

MODELISATION DU COMPORTEMENT HYDRAULIQUE D'UN SOL DRAINE DEBITS DE POINTE ET TARISSEMENTS

B. LESAFFRE⁽¹⁾ et D. ZIMMER⁽¹⁾

RESUME

Le fonctionnement hydraulique des sols peu profonds drainés est caractérisé par des débits de pointe très brefs et brusques, suivis par une phase de tarissement de longue durée. Une expérimentation, menée pendant l'hiver 1985-1986 sur un sol limoneux peu profond subissant un excès d'eau temporaire, ayant montré que la forme de la nappe restait constante pendant la phase débits de pointe, l'approche classique de BOUSSINESQ en régime variable a été retenue pour élaborer le modèle SIDRA, qui prend également en compte l'hétérogénéité verticale du sol. Ce modèle a été appliqué à la simulation de débits et hauteurs de nappe au pas de temps horaire, après discrétisation des équations par les différences finies. L'article compare les valeurs simulées et mesurées sur le site expérimental d'Arrou au cours des hivers 1980-1981 et 1985-1986.

MOTS-CLES : Drainage - Débits de pointe - Modélisation - Expérimentation - Régime transitoire.

KEY-WORDS : Drainage - Peak flows - Simulation model - Field investigations - Transient flow.

INTRODUCTION

Pour expliquer les débits de pointe observés à la sortie des réseaux de drainage lors de pluies relativement élevées, on suppose généralement l'existence d'écoulements superficiels (ruissellement, écoulement dans l'horizon labouré) captés par la tranchée de drainage : FLODKVIST semble avoir été le premier à émettre cette hypothèse en 1931 [RUSSEL, 1934].

Dans un autre article [LESAFFRE et ZIMMER, 1987], nous avons analysé les résultats d'une expérimentation installée fin 1985 sur le site d'Arrou pour vérifier cette hypothèse. A partir du suivi de profils tensiométriques horaires mesurés à différentes distances de la tranchée, nous n'avons mis en évidence aucun gradient hydraulique à proximité de la surface lors des débits de pointe mesurés, il est vrai relativement faibles, au cours de la saison de drainage intense de l'année 1985-86. Par contre, les gradients hydrauliques horizontaux au voisinage du drain deviennent très élevées, et la nappe garde une forme quasi constante.

Les hypothèses émises sur la base de ces résultats expérimentaux nous permettront, dans cet article, d'étendre les équations habituelles du drainage à la phase « débit de pointe ». Après avoir détaillé les hypothèses nécessaires à l'élaboration du modèle, nous nous baserons sur les équations de continuité et des quantités de mouvement — en transformant cette dernière au moyen de la fonction de potentiel de débit —

(1) CEMAGREF, division Drainage et Assainissement Agricoles, Parc de Tourvoie, B.P. 121, 92164 Antony Cédex.

pour établir une relation entre le débit, l'infiltration nette et la charge hydraulique à l'inter-drain : nous mettrons ainsi en évidence l'origine du débit de pointe. Ensuite, nous comparerons les valeurs simulées et mesurées sur le site expérimental d'Arrou au cours des hivers 1980-81 et 1985-86.

I. ELABORATION DU MODELE

A) Hypothèses et bases du modèle

Le dispositif drainant, formé de tuyaux parallèles, est schématisé sur la figure 1. La nappe, libre et peu profonde, se forme sur un *plancher imperméable horizontal sur lequel sont posés les drains* ; le dispositif drainant est symétrique par rapport à l'inter-drain. De telles hypothèses sont pratiques car elles facilitent le traitement mathématique ; en outre, en sols à excès d'eau temporaire, la profondeur d'apparition du plancher imperméable est telle que les drains sont généralement posés sur ou dans ce dernier. Par ailleurs, ces hypothèses sont peu restrictives : d'une part, tant que la pente reste faible (inférieure à 30 %, selon GUITJENS et LUTHIN, 1965), elle a peu d'influence sur la vitesse de rabattement de la nappe ; d'autre part, il n'est pas difficile d'étendre la démarche au cas général. En outre, il n'existe aucun obstacle à l'infiltration dans le sol au-dessus du plancher. L'infiltration profonde et le ruissellement sont considérés comme négligeables ; le débordement de la nappe n'est pas étudié ici.

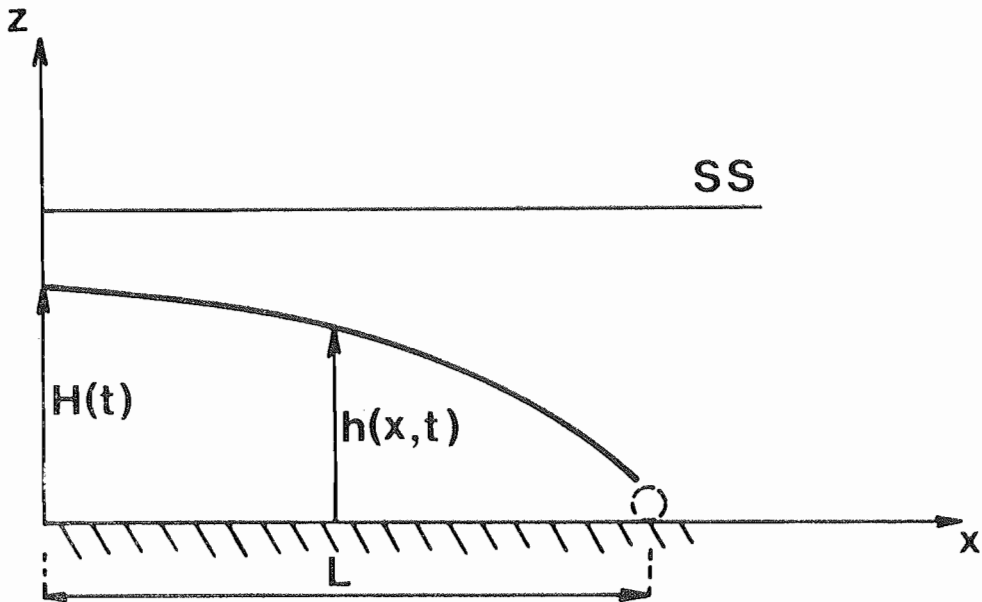


Figure 1 : Schéma du dispositif drainant. L : demi-écartement ; $h(x,t)$: hauteur de la nappe au-dessus du plancher imperméable ; $H(t)$: hauteur de la nappe à l'inter-drain ; S.S. : surface du sol.

Schematic of subsurface drainage to laterals.

L : semispacing

$h(x,t)$: water-table height above the barrier

$H(t)$: midpoint water-table height

S.S. : soil surface

Nous proposons les quatre hypothèses suivantes sur la base de l'interprétation des résultats expérimentaux obtenus au cours des deux phases du fonctionnement du drainage (LESAFFRE et ZIMMER, 1987), en notant qu'elles sont habituellement faites pour la seule phase du tarissement non influencé par les pluies :

— (H1) Les débits de pointe ayant été reliés au phénomène de recharge de la nappe, il est possible de ne prendre en compte les *transferts d'eau au-dessus de la nappe* (définie comme l'ensemble des points où la pression de l'eau est strictement supérieure à celle de l'air) que par leur contribution à la production de débit, au moyen de la notion de *porosité de drainage, définie comme le volume d'eau évacué ou stocké par unité de volume de sol lorsque la nappe fluctue*.

— (H2) *Le potentiel total d'eau est constant* dans toute section verticale saturée, hypothèse simplificatrice due à DUPUIT.

— (H3) Tant au cours du débit de pointe que pendant le tarissement non influencé, *la forme de la nappe reste constante*.

— (H4) Pendant le tarissement, *les drains ne sont pas en charge* ; pendant la pluie, la tranchée peut être saturée, mais *la pression de l'eau y est alors toujours égale à la pression atmosphérique*.

Ces hypothèses sont les bases de l'équation de BOUSSINESQ, dont on considère habituellement qu'elle prédit convenablement le rabattement de la nappe en sols homogènes et isotropes (GUYON, 1964 ; VAN SCHILFGAARDE, 1965). Supposant le sol homogène, VAUCLIN et al. (1976) ont étudié le rabattement d'une nappe initialement horizontale en comparant les solutions basées sur les équations de BOUSSINESQ, d'une part, de RICHARDS, d'autre part, et en insistant sur leurs différences. A partir de cette même comparaison, SKAGGS et TANG (1976) ont estimé par contre que, sauf au début du tarissement et sous réserve de prendre en compte la convergence de l'écoulement au voisinage du drain et l'hétérogénéité verticale du sol, l'équation de BOUSSINESQ fournit des prévisions acceptables. GUYON (1983) et YOUNGS (1985) arrivèrent aux mêmes conclusions, en comparant des résultats expérimentaux in situ aux courbes théoriques du tarissement déduites de l'équation de BOUSSINESQ modifiée pour prendre en compte l'hétérogénéité verticale du sol.

A partir de ces constatations, nous supposons (hypothèse H5) le sol anisotrope et hétérogène verticalement. En pratique, l'anisotropie d'un sol a peu d'influence sur le transfert en milieu saturé (WOLSACK, 1978 ; YOUNGS, 1986) et peut donc être négligée. Pour prendre en compte l'hétérogénéité verticale des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique et porosité de drainage), il est commode d'utiliser la notion de « potentiel de débit unitaire », introduite indépendamment par GUYON (1964), ZAOUI (1964) et YOUNGS (1965). Pour élaborer un modèle simple mais précis, il faut introduire deux hypothèses supplémentaires :

— (H5.1) GUYON estime (1981) qu'en sol lessivé la valeur des paramètres hydrodynamiques diminue progressivement lorsque la profondeur croît : en conséquence, on peut les écrire comme des fonctions monomiales de la cote, ce qui simplifie le traitement mathématique tout en fournissant d'excellentes prévisions du tarissement de la nappe pour le site expérimental étudié (GUYON, 1983) ;

— (H5.2) L'horizon perturbé est souvent plus poreux et plus perméable que la masse du sol : en supposant que la valeur des paramètres hydrodynamiques y est constante et plus forte qu'en-dessous, GUYON (1985a) réussit à ajuster les courbes théoriques sur les valeurs mesurées du niveau de la nappe pendant le rabattement de celle-ci dans l'horizon perturbé. Cette hypothèse est moins forte qu'elle ne paraît, vu la très faible contribution de l'horizon labouré aux écoulements du drainage.

La dernière hypothèse (H6) est proposée à partir de la mise en évidence d'un plan horizontal de flux nul proche de la surface du sol pendant la phase de tarissement (LESAFFRE et ZIMMER, 1987), ce qui implique une relative déconnexion entre la partie supérieure de la zone non saturée et la nappe. La partie non saturée du sol soumise à l'évapotranspiration peut être assimilée à un réservoir dont la limite inférieure sera appelée dans ce qui suit « profondeur de stockage ». Cette hypothèse est cohérente avec les observations de FEODOROFF et RAFI (1962) et de

MAERTENS et al. (1974) selon lesquelles, en sol non desséché, les couches profondes du sol ne participent ni à l'évapotranspiration de l'eau en sol nu ni le cas échéant à l'alimentation en eau de la plante.

B) Méthodes de résolution

L'hypothèse H1 permet d'écrire l'équation de continuité de la manière suivante :

$$\frac{\partial q(x,t)}{\partial x} = R(t) - f(h) \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} \quad (1)$$

où : t = temps ;

x = abscisse à partir de l'inter-drain ;

h(x,t) (noté aussi h) = hauteur de la nappe au-dessus du plancher imperméable où se situe l'origine de l'axe des cotes z, orienté vers le haut ;

q(x,t) = débit unitaire à travers une section verticale saturée ;

f(h) = porosité de drainage ;

R(t) = infiltration nette, définie comme la différence entre l'intensité pluviométrique P(t) et l'évapotranspiration E(t). Suivant le signe de R(t), deux cas seront étudiés plus loin.

A partir de l'hypothèse H5, nous pouvons écrire l'équation dynamique ainsi :

$$q(x,t) = - \frac{\partial F(x,t)}{\partial x} \quad (2)$$

$$\text{où : } F(x,t) \text{ (noté aussi } F) = \int_0^h K(z) (\varphi - z) dz \quad (3)$$

F est la fonction de potentiel de débit ;

$\varphi(x,z,t)$ (noté aussi φ) = potentiel total de l'eau (ou charge hydraulique) au-dessus du plancher, en tout point ;

K(z) = composante horizontale de la conductivité hydraulique.

GUYON (1976, 1985b) a démontré que la différence entre la valeur exacte de la fonction F et sa valeur approchée calculée à partir de l'hypothèse de DUPUIT (hypothèse H2) est généralement négligeable ; YOUNGS (1965) met en évidence que cette différence est particulièrement faible lorsque la conductivité hydraulique augmente avec la cote (hypothèse H5.1). On peut alors écrire l'équation 3 de la façon suivante, puisque φ devient h :

$$F = \tilde{K}(h) \frac{h^2}{2} \quad (4)$$

où :

$$\tilde{K}(h) = \frac{2}{h^2} \int_0^h K(z) (h - z) dz \quad (5)$$

L'équation 4 est particulièrement pratique à utiliser, car, en sols homogènes et isotropes, $\tilde{K}(h)$, appelé par WOLSACK (1978) « conductivité hydraulique horizontale équivalente », est égal à la conductivité hydraulique. On peut en déduire une expression simple de K(h) à partir de l'hypothèse H5.1, qui signifie que K(z) et f(z) sont respectivement proportionnels à z^m et z^p , m et p étant les « coefficients d'hétérogénéité » ; par exemple :

$$f(z) = f(h) \cdot (z/h)^p \quad (6)$$

On démontre en effet que $\tilde{K}(h)$ est également proportionnel à h^m . L'expression de $\tilde{K}(h)$ est plus compliquée lorsque la nappe se trouve dans l'horizon perturbé (hypothèse H5.2), mais son utilisation ne modifie pas la démonstration qui suit de façon significative. En effet, il est clair, à partir de l'analyse de l'équation 5, que le poids des horizons, égal à $h-z$, diminue lorsque z augmente.

Ainsi que de nombreux auteurs l'ont souligné (BOUSSINESQ, 1904 ; GLOVER, in DUMM, 1954 ; VAN SCHILFGAARDE, 1965 ; GUYON, 1964), l'hypothèse H3 est nécessaire pour résoudre l'équation différentielle déduite des équations 1 et 2 :

$$\frac{\partial^2 F}{\partial x^2} = f(h) \frac{\partial h}{\partial t} - R(t) \quad (7)$$

Cette hypothèse permet en effet la séparation des variables :

$$h(x,t) = H(t).C(X) \quad (8)$$

où : $H(t)$ (noté également H) = hauteur de la nappe à l'inter-drain ;

$C(X)$ = hauteur réduite de la nappe à l'abscisse réduite $X = \frac{x}{L}$, L étant le demi écartement.

Enfin, l'hypothèse H4 permet d'écrire la condition aux limites de la zone saturée dans la tranchée ($x = L$) : pendant le tarissement, $h(L,t) = 0$; pendant le débit de pointe, $\varphi(L,z,t) = z$. Ces deux expressions impliquent :

$$F(L,t) = 0 \quad (9)$$

Considérons maintenant le cas où $R(t) \geq 0$. Intégrant l'équation 1 en fonction de x à la manière de GUYON (1964, 1981), une première fois puis une deuxième fois, nous obtenons les expressions suivantes (le traitement mathématique est détaillé, par exemple, par GUYON, 1981) :

$$\bullet Q(t) = \frac{q(L,t)}{L} = R(t) - P \frac{dH}{dt} f(H) \quad (10a)$$

où : $Q(t)$ = débit surfacique ;

$$P = \int_0^1 C^{1+p}(X) dX = \text{premier coefficient de forme de la nappe} \quad (10b)$$

$$\bullet \int_0^L q(x,t) dx = \frac{R(t).L^2}{2} - N \frac{dH}{dt} f(H) L^2 \quad (11a)$$

$$\text{où : } N = \int_0^1 (1-X).C^{1+p}(X) dX = \text{second coefficient de forme de la nappe} \quad (11b)$$

On démontre facilement que l'équation de la surface libre de la nappe en régime permanent s'écrit : $C^{2+m}(X) + X^2 = 1$ (GUYON, 1985b) ; en introduisant cette expression dans les équations 10b et 11b et en supposant $m = 2p$ (ce qui revient à dire que la porosité de drainage est proportionnelle à la racine carrée de la conductivité hydraulique, cas du site d'Arrou), on montre que P et N deviennent indépendants de l'hétérogénéité verticale du sol et peuvent être pris respectivement égaux à $7/9$ et $4/9$. CHOSSAT (1985) obtient des valeurs très proches à partir des formes de nappes expérimentalement mesurées sur le site d'Arrou au cours de la saison 1980-81.

Une autre expression de $\int_0^L q(x,t) dx$ se déduit de l'intégration de l'équation 2 :

$$\int_0^L q(x,t) dx = F(0,t) - F(L,t)$$

En remplacement, dans l'équation 12, $F(o,t)$ par son expression de l'équation 4 et $F(L,t)$ par son expression de l'équation 9, nous obtenons :

$$\int_0^L q(x,t) dx = \tilde{K}(H) \frac{H^2}{2} \quad (13)$$

En combinant cette dernière équation avec l'équation 11a, nous en déduisons, après arrangement des termes :

$$\frac{dH}{dt} = \frac{1}{2N f(H)} [R(t) - \tilde{K}(H) \frac{H^2}{L^2}] \quad (14)$$

Enfin, nous introduisons cette dernière expression dans l'équation 10a pour obtenir :

$$Q(t) = \frac{P}{2N} \tilde{K}(H) \frac{H^2}{L^2} + (1 - \frac{P}{2N}) R(t) \quad (15)$$

Cette équation met bien en évidence la différence entre les débits de régimes de tarissement *influencé* ($R(t) > 0$) et *non influencé* ($R(t) = 0$) : elle réside dans le seul terme $(1 - \frac{P}{2N}) R(t)$. *Pendant les pluies fortes, les débits de pointe prédits par le modèle sont dus à la forme constante de la nappe ; autrement dit, ils sont principalement créés par la partie de l'infiltration qui ne peut pas être stockée au sein de la nappe, ce qui est cohérent avec nos résultats expérimentaux (LESAFFRE et ZIMMER, 1987).*

Quant au cas $R(t) < 0$, nous aurions pu utiliser des modèles exhaustifs comme ceux de WALLEY et HUSSEIN (1982) ou de BELMANS et al. (1983), mais, dans le cadre de notre étude, nous définissons deux situations seulement, en utilisant l'hypothèse H6 :

— Lorsque la nappe est en-dessous de la « profondeur de stockage », l'évapotranspiration agit uniquement sur la zone non saturée, sans influencer le rabattement de la nappe ; la pluie qui suit réhumecte d'abord la zone non saturée avant de recharger la nappe ;

— Lorsque la nappe se situe au-dessus de cette profondeur, l'évapotranspiration contribue également au rabattement ; les équations 14 et 15 sont respectivement remplacées par :

$$\frac{dH}{dt} = \frac{1}{f(H)} \left[\frac{R(t)}{P} - \frac{1}{2N} \tilde{K}(H) \frac{H^2}{L^2} \right] \quad (16)$$

$$Q(t) = \frac{P}{2N} \tilde{K}(H) \frac{H^2}{L^2} \quad (17)$$

La réponse hydraulique d'un réseau de drainage soumis à une infiltration variable dans le temps est complètement décrite par les équations 14 à 17 et par le concept de profondeur de stockage.

II. FONCTIONNEMENT DU MODELE - APPLICATIONS

A) Description, calage et évaluation du modèle

Rédigé en Basic sur micro-ordinateur compatible, le modèle SIDRA (Simulation du DRAINage) fonctionne au pas de temps horaire, les équations 14 et 16 ayant été

numérisées par la méthode de RUNGE-KUTTA d'ordre 4. Utilisant des *données météorologiques* (précipitation et évapotranspiration potentielle), il fournit des chroniques piézométriques et débitométriques. Nous l'avons utilisé sur une parcelle du site expérimental d'Arrou situé dans le Faux-Perche, sur un sol lessivé à pseudo-gley développé sur limon des plateaux, et où sont mesurées au pas de temps horaire les précipitations, ainsi que les débits et les hauteurs de nappe à l'inter-drain (LESAFFRE et ZIMMER, 1987).

A partir des valeurs d'évapotranspiration journalières calculées à Chateaudun et fournies par la Météorologie Nationale (CHOISNEL, 1985), nous avons déterminé des valeurs horaires en supposant qu'au cours de la journée l'évapotranspiration est une fonction sinusoïdale maximale à 14 h. L'évapotranspiration réelle est retenue égale à l'évapotranspiration potentielle, vu la période de l'année considérée et le stade de développement des cultures ; elle affecte les parties saturées et non saturées du sol suivant la position de la nappe par rapport à la « profondeur de stockage ». Rappelons que nous ne prenons en compte ni le ruissellement, ni l'infiltration profonde. Toutes ces hypothèses simplificatrices sont ici faites en première approximation ; dans une étape ultérieure et en fonction des résultats obtenus, elles pourront être affinées.

Les *caractéristiques hydro-pédologiques du sol* sont son épaisseur au-dessus du plancher imperméable, la composante horizontale de la conductivité hydraulique saturée et la porosité de drainage, ces deux dernières variables étant des fonctions puissance de la cote (5 paramètres) ; en outre, l'horizon perturbé peut être pris en compte (3 paramètres supplémentaires). Les valeurs de P et N retenues sont 7/9 et 4/9, comme nous l'avons noté précédemment.

Le calage d'un modèle se fait souvent en minimisant la somme des carrés des écarts entre les chroniques calculées et mesurées : cette démarche *n'est appliquée ici que sur la phase de tarissement non influencé* que GUYON (1983) a ajusté sur les courbes théoriques de façon à déterminer les valeurs des caractéristiques hydro-

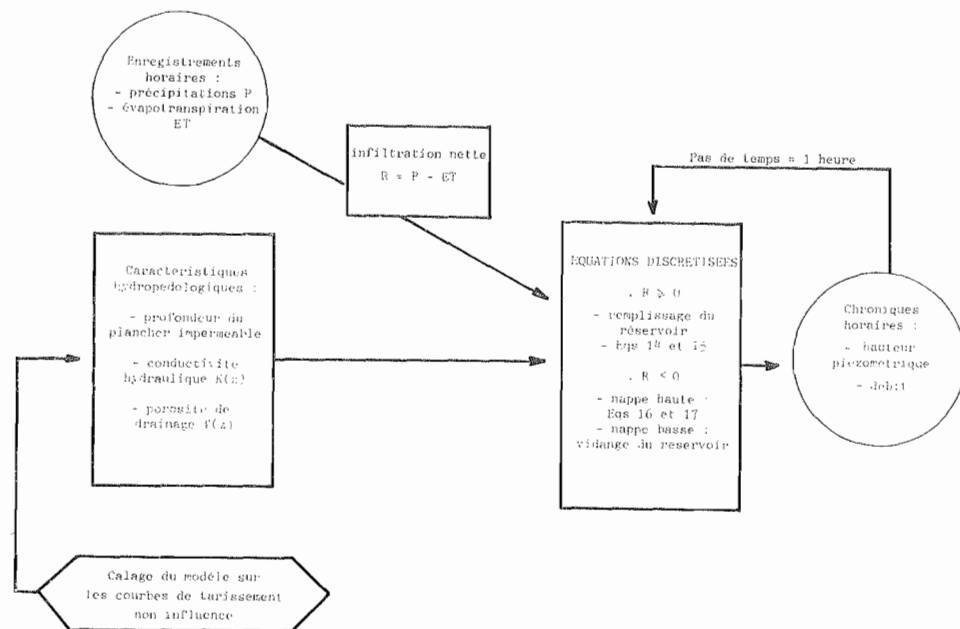


Figure 2 : Organigramme simplifié du modèle.
Simplified flow diagram of the model.

pédologiques (tableau 1). Dans le but de choisir la « profondeur de stockage » appropriée et de tester le modèle, nous mettrons l'accent ici sur la qualité de la prévision des phases débit de pointe, tout en analysant bien sûr l'ensemble des chroniques. La démarche est alors la suivante :

— en premier lieu, nous appliquerons la méthode des doubles-cumuls aux chroniques débitométriques simulées et mesurées ;

— ensuite, nous étudierons les chroniques elles-mêmes en regardant en détail la localisation des différences entre les valeurs calculées et mesurées (par exemple, au cours de pluies fortes et au début de la saison de drainage intense) ;

— enfin, nous comparerons les courbes de dépassement des débits et des hauteurs de nappe.

Un organigramme simplifié du modèle est présenté sur la figure 2.

B) Résultats et discussion

Nous discuterons ici les résultats de la simulation des saisons de drainage intense des années 1985-86 et 1980-81 : c'est en effet au cours de l'hiver 1985-86 qu'ont été analysés les transferts hydriques (LESAFFRE et ZIMMER, 1987) ; mais la saison de drainage intense n'ayant duré que cinq semaines cette année-là, celle de l'année 1980-81 a également été retenue, car elle s'étend sur 3 mois (du 22 décembre au 22 mars). Dans les deux cas, les cultures sont des céréales d'hiver (blé ou escourgeon). Nous présenterons les résultats de trois tests seulement, la profondeur de stockage étant prise égale à 10 cm en 1980-81 (les sorties du modèle sont repérées par l'indice 0) et à 10 cm et 23 cm (épaisseur de l'horizon perturbé) en 1985-86 (les indices sont respectivement 1 et 2).

Dans le but d'évaluer la capacité du modèle à prédire la réponse hydraulique globale du système drainant, nous avons établi la courbe des doubles-cumuls débits simulés-débits mesurés, dont un exemple typique est présenté figure 3.

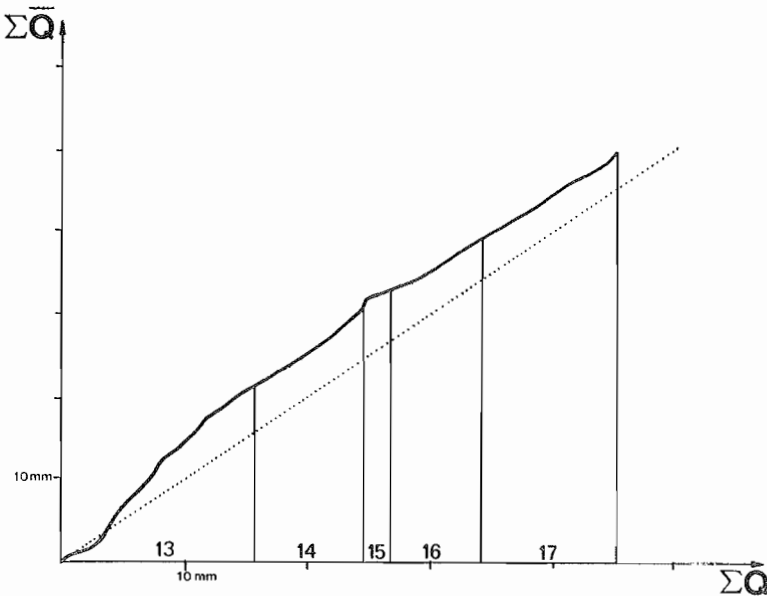


Figure 3 : Relation entre débits cumulés mesurés (ΣQ) et calculés ($\Sigma \bar{Q}$) du 24.03.86 au 27.04.86 (semaines 13 à 17).

Les pointillés représentent la première bissectrice.

Cumulative simulated ($\Sigma \bar{Q}$) versus observed (ΣQ) drainflow-rates, from March 24th to April 27th (weeks 13 to 17).

The dotted line accounts for the first bisector.

Excepté pendant le début de la saison de drainage intense, le ratio « valeurs simulées/valeurs mesurées » est égal à 1, ce qui signifie que le modèle reproduit convenablement les tendances du fonctionnement hydraulique constaté ; en outre, comme le ratio considéré reste constant alors que l'évapotranspiration croît au cours de la saison, on peut en conclure que : (a) l'infiltration profonde et le ruissellement à distance sont effectivement négligeables à moins de supposer que leur variation compense exactement celle de l'évapotranspiration ; (b) l'hypothèse que l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle est tout-à-fait acceptable ici. Par ailleurs, l'analyse des différentes courbes testées ici montre que la profondeur de stockage n'a aucune influence sur les tendances du fonctionnement hydraulique.

TABLEAU 1 : Caractéristiques du sol drainé
Tableau 1: Characteristics of the drained soil.

Ecartement entre les drains	: 10	m
Profondeur de l'horizon imperméable	: 0,75	m
Horizon perturbé : — épaisseur	: 0,23	m
— conductivité hydraulique	: 2	m/j
— porosité de drainage	: 0,03	
Horizons sous-jacents : — conductivité hydraulique équivalente (coefficient d'hétérogénéité $m = 0,75$)	: 0,41	m/j
— porosité de drainage (coefficient d'hétérogénéité $p = 0,37$)	: 0,026	

Par contre, au tout début de la saison de drainage intense, les valeurs simulées sont toujours supérieures aux valeurs mesurées, ce que l'on peut expliquer par l'une ou l'autre des deux causes suivantes, ou les deux : (a) même faible, l'infiltration profonde, que les tensiomètres détectent à ce moment-là, réduit le débit des drains ; (b) au fur et à mesure de la réhumectation, la matrice poreuse gonfle pour se stabiliser après le début de la saison de drainage intense : en conséquence, la porosité de drainage est initialement proportionnellement plus élevée que la conductivité hydraulique, de sorte que, pour une pluie donnée, la nappe s'élève plus lentement et produit un débit plus faible qu'ultérieurement.

Sur la figure 4 qui représente les chroniques horaires de l'année 1980-1981, on note que les valeurs simulées et mesurées sont peu différentes et varient en phase. Les divergences visibles sont de deux types : (a) pendant la phase de tarissement non influencé, le niveau de nappe simulé se rabat plus régulièrement que le niveau mesuré ; (b) les débits de pointe simulés sont légèrement en avance sur les débits mesurés et leur valeur peut parfois différer.

Les courbes des durées de dépassement des niveaux de nappe respectivement observés et simulés (figure 5) sont très proches l'une de l'autre ; l'écart peut provenir de l'imprécision de la cote de référence du piézomètre. Par contre, la prévision des faibles niveaux de nappe est nettement moins bonne : elle peut être due à la procédure de calage du modèle qui suppose que la conductivité hydraulique varie comme une fonction puissance de la cote, la précision diminuant alors nettement à proximité du niveau imperméable ; elle peut être également liée à la nature même de l'instrument de mesure, les piézomètres étant crépînés à une profondeur comprise entre 40 et 80 cm (LESAFFRE et ZIMMER, 1987).

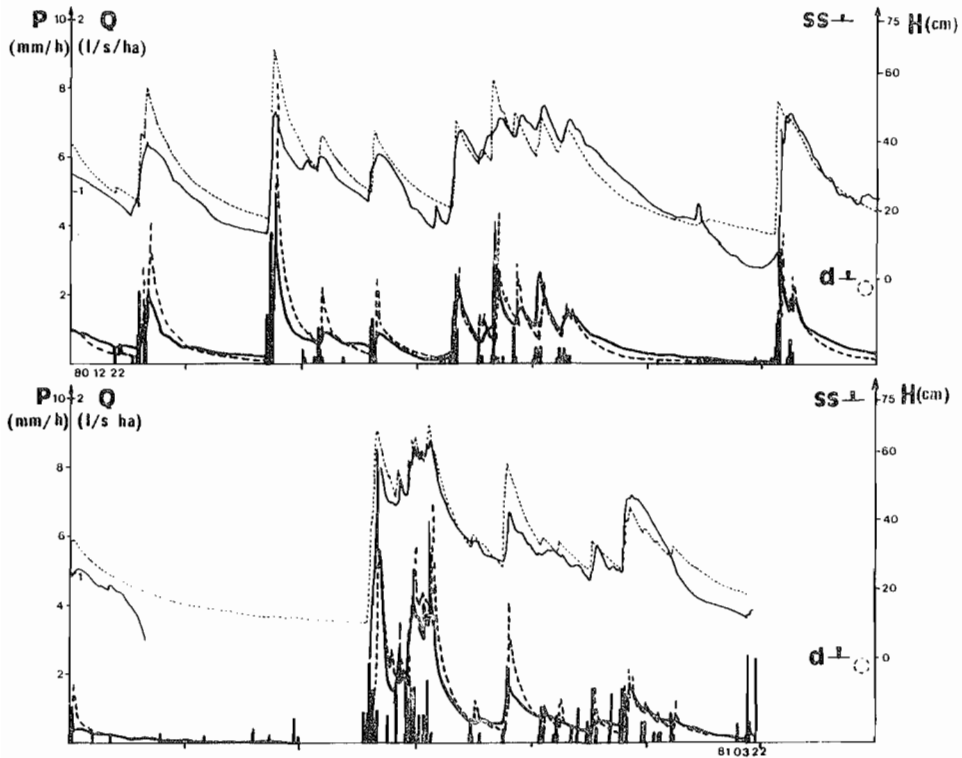


Figure 4 : Comparaison des chroniques mesurées et calculées (22.12.80 - 22.03.81).

• Hauteurs de nappe (H) à l'interdrain (cm) :

———— mesurées
 - - - - - calculées

• Débits $Q(l.s^{-1}.ha^{-1})$:

———— mesurés
 - - - - - calculés

D : drain

S.S. : surface du sol

P : précipitations en mm/h

Hourly measured and predicted sequences from December 22nd 1980 to March 22nd 1981.

• Water-table height H at mid-spacing (cm) :

———— observed
 - - - - - predicted

• Drainflow rate $Q(l.s^{-1}.ha^{-1})$:

———— observed
 - - - - - predicted

D : drain location

S.S. : soil surface

P : rainfall rate in mm/h

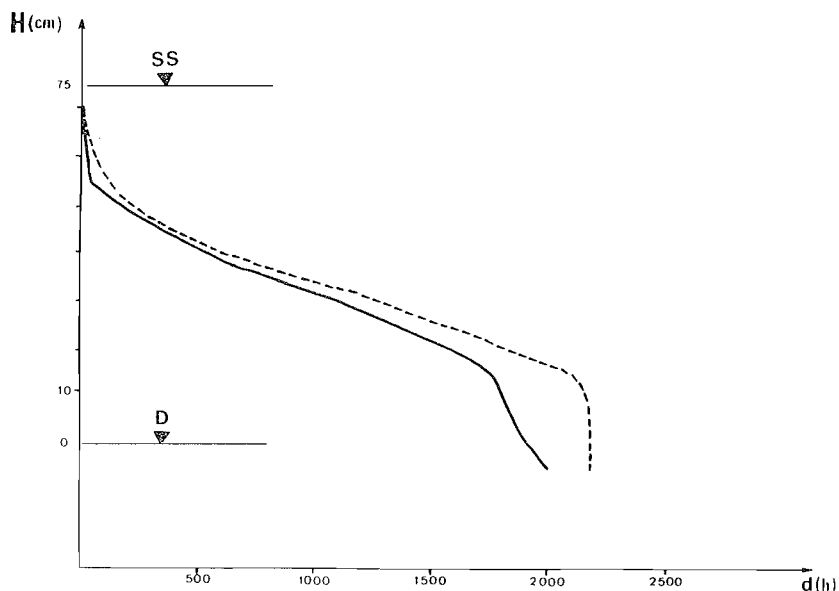


Figure 5 : Durée de dépassement (d en heures) de la hauteur de la nappe H (cm) du 22.12.80 au 22.03.81.

— : mesurée
 - - - : calculée
 D : drain
 S.S. : surface du sol

Water-table height (in cm) exceedance duration d (in hours) from December 22nd 1980 to March 22nd 1981.

— : observed
 - - - : predicted
 D : drain location
 S.S. : soil surface

En ce qui concerne les débits, il est intéressant de comparer les débits de pointe indépendants les plus élevés (Tableau 2), calculés selon la méthode mise au point par LESAFFRE et LAURENT (1983) :

— en 1980-1981, les débits de pointe simulés sont toujours en avance, mais jamais de plus de trois heures ; les écarts les plus forts sont soit observés à la suite d'une longue période sans forte pluie (c'est le cas les 3 janvier 1981 et 28 février 1981), soit dus à la fonte de la neige dans le pluviomètre (9 janvier 1981) ;

— en 1985-1986, les débits calculés apparaissent parfois quelques heures après les débits observés. La crue complexe observée les 30 et 31 mars est intéressante à analyser : une pluie totalisant 16,2 mm en 36 heures a généré trois débits de pointe dépendants à une demi-journée d'intervalle chacun, l'avance des débits simulés étant nulle ou d'une heure seulement ; cependant, les valeurs maximales de chacune des séquences sont, elles, séparées de 19 heures.

Tableau II : Débits de pointe indépendants les plus élevés (les données entre parenthèses ne sont pas prises en compte).

*First highest independent peak flow
(data into brackets are not taken into account)*

Date	Débits de pointe mesurés		Débits de pointe simulés (valeur en $\text{l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}$)		
	Heure	Valeur	Heure	Valeur Q_0	
Année 1980/ 1981					
27/12/80	12 H	0.40	12 H	0.85	
03/01/81	6 H	1.03	3 H	1.65	
09/01/81	Pas de débit de pointe		4 H	0.51	
14/01/81	5 H	0.52	3 H	0.58	
17/01/81	13 H	0.84	12 H	0.91	
20/01/81	10 H	0.53	9 H	0.48	
03/02/81	22 H	0.89	20 H	0.79	
28/02/81	9 H	1.74	7 H	1.15	
03/03/81	14 H	1.29	13 H	1.39	
07/03/81	8 H	0.46	5 H	0.48	
15/03/81	18 H	0.34	(17 H	0.47)	
Année 1985/ 1986					
	Heure	Valeur	Heure	Valeur Q_1	Valeur Q_2
24/03/86	17 H	0.92	23 H	1.05	1.05
27/03/86	14 H	0.16	10 H	0,23	0,26
30/03/86	(16 H	0.55)	15 H	0.80	0.81
31/03/86	7 H	0.79	(7 H	0.77	0.78)
18/04/86	19 H	0.25	21 H	0.31	0.31
21/04/86	11 H	0.94	12 H	0.88	0.88
27/04/86	13 H	0.14	5 H	0.28	0.28

Les raisons de l'avance des valeurs simulées peuvent être les suivantes : (a) des modifications fugaces de la forme de la nappe pendant la pluie peuvent permettre un stockage temporaire supplémentaire d'eau au sein de la nappe, cette eau étant évacuée dès que l'intensité pluviométrique a diminué ; (b) le modèle suppose que le transfert de l'eau est instantané dans le sol, alors que, tout au long de son cheminement, la vitesse réelle de l'eau n'est bien évidemment pas infinie : par exemple, VAUCLIN *et al.* (1976) mesurèrent, au cours d'une expérimentation en laboratoire, un temps de transfert dans la zone non saturée égal à près de deux heures.

Par contre, quand l'évapotranspiration est plus élevée, comme en 1986, les débits simulés peuvent retarder de quelques heures, surtout s'ils sont faibles (comme à la fin du mois d'avril), peut-être parce que lorsque le sol est suffisamment ressuyé, une partie de l'eau peut traverser la zone non saturée du sol sans le réhumecter, ce qui est cohérent avec l'observation estivale de débits de pointe instantanés et très courts.

D'autres raisons pourraient expliquer les écarts ponctuels entre les débits de pointe observés et mesurés, telles que le piégeage d'air, une hystérésis de la courbe $f(z)$..., mais ces écarts ponctuels s'équilibrent au cours de la saison de drainage, comme le montre l'analyse statistique. En comparant les valeurs classées des débits de pointe mesurés et simulés indépendants les plus élevés (Figure 6), de même qu'en analysant les courbes de durées de dépassement des débits (Figure 7), on s'aperçoit que les différences sont très faibles et pourraient probablement être encore diminuées grâce à un meilleur calage du modèle. On peut alors affirmer que, *en pratique, le modèle reproduit convenablement les débits et les niveaux de nappe — ou au moins leur probabilité d'apparition —, et prédit de même le moment où les débits élevés apparaissent.*

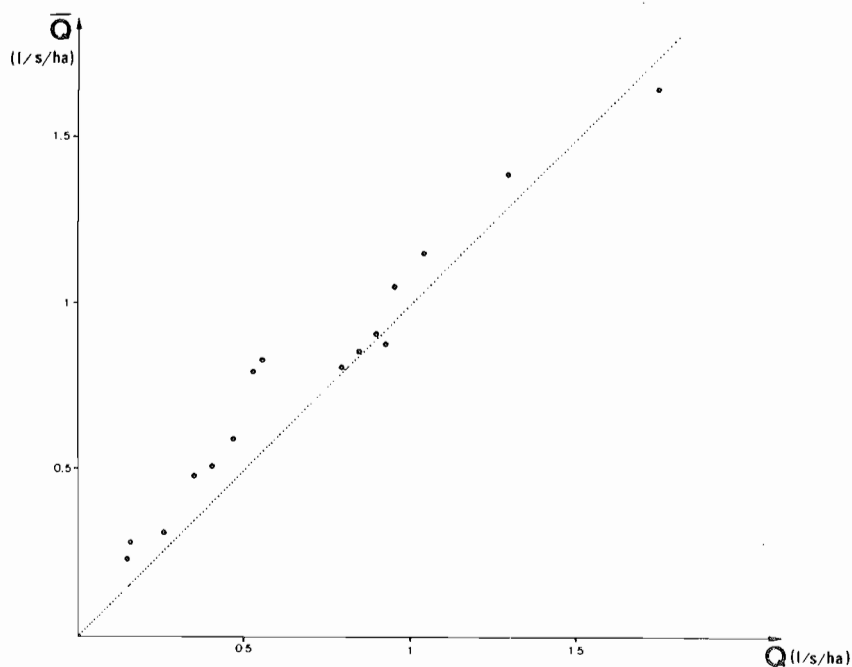


Figure 6 : Débits de pointe indépendants et classés : comparaison entre valeurs calculées \bar{Q} et valeurs mesurées Q (années 1980/81 et 1985/86). Les pointillés représentent la première bissectrice.

*Arranged predicted (\bar{Q}) versus observed (Q) higher independent peak flows (1980/81 and 1985/86).
The dotted line accounts for the first bisector.*

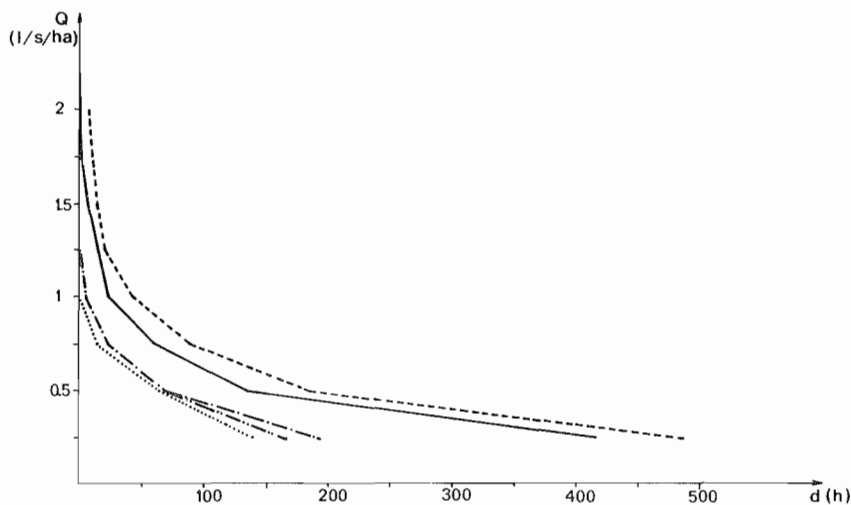


Figure 7 : Durées de dépassement (d en heures) du débit (Q en $l.s^{-1}.ha^{-1}$) :

● du 22.12.80 au 22.03.81 :

— : mesurée

--- : calculée (Q_0)

● du 24.03.86 au 27.04.86 :

..... : mesurée

-.-.- : calculée (Q_1)

—..— : calculée (Q_2)

Discharge Q (in $l.s^{-1}.ha^{-1}$) exceedance durations d (in hours) :

● from December 22nd 1980 to March 22nd 1981

— observed

--- predicted (Q_0)

● from March 24th 1986 to April 27th 1986

..... observed

-.-.- predicted (Q_1)

—..— predicted (Q_2)

CONCLUSION

L'approche théorique de BOUSSINESQ repose sur un certain nombre d'hypothèses traditionnellement émises pour résoudre l'équation différentielle non-linéarisée de la phase de tarissement non influencée. A partir de résultats expérimentaux décrits dans un autre article (LESAFFRE et ZIMMER, 1987), nous avons étendu ces hypothèses à la phase « débit de pointe » et construit le modèle SIDRA qui prédit convenablement *au pas de temps horaire*, pour la saison de drainage intense, les niveaux de nappe à l'inter-drain et les débits d'une parcelle expérimentale, installée à Arrou en sol hétérogène verticalement.

Parmi ces hypothèses, certaines méritent d'être commentées :

— la même *porosité de drainage*, définie comme le volume d'eau évacué ou stocké par unité de volume de sol lorsque la nappe fluctue, est utilisée pendant les deux phases du fonctionnement hydraulique ; ceci suggère que l'on ne peut pas invoquer deux types de porosité pour « expliquer » les débits observés au cours de ces deux phases ;

— l'hypothèse que la *forme de la nappe* se modifie peu, ce qui se traduit mathématiquement par la possibilité de séparer les variables de temps et d'espace pour simplifier l'équation différentielle, signifie qu'une fraction de l'eau infiltrée traverse la nappe sans la réalimenter et contribue directement au débit évacué par les drains (équation 15) ;

— il n'est pas indispensable de supposer que les drains sont *en charge* pour qu'il y ait débit de pointe ; cependant, on montre facilement que ce phénomène peut exister, que le drain ou la tranchée soient en charge ou non.

Ces constatations faites, trois voies de recherche peuvent être proposées pour la suite :

— la version actuelle du modèle ne prend pas en compte un éventuel ruissellement et ne peut donc prédire le fonctionnement hydraulique du drainage dès lors que la nappe affleure, ce qui peut se produire suite à des pluies très fortes, ou très souvent en sol lourd peu perméable ; l'hypothèse de FLODKVIST est alors de nouveau plausible et doit donc être testée au cours de la poursuite de l'expérimentation ;

— un calage automatique du modèle, qui dépend d'un faible nombre de paramètres, conduirait à déterminer la valeur des coefficients de forme de la nappe permettant la meilleure prévision du débit et du niveau de la nappe ;

— en été, des débits de pointe brusques ont déjà été enregistrés sur plusieurs sites expérimentaux ; l'explication avancée est qu'ils sont dûs à des écoulements préférentiels à travers les fissures ; la compréhension de ces derniers est nécessaire si l'on veut étendre l'utilisation du modèle à l'année complète.

Accepté pour publication : Novembre 1987

Reçu pour publication : Mai 1987

REMERCIEMENTS

Nos remerciements vont à nos collègues R. HLAVEK et M. PENEL, pour leurs conseils, J.M. BOUYE, A. DUMITRIU, N. MAILLY pour leur collaboration précieuse pour la saisie et le traitement des données.

PREDICTING SUBSURFACE DRAINAGE TAIL RECESSIONS AND PEAK FLOWS FOR A SHALLOW SOIL

Subsurface drainage operation of shallow soils is characterized by very sudden and very brief peak flows followed by long lasting tail recessions (fig. 4). Further to a field experiment conducted on a seasonally water-logged shallow loamy soil in Arrou (France) which showed that the water-table shape remains constant during the peak flow stage, the BOUSSINESQ's usual transient state approach has been used to elaborate SIDRA (figure 1, 2) a theoretical model in which the soil vertical heterogeneity is taken into account as well (fig. 2). The model has been applied to simulate by finite differences hourly water-table levels and drain flow rates. The paper compares observed on Arrou's site and predicted values of both 80-81 and 85-86 winters (fig. 3, 4, 5, 6, 7).

BIBLIOGRAPHIE

- BELMANS C., WESSELING J.G., FEDDES R.A., 1983. — Simulation model of the water balance of a cropped soil : SWATRE. Jour. of Hydrology, (63), 271-286.
- BOUSSINESQ J., 1904. — Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol. Compléments. Journal de mathématiques pures et appliquées, 10(1), 5-78 et 10(4), 363-394.
- CHOISNEL E., 1985. — Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant les données climatiques. Conférence internationale Paris, Publication INRA, 115-132.
- CHOSSAT J.C., 1985. — La porosité de drainage ; sa mesure *in situ* et sa relation avec la conductivité hydraulique des sols. Thèse INPT, 81-87.
- DUMM L.D., 1954. — Drain spacing formula. Agric. Eng. (35), 726-730.
- FEODOROFF A., RAFI M., 1962. — Evapotranspiration de l'eau à partir d'un sol nu. Evolution des profils hydriques. C.R. des séances de l'Académie des Sciences, 255(25), 3468-3470.
- GUITJENS J.C., LUTHIN J.N., 1965. — Viscous model study of drain spacing on sloping land and comparison with mathematical solution. Water Res. Research, 1(4), 523-530.
- GUYON G., 1964. — Quelques considérations sur la théorie du drainage et premiers résultats expérimentaux. BTGR, (65), 45 pages.
- GUYON G., 1976. — Détermination de la hauteur équivalente à partir de modèles analogiques. BTGR, (118), 35 pages.
- GUYON G., 1981. — Hydraulique des nappes des sols drainés. BTGR, (127), 35 pages.
- GUYON G., 1983. — Le périmètre expérimental de drainage d'Arrou. Aspects hydrauliques. Etudes du CEMAGREF, (5), 45 pages.
- GUYON G., 1985a. — L'hydraulique des nappes drainées quand le sommet de la surface piézométrique se trouve dans l'horizon superficiel du sol. C.R. Acad. Agric. de France, 71(6), 659-667.
- GUYON G., 1985b. — Equations de la surface piézométrique d'une nappe drainée dans un sol hétérogène verticalement. Etudes du CEMAGREF, (8), 59-96.
- LESAFFRE B., LAURENT F., 1983. — Le fonctionnement hydraulique des réseaux de drainage agricole : débits de pointe et de tarissement non influencé, rôle de la tranchée de drainage ; valeur et durée des débits de pointe. C.R. Acad. Agric. de France, 69(14), 1167-1178 et 69(16), 1371-1386.
- LESAFFRE B., ZIMMER D., 1987. — Régime hydrique d'un sol drainé : comparaison des phases débits de pointe et tarissement. Science du Sol 25(4), 217-229.
- MAERTENS C., BLANCHET R., PUECH J., 1974. — Influence de différents régimes hydriques sur l'absorption de l'eau et des éléments minéraux par les cultures. I. Régimes hydriques, systèmes racinaires et modalités d'alimentation. Annales agronomiques 25(4), 575-586.
- RUSSEL J.L., 1934. — Scientific research in soil drainage. Jour. of Agric. Sci., (24), 544-573.
- SKAGGS R.W., TANG Y.K., 1976. — Saturated and unsaturated flow to parallel drains. Jour. of the Irr. and Drain. Division, ASCE, 102(2), 221-237.
- VAN SCHILFGAARDE J., 1965. — Transient design of drainage systems. Jour. of the Irr. and Drain. Division, ASCE, 91(3), 9-22.
- VAUCLIN M., KHANJI D., VACHAUD G., 1976. — Etude expérimentale et numérique du drainage et de la recharge des nappes à surface libre, avec prise en compte de la zone non saturée. Jour. de Mécanique, 15(2), 307-348.
- WALLEY W., HUSSEIN D.E.D.A., 1982. — Development and testing of a general purpose soil-moisture-plant model. Hydrolog. Sc. Jour., 27/1(3), 1-17.
- WOLSACK J., 1978. — Steady state drainage in heterogeneous and anisotropic media. Proc. of the Int. Drainage Workshop, Wageningen, The Netherlands, ILRI, (25), 67-84.
- YOUNGS E.G., 1965. — Horizontal seepage through unconfined aquifers with hydraulic conductivity varying with depth. Jour. of Hydrol. (3), 283-296.
- YOUNGS E.G., 1985. — A simple drainage equation for predicting water-table draw-downs. J. Agric. Engng. Res., (31), 321-328.
- YOUNGS E.G., 1986. — Water-table heights in drained anisotropic homogeneous soils. Agric. Water Manag., (11), 1-11.
- ZAOUJ J., 1964. — Les écoulements en milieu poreux et l'hypothèse de DUPUIT. La Houille Blanche, (3), 385-388.