans les limites du bassin et dans des cas plus simples, les réserves en volume et la décharge.

Conformément à cette définition, le modèle à paramètres répartis physiquement fondés, exige la définition des fonctions qui décrivent en détail les processus hydrogéologiques étudiés. A cette occasion, il est important de retenir que ce ne sont pas tous les aspects de fonctionnement des systèmes hydrologiques explicites, qui peuvent être exprimés aux moyens de la mathématique formelle. Ainsi n'importe quelle forme de modèles s'avérera une abstraction de nos connaissances des conditions hydrogéologiques du bassin donné et, par conséquent, sera dans une certaine mesure incorrecte. Cette source d'erreurs surgissant durant le processus de modélisation, souvent n'est pas prise en considération.

Les équations décrivant les processus hydrogéologiques examinés, représentent des équations différentielles non linéaires aux dérivées partielles qui n'ont pas de solutions analytiques pour des situations d'intérêt pratique. Leurs solutions

doivent se chercher par l'utilisation de méthodes numériques approchées.

Toutes ces méthodes se proposent la discrétisation de coordonnées spatiales et pour les modèles des processus instationnaires des coordonnées temporelles. Par la suite, les solutions se cherchent pour les points (noeuds) fixés dans le processus de discrétisation spatio-temporelle. Cette nécessité de discrétisation doit entraîner des erreurs supplémentaires qui ne doivent pas être nécessairement assez grandes, à condition que la méthode numérique choisie soit utilisée correctement.

Un grand nombre de modèles décrivant les processus hydrogéologiques se déroulant dans un système naturel, sont incomplets. En réalité les conditions naturelles des systèmes hydrogéologiques sont tellement complexes que toutes les composantes du modèle s'appuient, en fin de compte, sur des relations empiriques.

Ces dernières sont la loi de Darcy pour l'infiltration dans les milieux poreux, et la loi de Manning pour les écoulements dans les canaux. Les paramètres de ses lois (et par conséquent ces modèles) peuvent être mesurés dans la nature. Excepté cela, il existe un moyen de principe de vérification de la fiabilité des modèles de prévision par leur comparaison avec les variables hydrogéologiques mesurées (tels que l'humidité du sol ou le niveau des nappes souterraines).

Les modèles à paramètres répartis, dont les coûts de réalisation (en informatique) sont très élevés, permettent fondamentalement de prévoir des changements éventuels des conditions au niveau du bassin.

2 CONDITIONS NATURELLES ET TYPES DE PRÉCISION UTILISÉS DANS LES MODÈLES À PARAMÈTRES RÉPARTIS

Le facteur déterminant le choix de tel ou tel modèle, dépend indéniablement de la disponibilité des données de base.

A cet effet, quatre principaux domaines se réservent de grands moyens potentiels pour l'application des modèles à paramètres répartis : [1]

- a. L'évaluation de l'influence exercée par les changements dans la nature de l'utilisation des sols.
- b. L'évaluation de l'influence exercée par les variables des écoulements (dans l'espace).
- c. L'évaluation de la migration des agents polluants et des précipitations mécaniques.
- d. La prévision de la réaction hydrogéologique des bassins dans les limites desquelles il n'y a pas eu de recherches hydrauliques et il n'y a pas de données pour le calibrage du modèle à paramètres localisés.

Le bien fondé physique des valeurs des paramètres intégrés dans le modèle, joue un rôle positif dans le sens où on peut extrapoler ces valeurs (des paramètres) mesurées à d'autres intervalles de temps et à d'autres régions.

La précision des phénomènes extrémaux, peut servir d'exemple à cet égard.

Les valeurs des paramètres se définissent en grande mesure par la structure du modèle et l'intervalle de temps dans lequel a été réalisé le calibrage. D'autres part, les valeurs des paramètres, physiquement fondés, doivent dépendre à un degré moindre de la structure du modèle, dans ce cas un étalonnage indépendant du modèle est possible par la méthode du test et de l'erreur.

Par conséquent, en cette occurrence, les prévisions de la réaction des systèmes hydrogéologiques aux phénomènes extrémaux doivent théoriquement s'estimer comme les plus valables. Il existe néanmoins une réserve de taille. Les avantages énumérés peuvent se concrétiser, à condition que les hypothèses avancées dans le modèle dans des situations extrémales doivent demeurer juste.

Par ailleurs, les valeurs des paramètres peuvent s'établir soit par des mesures directes ou à l'aide de l'extrapolation à partir des régions dont nous avons une certitude que les paramètres déjà établis sont plus fiables.

3 CHOIX DE LA STRUCTURE DU MODÈLE

Le mouvement de l'eau dans les limites d'un bassin fluvial se produit dans un milieu hétérogène tridimensionnel et se complique par la variation spatio-temporelle des actions d'entrée et les processus d'écoulement. En principe, la modélisation des systèmes tridimensionnels de l'écoulement pouvait se réaliser, si le nombre de noeuds au niveau desquels doivent se faire les calculs n'augmentait pas, (c'est à dire, comme si c'était des systèmes à dimensions réduites) [2].

A cette occasion, dans la plupart des modèles des bassins fluviaux, la région d'écoulement se simplifie au point de se confondre avec un sous système unidimensionnel et bidimensionnel interdépendants.

La méthode de séparation du système est une procédure subjective. Les résultats de prévision vont dépendre du choix de la structure du modèle.

Le modèle hydrogéologique suivant inclut un courant unidimensionnel, des composants bidimensionnels de l'écoulement superficiel, des composants bidimensionnels du courant vertical en zone d'aération et les composants bidimensionnels de l'écoulement souterrain en condition de saturation totale. La structure du modèle à paramètres répartis est quelque peu différente ; Le tracé du bassin se fait le long de la ligne ayant la plus grande pente du relief. Il comprend les composants unidimensionnels (orientés vers le bas

suivant le courant) et les composants bidimensionnels (dans la section) des eaux souterraines de saturation et de non saturation (suite à une infiltration), chaque segment du versant se modélise indépendamment des autres ; L'eau qui circule dans les limites du segment se jette dans le système des cours d'eau. Cette approche possède ce privilège qui lui permet de simplifier les calculs qui sont en rapport avec les limites mobiles de partage des zones d'aération et des zones de saturation totale.

Les modèles à paramètres répartis, imitant l'écoulement de Horton, se formant dans les conditions d'une suralimentation par infiltration, en règle générale, sont basés sur la discrétisation. L'écoulement de surface et des chenaux est approximée d'après des schémas unidimensionnels. La détermination de l'écoulement souterrain se réalise soit par l'application des solutions unidimensionnelles décrivant le mouvement vertical des eaux souterraines dans les seuls points des versants en plan, soit encore par l'une des nombreuses équations d'infiltration.

Manifestation, ces modèles doivent être adaptés seulement pour les systèmes dont les écoulements de surface sont dominants. Cependant, en cas où les valeurs des paramètres sont évaluées au cours du calibrage du modèle, démarche durant laquelle on arrive à une adaptation des courbes des débits théoriques et réelles du bassin fluvial. Ce modèle en question qui est basé sur la théorie de Horton, peut prévoir de manière fiable la réaction (la réponse) des écoulements souterrains aux précipitations.

4 EQUATIONS PRINCIPALES

Le modèle hydrogéologique (Figure 1) représente un modèle restituant à l'échelle du bassin fluvial les processus de l'écoulement des chenaux et de surface, l'infiltration des eaux souterraines dans les conditions de saturation totale et en zone d'aération, l'ETP, etc...

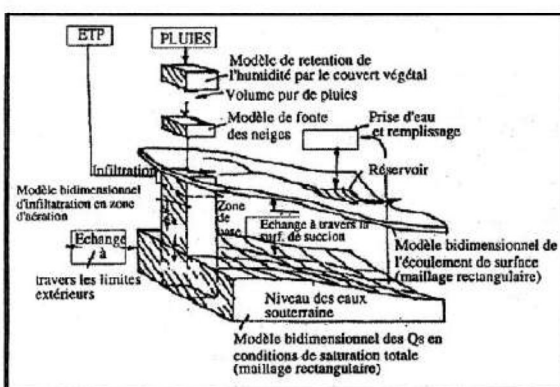


Figure 1 : Représentation schématique de la structure du modèle hydrologique.

Les équations fondamentales qui sont utilisées dans les différents modèles à paramètres répartis sont basées sur des données expérimentales et des

représentations théoriques compilées durant de longues années.

Toutes ces équations sont utilisées avec succès dans les modèles reproduisant un quelconque processus. Elles peuvent être par ailleurs, écrites pour différents niveaux de complexité de ces processus.

En qualité d'exemple, nous examinerons les équations décrivant l'écoulement unidimensionnel de surface ou dans un chenal à surface libre et basées sur les hypothèses simplificatrices suivantes:

- L'eau se déplace dans un chenal large et constant, ayant une section approximativement rectangulaire.
- La perte du lit fluvial est faible, le lit reste invariable dans le temps.
- Les lignes du courant sont pratiquement des lignes droites, et le courant peut être décrit par des valeurs moyennes, le débit (Q), la vitesse (V) et la profondeur (h) le long de la section.
- Fluide incompressible et d'une viscosité constante.
- La répartition de la pression est proche de la répartition des pressions hydrodynamiques.
- Le mouvement du fluide résultant des apports latéraux est négligeable.

Ces conditions représentent justement le point de départ pour une éventuelle analyse.

Elles peuvent ne pas être observées strictement dans les modèles ayant des niveaux de complexité très élevés et observées plus strictement dans les modèles plus simples.

Dans le cas simple, l'équation de continuité de la masse dans un point peut s'écrire :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = i \quad (1)$$

où

A - Aire de la section transversale du courant.

i - Vitesse de l'apport latéral en une unité de longueur du chenal.

x - Distance le long du chenal.

t - Temps

Cette équation contient deux variables inconnues Q et A, et afin de décrire le courant, il faut une deuxième équation. Elle peut être basée sur la loi de la conservation des moments dans le point et en observant les conditions suscitées, elles peuvent s'écrire ainsi :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + Q \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q}{A} \right) = g A (S - Sf) - \frac{g}{B} \frac{\partial A}{\partial x} - i \frac{QB}{A} \quad (2)$$

où :

g- Accélération de la pesanteur.

B- Largeur du chenal.

S - Pente du lit fluvial.
Sf - Angle de frottement.

Le système de ces équations (1) et (2) dont St Venant est l'auteur reste incomplet, puisqu'il faut nécessairement déterminer d'une manière ou d'une autre l'angle de frottement Sf. Ce dernier peut être déterminé, en considérant que le courant est quasiuniforme. Dans ce cas l'angle de frottement peut se corréler avec la vitesse du courant conformément à l'une des équations empiriques des courants suivants :

$$v = Q/A = 1/n S_f^{1/2} R^{2/3} \quad (3a)$$

$$v = C S_f^{1/2} R^{1/2} \quad (\text{équation de Chezy}) \quad (3b)$$

$$v = \left(\frac{8g}{f} S_f R \right)^{1/2} \quad (\text{équation de Darcy-Weisbach}) \quad (3c)$$

où :

R - Rayon hydraulique.

n, C et f - Coefficients de rugosité.

Ces caractéristiques sont des paramètres du modèle qui peuvent changer linéairement dans le temps et avec la variation du débit.

Dans des conditions données, il peut se trouver que l'utilisation des formes simplifiées des équations (1) et (2) est justifiée. Par exemple, si on admet que les effets d'inertie jouent un rôle secondaire dans l'équation (2). On peut déduire un modèle (analogue) de diffusion à cette équation :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = D \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + ic \quad (4)$$

Pour un lit à section rectangulaire.

$$c = \frac{dQ}{dA}, \quad D = \frac{Q}{2BS}$$

Ensuite, en négligeant les effets d'inertie et de diffusion, l'équation (2) peut se mettre sous la forme

$$Sf = S$$

En substituant l'expression correspondante pour Sf dans l'équation (1) on obtient l'équation des "ondes cinématiques".

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = ic \quad (5)$$

où

c - notation dQ/dA.

En pratique l'équation de Sf sert uniquement pour l'obtention consécutive de la relation entre Q et A. En principe, on peut utiliser n'importe quelle relation favorable et particulièrement celle qui est

basée sur les mesures directes des vitesses du courant [3].

Les modèles se basant sur les conditions de la théorie du courant cinématique ne peuvent prévoir les courbes des débits avec l'hystérésis et les effets des courants alternatifs qui se forment à la suite de la perturbation du caractère de l'écoulement à l'aval du courant. Par contre ceci peut avoir une signification dans les tronçons qui, en principe, en période de crues, peuvent se noyer.

La formation de ondes cinématiques est plus probable sur les pentes fortes ou dans les chenaux ayant des pentes importantes. A la solution des équations des ondes cinématiques, des effets du choc cinématique "peuvent" se former et ceux-ci sont liés aux perturbations du courant, provoquées par le fait que les ondes, en se déplaçant à une grande vitesse, distancent les ondes les plus lentes. De tels chocs ont plutôt une nature mathématique que physique. En réalité, ils peuvent s'estomper par les effets de diffusion et d'inertie qui n'influent pas sur la formation des ondes cinématiques. En fait, plusieurs solutions numériques des équations des ondes cinématiques, ne tiennent pas compte de ces chocs de manière explicite. Les chocs des ondes se dissipent par les effets de la dispersion numérique qui ont lieu dès l'utilisation des solutions numériques approximées.

Analogiquement pour solutionner les équations décrivant l'infiltration des eaux souterraines, on établit différents niveaux de mesures théoriques. L'eau peut circuler à travers le milieu poreux sous forme de vapeur ou de liquide ; ce mouvement dépend de la température et des effets osmotiques du courant d'air et de la compressibilité du même milieu poreux. Dans la plupart des modèles à paramètres répartis, ces facteurs, en partie, ne sont pas pris en considérations. On peut adapter, en général, ce système de conditions limitantes :

- Seulement, l'écoulement liquide est examiné
- Le milieu poreux est incompressible ;
- Le liquide a une densité et une viscosité constantes ;
- Les forces osmotiques sont négligeables. L'eau se déplace seulement sous l'effet du gradient du potentiel hydraulique.
- Le milieu est isotrope.

Cependant, ces conditions peuvent être observées moins strictement avec la complexité des modèles. Dans d'autres situations, elles peuvent avoir une valeur substantielle. A titre d'exemple, la compressibilité des milieux poreux peut jouer un rôle important dans certains systèmes d'aquifères

profonds. Dans le cadre de ces conditions, l'infiltration des eaux souterraines peut être décrite par la loi générale de Darcy.

$$V_x = -K \frac{d\Phi}{dx} \quad (6)$$

où :

V_x - Vitesse moyenne de Darcy où le débit à travers une unité de surface selon la direction de x .

K - Le coefficient de filtration qui peut changer linéairement en fonction du degré de saturation.

Φ - Charge hydraulique avec l'équation de continuité, laquelle, pour une section verticale bidimensionnelle (x, z) peut s'écrire :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial V_x}{\partial x} - \frac{\partial V_z}{\partial z} + S \quad (7)$$

où :

θ - Teneur en eau optimale.

S - Terme d'origine (exemple, les pertes par ETP dans la zone de base, ou l'intensité de prélèvement des eaux souterraines).

De ce fait on arrive à l'équation décrivant le processus de l'infiltration :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \Phi}{\partial z} \right] + S \quad (8)$$

Etant donné que ($\Phi = \psi + z$) (ou ψ - potentiel capillaire et z - point par rapport à un certain plan de comparaison arbitraire), alors :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] + S \quad (9)$$

Ces équations contiennent deux variables inconnues Φ et ψ . On peut résoudre l'équation (9) de deux façons, en la réécrivant par rapport à Φ et ψ :

$$\alpha(\psi) = \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] + S \quad (10a)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] + S \quad (10b)$$

où :

$c(\psi) = \partial \theta / \partial \psi$ désignant le milieu de l'humidité hygroscopique spécifique.

$\partial \theta = K(\psi) / d(\theta)$ - coefficient de diffusion du milieu.

Ainsi, pour résoudre ces équations, il est nécessaire d'établir deux relations fonctionnelles entre $K(\psi)$ et $c(\psi)$ pour l'équation (10a) et entre $D(\theta)$ et $K(\theta)$ pour l'équation (10b). Les exemples de ces équations sont illustrés par la figure 2.

Sur cette figure, on ne montre que les fonctions uniformes. En général, les relations de ce type peuvent avoir une hysteresis, c'est-à-dire, pour une valeur donnée de θ il peut exister un certain diapason de valeurs K et ψ , qui dépendent des conditions d'humidité et du drainage des sols.

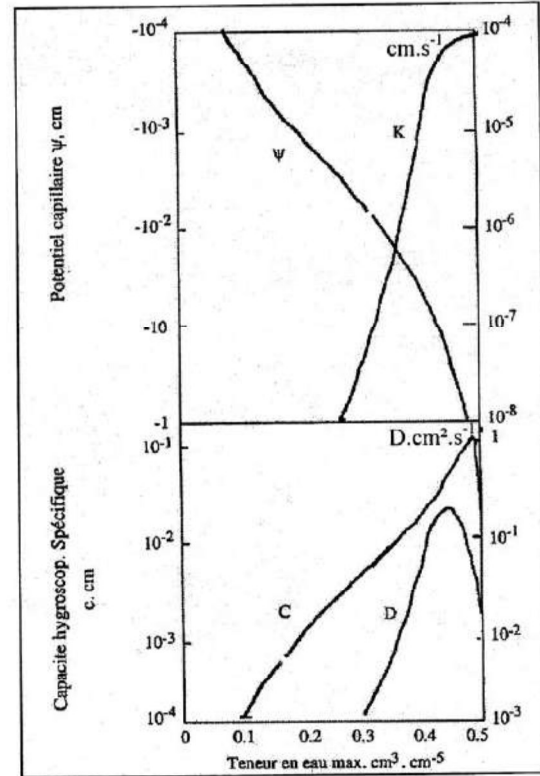


Figure 2 : Courbes caractéristiques typiques univalentes de l'humidité des sols.

En pratique, la détermination directe des fonctions C , D et K exige beaucoup de temps et se complique par les effets de l'hysteresis. Dans la plupart des cas, il est admis que les fonctions sont uniformes. Ensuite, sur la base des arguments théoriques et des facteurs empiriques on peut admettre que ces fonctions peuvent être représentées, adéquatement, par une relation mathématique simple. En qualité d'analogie à ces équations, on peut citer les relations de Brooks Corey [4]

$$K(\psi) = K_s \left[\psi_b / \psi \right]^{(2+3\lambda)} \quad (11a)$$

$$\left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right] = \left[\psi_b / \psi \right]^\lambda \quad (11a)$$

Où :

K_s - Coefficient de filtration dans les conditions d'une saturation totale.

θ_s - Porosité en condition de saturation totale.

θ_r - saturation résiduelle.

ψ_B - Paramètres des terrains caractérisant le "potentiel de capture de l'air par l'eau".

λ - Paramètre du milieu.

4.1 Les conditions initiales et aux limites des modèles

Les équations des écoulements de surface fluviaux et souterrains, ne peuvent être adaptés sans avoir posé les conditions initiales et aux frontières.

Les conditions initiales décrivent l'état du bassin fluvial comme systèmes en termes d'humidité et de potentiels hydrauliques des aquifères, mais aussi, les profondeurs des courants superficiels et les vitesses des écoulements de surface au temps $t = 0$ (début des calculs).

Les situations, où les données de mesures dont on dispose s'avère suffisantes pour définir les conditions initiales pour toute une région, se présentent rarement. Même dans les bassins où des recherches sont menées systématiquement, il faut nécessairement une interpolation entre les points de mesure. En règle générale, les conditions initiales se définissent de sorte à ce qu'elle correspondent à la réalisation (mathématique) du modèle.

Il existe pour les modèles des écoulements de surface et souterrains, deux types de conditions initiales admissibles qui sont simultanément, au plan hydrogéologique, fondées.

La condition des débits nuls ($Q = 0$) et la condition du mouvement stationnaire du fluide.

La condition des débits nuls ($Q = 0$) signifie que pour les écoulements de surface $V = 0$ et pour les écoulements souterrains $\psi = -z$ (c'est-à-dire $d\psi/dx = d\psi/dz = 0$).

Dans les conditions du mouvement stationnaire, les dérivées temporelles entrant dans les équations du mouvement du fluide sont égales à zéro, et à cette occasion on ne peut les résoudre conformément aux conditions (aux) limites correspondantes qui comprennent une vitesse constante d'alimentation donnée.

Les conditions frontières sont les conditions données aux frontières du domaine de l'écoulement

(figure 3). En général, on utilise dans les modèles de l'écoulement souterrain deux types de conditions (aux) limites : Les frontières avec charge constante et les frontières avec débit donné.

Les cas particuliers de frontières avec charge constante dans les modèles d'infiltration des eaux souterraines sont les frontières à travers lesquelles se fait l'infiltration par alimentation et la suction. On donne pour ces frontières la condition $y = h \geq 0$, où h épaisseur de la lame des eaux de surface recouvrant cette frontière.

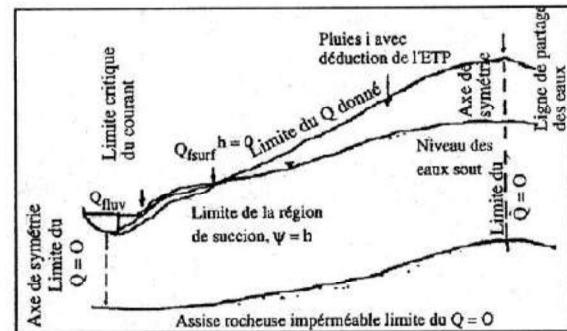


Figure 3 : Conditions limites typiques utilisées dans la modélisation du versant.

En général, en qualité de conditions pour les frontières supérieures à la région de l'écoulement de surface, ou pour les affluents à l'amont du courant. On donne $V = 0$.

Pour les limites inférieures, on donne deux types de conditions (aux) limites : débit normal ou constant. Dans ce cas la relation entre Q et A se définit par les équations (3a) et (3b) et le débit critique. Dans ce dernier cas, le système des équations peut être complété par la relation suivante:

$$V = (gh)^{1/2} \quad \text{ou} \quad Q = g^{1/2} A^{3/2} B^{-1} \quad (12)$$

Enfin, à l'exception des systèmes d'écoulement simples, la nécessité de donner les conditions internes peut s'avérer indispensable, c'est à dire, les conditions (aux) limites à l'intérieur de la région d'écoulement comprise entre l'espace poreux et l'écoulement de surface.

4.2 La solution des équations

Après avoir défini la structure du modèle et les principales équations qui sont en rapport avec elle, on aborde la deuxième étape du processus de prédétermination de la solution de ces équations. A cet effet, on définit dans ces équations les valeurs

des paramètres caractérisant le système en question. Comme il a été fait mention, que même pour les processus séparés, les solutions analytiques sont insuffisantes, ce qui nous conduit à utiliser les méthodes numériques approximées, proposant un maillage spatio-temporel de la région d'écoulement composé de points (noeuds) de calculs. En ce qui nous concerne, on peut appliquer différentes méthodes de solution numériques des équations aux dérivées partielles y compris les méthodes des différences finies et les méthodes des éléments finis, les méthodes des volumes finis et les méthodes aux frontières intégrales.

Dans ce travail, nous accordons un intérêt particulier aux facteurs les plus déterminants, qui doivent être pris en considération dans l'application des schémas numériques [5].

5 CONCLUSION

La description ci-dessus des modèles physiquement fondés reproduisant l'écoulement de surface et souterrain, n'est qu'une conception approfondie des processus des écoulements liquides se déroulant dans des conditions réelles. A l'état actuel d'application des modèles à paramètres répartis, la tendance qui prédomine est celle qui est en rapport avec la perte d'un grand volume d'information relative à la nature des processus hydrauliques réels.

A ce titre, dans ces modèles, on peut introduire, par exemple des valeurs constantes de la rugosité du lit fluvial, même si on savait que ce paramètre peut varier dans l'espace et dans le temps (par exemple, dans le mouvement des courants surcritiques). Analogiquement, on peut considérer les valeurs du coefficient de filtration constantes malgré qu'elles se caractérisent par une variation spatiale et temporelle dans les sols exposés à un retrait ou séchage. A cause des déficiences en matières de théorie correspondante, à la modélisation, on néglige les processus des écoulements dans les canaux ou dans les macropores. Les effets de l'anisotropie du coefficient de filtration sont souvent négligés malgré qu'ils peuvent jouer un rôle important dans la formation de l'écoulement. Analogiquement, souvent, on ne tient pas compte des fissures

superficielles et les autres hétérogénéités dans la structure des sols. Les paramètres du relief sont généralisés à tel point qu'il soit difficile de distinguer après schématisation si le versant est convergent ou divergent. L'influence de la configuration du relief sur la formation des écoulements de surface et souterrain, n'est pas à démontrer pourtant, quoiqu'on simplifie ses paramètres.

Il est parfaitement clair que le développement des modèles est fonction principalement, du nombre de paramètres à calibrer.

En perspective, l'utilisation rationnelle des mesures sur champs, peut jouer un rôle fondamental dans l'adaptation de telles solutions et la vérification des conditions, dans chaque cas concret, posées dans les modèles présentés ci-dessus.

En perspective, les modèles à paramètres répartis peuvent connaître une large application, et ceci est lié, en premier lieu, avec le fait qu'il soit construit sur une base théorique très stricte. Cette thèse doit tenir compte de la vérification des valeurs calibrées des paramètres après étude de correspondance des hydrogrammes théoriques et réels.

Les valeurs des paramètres peuvent ne pas avoir un sens physique. La cause, peut être l'insensibilité des modèles aux paramètres inconnus, la corrélation entre les paramètres et les erreurs dans les données de base et les conditions initiales.

A cet effet, l'adaptation des modèles à paramètres répartis ne peut se réaliser qu'à la condition suivante : La nécessité absolue à un programme de recherche intégré sur champs, afin de pouvoir réunir tous les paramètres dont ce modèle a besoin pour trouver une réponse aux problèmes complexes des écoulements de surface et souterrains.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] K.J Beven, P.E O'connell : "*Macropores and flow in soils*. Water Resources Res. 18 (5) 1982.
- [2] R.A Freeze : "*Three dimensional transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin*". Water Resources Res, 7(2), 1971.

- [3] K.J Beven : "*On the generalised kinematic routine,method*" Water Resources Res, 18 (5), 1982
- [4] A. Fourar, A. Messameh : "*Modélisation des écoulements des cours d'eau*" 2ème
- Séminaire National d'Hydraulique, Biskra, (1996).
- [5] R.H Brooks, A.T Corey : "*Hydraulic properties of porous media*", Hydrology paper N° 3, Dept. Civil Engineering, Colorado State University, Fort collins, Colo (1964).

DANS LE PROCHAIN NUMÉRO :

**RESTAURATION DU PATRIMOINE ARCHITECTURAL
EN PISE: CAS DU SITE DE HONAINE**

F. Ghomari & F. Benabdelouahab

**AMELIORATION DE LA PORTANCE DES SOLS PAR
UTILISATION DES NAPPES DISCONTINUES SOUPLES**

T. Messas ; C. Coulet ; R. Azzouz & L. Curtil

**MISE AU POINT D'UNE METHODE RAPIDE POUR
LA DETECTION DE LA REACTIVITE
ALCALI-GRANULATS**

B. Guettache

LA GAMMADENSIMETRIE ET SES APPLICATIONS

N. Belas Belarbi & T. Kadri

**EFFETS STRUCTURAUX DU FLUAGE DANS
LES STRUCTURES EN BETON ARME**

K. Ezziane ; A Hellal & A Bouikni

**SIMULATION DES DEBITS MENSUELS ET DECADEAIRES
PAR LES MODELES ARMA**

N. Dechemi & D. Souag