

CN0101300
P332
VAC

Ann. agron., 1978, 29 (1), 1-36.

**Méthodes de caractérisation hydrodynamique *in situ*
d'un sol non saturé.
Application à deux types de sol du Sénégal
en vue de la détermination des termes du bilan hydrique**

G. YACHAUD, C. DANCETTE*, S. SONKO et J. L. THONY**

Institut de Mécanique, Laboratoire associé au CNRS,
Université Scientifique et Médicale de Grenoble,
B.P. 53, 38041 Grenoble Cedex

Institut de Recherche en Agronomie Tropicale (IRAT)
détaché à l'Institut Sénégalais de Recherches Agricoles,
Banjul, République du Sénégal

Institut Sénégalais de Recherches Agricoles (ISRA),
Station de Richard-Toll, République du Sénégal

Résumé

On présente deux méthodologies destinées à déterminer les caractéristiques hydrodynamiques d'un sol non saturé par mesure *in situ*. La première méthode, dite du « drainage interne », revient à suivre le ressuyage d'un sol après infiltration d'une lame d'eau, sans évaporation. La deuxième méthode, dite du « bilan », est basée sur le suivi de l'évolution du stock d'eau dans le sol en période d'évaporation naturelle après humidification par des pluies. Les deux méthodes reposent sur l'utilisation simultanée d'une sonde neutron et d'une série de tensiomètres, et sur l'analyse des mesures. Elles ont été appliquées sur deux types de sol caractéristiques du Sénégal : un sol sableux dunaire, et un sol de dépôt éolien. Dans la dernière partie de l'article, on insiste sur l'intérêt offert par la connaissance de ces grandeurs en présentant une méthode de calcul de la recharge des réserves profondes durant une période de 18 mois. Cette recharge peut représenter jusqu'à 30 p. 100 de la pluie (sur deux hivernages) au-delà de la cote 150 cm sur une parcelle de sol nu sans végétation.

L'évolution des connaissances acquises durant les deux dernières décennies sur les transferts d'eau dans la zone de sol non saturée qui s'étend depuis la surface du sol jusqu'à la nappe phréatique a permis de mettre au point des méthodes de mesure afin de quantifier ces transferts, et de caractériser les propriétés physiques du sol influant sur la dynamique de l'eau. On a pu également, depuis quelques années, grâce au grand développement qu'ont connu les méthodes de calcul numérique, définir des codes qui devraient permettre d'estimer rapidement (sans expérimentation « lourde »), à tout moment et pour un type de sol caractérisé par ses propriétés hydrodynamiques, les pertes d'eau probables par évaporation et par percolation, et l'évolution des réserves hydriques disponibles, pour des conditions climatiques données. A partir de ces codes on peut espérer reconstituer l'évolution du bilan hydrique au cours des

années passées à partir des données climatiques acquises (pluviométrie notamment) et opérer des projections à différents seuils de probabilité pour les années à venir (option à prendre en vue d'une politique rationnelle de l'eau).

Devant l'acuité des problèmes posés par la gestion des réserves en eau stockées dans cette zone de sol en vue de leur utilisation optimale par les cultures, l'Institut Sénégalais de Recherches Agricoles a mis l'accent; ces dernières années, sur un programme Intensif d'étude de caractérisation des sols du point de vue hydrique et hydrodynamique. Ce programme a été élaboré en collaboration étroite avec, entre autres, l'Institut de Mécanique de Grenoble (Laboratoire Associé au CNRS) et avec l'aide de l'Agence Internationale pour l'Energie Atomique (Vienna) qui est notamment intervenue pour la fourniture de matériel et le financement d'interventions d'appui. Il se propose, à partir de la connaissance des facteurs climatiques, de la caractérisation hydrodynamique des sols, et de la détermination des exigences hydriques des principales cultures :

• de préconiser par zone homogène d'une part le matériel végétal le mieux adapté et d'autre part les meilleures dates d'intervention culturale ;

• de définir les techniques de travail et d'entretien du sol les plus appropriées à une gestion efficace des réserves hydriques ;

• de contrôler l'efficacité des techniques culturales proposées en régime pluvial.

Les résultats que nous présentons dans cet article s'insèrent ~~et~~ notamment dans le cadre de ce projet. Nous nous attacherons essentiellement à définir la méthodologie qui a été utilisée pour caractériser le rôle du sol dans les transferts, en insistant ensuite sur les possibilités ainsi offertes pour mieux définir les diverses composantes du bilan.

1. — Variables de base et Equation des transferts en milieu non saturé

Si dans un premier temps, et dans un but de simplification, on ne considère que le transfert d'eau dans un milieu inerte et rigide, en condition isotherme, les deux grandeurs essentielles intervenant dans le mécanisme de l'écoulement sont :

— la teneur en eau volumique θ , définie comme le volume d'eau présent dans un volume unitaire de sol ;

— la pression effective de l'eau h , définie comme la différence entre la pression de l'eau dans le sol et la pression atmosphérique, et exprimée en terme de hauteur d'eau.

La mesure des variations de teneur en eau permet de déterminer la grandeur des volumes écoulés alors que la mesure des pressions donne une information fondamentale sur la direction des écoulements.

La pression effective de l'eau dans un élément de volume non saturé caractérise en effet l'influence simultanée des effets capillaires et des phénomènes de liaison entre l'eau et la phase solide. Elle dépend essentiellement de la teneur en eau θ ; c'est la grandeur communément appelée « suction ». Puisque l'eau du sol est sous tension, h est une grandeur négative. La courbe $h(\theta)$ définit essentiellement l'énergie qu'il faut développer pour amener un volume de sol à une certaine humidité. On sait que pour un sol donné, cette relation n'est pas univoque, mais dépend, comme nous le verrons

par la suite, du sens d'évolution des teneurs en eau, ce qui se traduit par l'hystérésis intervenant dans la relation $h-\theta$ (Vachaud et Thony, 1970).

Si l'on définit la position d'un élément de volume dans le champ de pesanteur par sa distance z à la surface du sol, l'axe Oz étant orienté positivement vers le bas et l'origine des cotes étant prise à la surface, on peut introduire la notion d'énergie potentielle par unité de poids, ou de charge hydraulique H sous la forme :

$$H = h - z. \quad (1)$$

Cette notion est très importante ; en effet pour qu'un système soit en équilibre il suffit que l'énergie potentielle (ou la charge hydraulique) soit partout identique ; corrélativement toute variation d'énergie entre deux points entraîne nécessairement un écoulement du point de plus forte énergie vers le point de plus faible énergie. La détermination d'un profil de charge permet donc d'avoir directement la direction de l'écoulement.

Les quantités d'eau s'écoulant sous l'effet d'une différence de charge entre deux points peuvent être obtenues par la loi de Darcy généralisée. Si l'on suppose que les transferts dans la zone non saturée ont essentiellement lieu dans la direction verticale, cette loi s'écrit sous la forme :

$$q = -K(\theta) \cdot \frac{\Delta H}{\Delta z} \quad (2)$$

où :

$K(\theta)$ est la **conductivité** hydraulique qui **dépend** très fortement de la **teneur** en eau du sol ;

$\frac{\Delta H}{\Delta z}$ est le **gradient** de charge entre deux sections distantes de Δz ;

q est la vitesse de Darcy, ou flux volumique.

Il faut enfin **considérer** l'équation de conservation de masse. Pour un volume de sol d'épaisseur Δz , de section **unité**, on écrit que durant un instant Δt la différence entre la masse d'eau entrant par une face et la masse d'eau sortant par une autre face ne peut être due qu'à la variation de masse d'eau comprise dans ce volume s'il n'y a ni source, ni puits.

Dans le cas d'un **écoulement** vers le bas, cette formulation donne :

$$\rho_w \cdot (q_1 - q_2) \cdot \Delta t = \rho_w \cdot \Delta \theta \cdot \Delta z \cdot 1$$

où

q_1 : flux entrant par la face **supérieure**,

q_2 : flux sortant par la face **inférieure**,

ρ_w : masse volumique de l'eau

ou

$$(q_2 - q_1) = - \frac{\Delta \theta \cdot \Delta z}{\Delta t} \quad (3)$$

La grandeur $(\Delta \theta \cdot \Delta z)$ est **généralement** définie comme la variation de stock ΔS dans la tranche de sol d'épaisseur Δz .

Cette dernière formule montre clairement qu'il n'est pas possible d'obtenir le flux à travers **une** des faces, ou le volume d'eau **écoulé** $q \cdot \Delta t$ par surface unitaire de sol, à partir de la simple mesure de variation de stock dans l'élément de volume pris en

compte. Il faut de plus déterminer le flux entrant, ou sortant du volume considéré par l'autre face, soit en appliquant la formule (2) si l'on connaît dans cette section la conductivité hydraulique et le gradient, soit en fixant la cote de cette face à une profondeur où l'on connaît le flux.

Les deux relations importantes qui nous permettent de caractériser la dynamique de l'eau dans un sol sont donc :

— d'une part la relation $h(\theta)$ qui permet de définir l'énergie interne de pression dans un volume de sol

— d'autre part, la relation $K(\theta)$ qui permet de connaître avec quelle facilité l'eau s'écoulera à la suite d'une variation d'humidité (provenant d'un apport d'eau, ou d'une extraction d'eau) entre deux tranches de sol.

Le matériel et la méthodologie décrits par la suite permettent d'obtenir directement ~~in situ~~ ces deux relations. Cette méthodologie se basant sur les développements qui viennent d'être faits, il est bon de revenir sur la validité des hypothèses simplificatrices qui ont été adoptées au début de ce chapitre. L'hypothèse la plus contraignante concerne la rigidité du milieu. Les expériences effectuées par Smiles (1974) au CSIRO à Canberra, en Australie sur les argiles gonflantes montrent clairement que les équations (2) et (3) ne s'appliquent pas pour ces matériaux, et que la notion de teneur en eau n'a pas de sens dans ce cas. Pour cette raison, nous travaillons avec des sols de types sableux, qui sont très largement représentatifs au Sénégal. Les résultats obtenus récemment sur les problèmes de thermomigration montrent que l'hypothèse de milieu isotherme est beaucoup moins contraignante puisque les transferts d'eau induits par des gradients thermiques (ce qui n'est pas pris en compte dans l'analyse précédente) sont au moins d'un ordre de grandeur plus faible que les transferts sous l'effet de gradient de charge hydraulique, et sont de toute façon du même ordre de grandeur que les erreurs expérimentales. Il en est de même pour les transferts sous gradients osmotiques. Une condition de précaution reste finalement l'hypothèse que l'air contenu dans les pores est à la pression atmosphérique (Morel-Seytoux, 1973 ; Vachaud, Gaudet et Kuraz, 1974).

Si suffisamment de précautions sont prises pour que cette dernière hypothèse soit justifiée, en évitant notamment une submersion trop importante, on peut en général estimer que les équations (2) et (3) sont représentatives de la physique des transferts, à condition bien sûr que l'écoulement soit vertical. L'application de ces équations à l'analyse d'essais d'infiltration réalisés sur anneaux (essai de Müntz) est ainsi toujours problématique, même si l'anneau de garde est important.

Deux livres assez récents donnent une bonne synthèse des connaissances actuelles sur les écoulements en milieu non saturé : celui édité par D. R. Nielsen (1972) et celui de D. Hillel (1973).

2. — Caractérisation des sites d'essais

Afin d'obtenir des résultats pouvant avoir une application importante, des essais ont été effectués sur deux types de sols représentatifs de deux grandes zones faisant actuellement l'objet d'essais de valorisation agricole au Sénégal :

— le sol Dior, qui est un sol très répandu dans les zones centre et centre Nord du Sénégal, et qui fait essentiellement l'objet de la culture pluviale du mil et surtout de l'arachide ;

— le sol Dieri, qui est un sol dunaire représentatif du massif issu de l'erg Ogolien ceinturant le lit majeur du fleuve Sénégal dans ses parties uval et deltaïque. Traditionnellement, et dans la limite d'une pluviométrie souvent trop faible, ce sol est cultivé en mil ou en niébé, ou est laissé en friche. On envisage d'y pratiquer aussi l'irrigation car il ne présente ni l'hydromorphie ni l'halomorphie des sols alluviaux du delta ou de la basse vallée du Sénégal.

a) Essais sur sol Dior

Les sols Dior sont des sols ferrugineux tropicaux selon la classification française des sols, formés à partir de matériaux sableux quaternaires d'origine complexe (fluviale, marine et éolienne) (Pieri, 1975). Leur profondeur est généralement grande pouvant dépasser 4 à 5 m ; ces sols sont relativement homogènes horizontalement et verticalement, bien qu'il faille se méfier des zones de termitière et d'inclusions provenant souvent d'un habitat ancien, 03 les caractéristiques physico-chimiques sont très différentes.

Ces sols sont exempts de cailloux et de gravier. Ils contiennent plus de 90 p. 100 de sables dont les 3/4 de sable fin. Une analyse granulométrique de l'horizon de surface indique :

- ≈ 0,4 p. 100 de matière organique ;
- ≈ 2 p. 100 d'argile (essentiellement kaolinitt non gonflante) ;
- ≈ 5,6 p. 100 de limon ;
- ≈ 69 p. 100 de sables fins ;
- ≈ 23 p. 100 de sables grossiers.

En profondeur, on peut trouver un peu plus d'argile et de limon.

La densité apparente de ces sols est toujours élevée (souvent supérieure à 1,6) ; leur porosité totale faible (environ 0,4) rend nécessaire le travail du sol sur une quinzaine de cm, ce qui fait alors descendre la densité apparente dans l'horizon cultivé à environ 1.45 (soit une porosité de 0,45) (Charreau et Nicou, 1971).

Du point de vue hydrodynamique enfin, ces sols ont une perméabilité réputée assez élevée, qui peut dans certains cas, être réduite par dispersion de la faible quantité d'argile. Les diverses méthodes de mesure globales classiques (Porchet, Müntz, cases lysimétriques) ont donné des résultats très variables ; entre 50 et 250 mm/h pour la perméabilité à saturation (Charreau, 1963). Les caractéristiques classiques du point de vue agronomique correspondent à une capacité de rétention (après 2 ou 3 jours de ressuyage suivant une forte pluie ou un gros arrosage) variant entre 0.09 et 0,14 cm³/cm³, et une humidité au pF 4.2 comprise entre 0,03 et 0,05 cm³/cm³. On peut enfin généralement compter sur une réserve d'eau utilisable de 80 à 90 mm sur le premier mètre (Dancette, 1970).

Ces sols ont été intensivement étudiés au Centre de Recherches Agronomiques de Bambey ; on ne disposait pas jusqu'alors de mesures permettant de caractériser les variations de conductivité hydraulique avec la teneur en eau du sol, ni la courbe de succion. Nous avons été amené à équiper deux sites de mesures sur le CRA de Bambey, pour déterminer ces courbes caractéristiques selon deux méthodes différentes.

Le premier site (B1) a été installé en 1974. Une fosse pédologique creusée jusqu'à la profondeur de 1,50 m à proximité de la zone d'essai a permis de constater un profil apparemment très homogène.

Deux systèmes différents de tensiomètres ont été utilisés :

— sur les deux sites de Bambeï, quatre ensembles Soil Moisture réf. 2510, comportant chacun 5 anneaux en céramique poreuse, sur une canne unique, isolés et situés à différentes cotes, et un panneau de mesure avec 5 manomètres à mercure. Deux ensembles permettent de mesurer la charge à 10, 20, 30, 40 et 50 cm ; deux autres à 30, 60, 90, 120 et 150 cm ;

— sur le site de N'Diol, deux ensembles Soil M&ure réf. 2310, à cannes multiples de différentes longueurs, connectées à un panneau de mesure avec 5 manomètres à mercure. Les mesures de charge étaient dans ce cas effectuées à 10, 20, 30, 40, 50, 70, 90, 110, 130 et 150 cm.

4. — Détermination de $K(\theta)$ et $h(\theta)$ par la méthode du drainage interne

a) Principe de la méthode ΔS_z

Cette méthode consiste à effectuer sur un site un apport d'eau important (équivalent à une lame d'au moins 200 mm) et à suivre la redistribution de l'eau dans le profil immédiatement après la disparition de la lame, en couvrant la surface du sol de façon à éviter tout transfert à travers cette surface. On impose ainsi que pendant toute la cinétique de ressuyage l'on ait $q = 0$ à travers la cote $z = 0$ (Hillel, 1972).

A l'aide des tensiomètres et de la sonde neutron On suit l'évolution des profils de charge et des profils d'humidité pendant ce ressuyage. Si l'on considère (fig. 2) deux profils hydriques mesurés au temps t' et t depuis la disparition de lame, en application de l'équation (3) le flux $q(z)$ passant à travers toute section de cote z peut être obtenu à partir de la mesure de variation de stock ΔS_z dans le volume de sol limité par la surface du sol et la section de cote z par la formule :

$$q(z) - q_0 = - \frac{\Delta S_z}{\Delta t}$$

Or dans ce cas, q_0 , le flux passant à travers la cote $z = 0$ est nul ; d'autre part ΔS_z est négatif (perte de stock), donc $q(z)$ est positif et on a donc directement en valeur absolue :

$$q(z) = \frac{\Delta S_z}{\Delta t}$$

Cette valeur représente la vitesse de Darcy à travers la cote z à un temps moyen entre les deux mesures $\left(\bar{t} = \frac{t' + t}{2} \right)$.

Au lieu de considérer les différences de stock on peut affiner la méthode de calcul du flux en calculant à différents instants la valeur du stock d'eau compris entre la surface du sol et le niveau de référence (cette valeur est obtenue par intégrations des profils hydriques soit $S(z, t) = \int_0^z \theta dz$) et en traçant la courbe $S_z(t)$ donnant la variation dans le temps de cette grandeur. A un instant t , le flux passant à travers la cote z sera dans ce cas directement donné par la pente de la courbe $S_z(t)$:

$$q(z) = - \frac{dS_z}{dt}$$

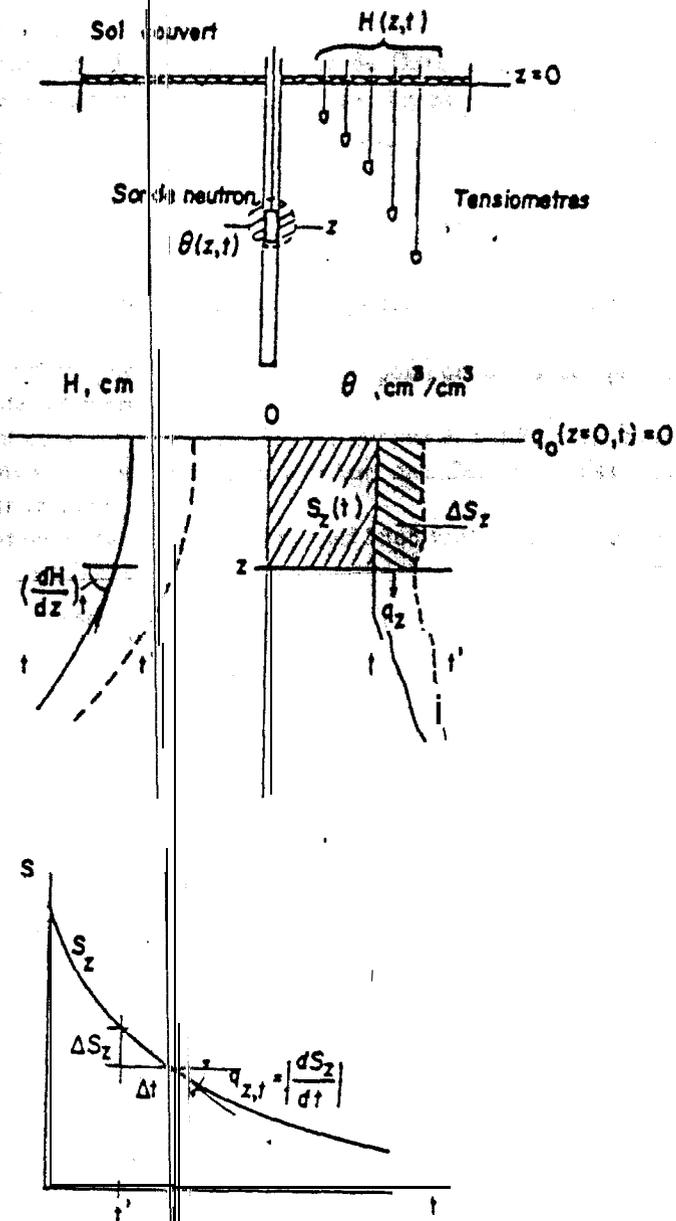


FIG. 2. — Schéma de principe de la méthode du drainage interne. 2a : Implantation du système de mesure. 2b : Détermination des variations de stock et de gradient de charge à un niveau z . 2c : Calcul du flux à une cote z à un instant par la méthode instantanée.

Cette deuxième méthode, dite méthode de calcul instantanée (Watson, 1966) est plus précise et ne nécessite pas d'interpolation entre les profils. C'est celle que nous utiliserons.

Si, à l'instant t de référence, on connaît également le profil de charge $H(z, t)$, la pente de cette courbe à la cote z donne directement le gradient dH/dz .

On dispose donc ainsi au même instant t , à la cote z :

de la valeur instantanée de la teneur en eau θ et de la charge H (donc de la pression $h = H + z$) ;

de la valeur instantanée de la vitesse de Darcy q ;

de la valeur instantanée du gradient de charge dH/dz .

En application de l'équation (2) la relation entre les deux dernières valeurs donne la conductivité hydraulique :

$$K = - \frac{q_i}{dH/dz}$$

Cette valeur de K sera affectée à la valeur de la teneur en eau θ mesurée à cet instant et à cette cote.

En corrélant d'autre part θ et h on obtient un point de la courbe $h(\theta)$ représentative de l'horizon de sol considéré.

En appliquant cette procédure à différents instants et à différentes cotes on peut définir les relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$ pour différents horizons. Deux exemples d'application seront donnés par la suite.

Avant de considérer ces cas pratiques, il est important d'insister sur deux points importants :

1) La méthode repose entièrement sur l'hypothèse que les transferts ont lieu dans la seule direction verticale. Or dans un essai d'infiltration il est évident que par diffusion latérale une partie de l'eau appliquée à la surface du sol viendra humidifier la zone extérieure à la zone d'essai, même avec un anneau de garde. Il faudrait alors en toute rigueur mesurer les gradients de charge également dans la direction horizontale. Afin de minimiser l'influence des transferts latéraux, il y aura donc lieu de considérer la surface d'essai la plus grande possible et de faire les mesures au centre.

2) Les deux appareils de mesure ont des domaines d'influence très différents : le tensiomètre donne une mesure très locale de la pression de l'eau, alors que la sonde neutron commencera à réagir dès que le nombre d'atomes d'hydrogène varie dans sa sphère d'influence. Cela pose un problème de fond sur la signification des mesures d'humidité obtenue en présence d'un front d'humectation se déplaçant dans un sol initialement sec, où la sphère d'influence a un diamètre initial de l'ordre de 40 cm. Il y aura donc lieu d'être très critique dans ce cas.

Pour définir la méthodologie employée, nous allons analyser dans le détail l'essai effectué à N'Diol sur sol Dieri ; nous nous bornerons ensuite à présenter les résultats relatifs à l'essai effectué dans les mêmes conditions sur le site B1 de Bambey sur sol Dior.

b) Essai sur sol Dieri

Cet essai a eu lieu du 22/04 au 4/06/76, donc pendant la saison sèche. Une lame de 250 mm d'eau a été apportée sur la zone d'infiltration délimitée par une surface de 1 x 1 m, bordée sur son pourtour par une diguette avec zone de garde de 2 x 2 m, et sur un profil initialement sec. La lame d'eau a complètement disparu à 16 h 45, le sol étant alors humidifié jusqu'à une profondeur de 120 cm et la teneur en eau à la surface du sol étant passée de 0,012 à 0,23 cm³/cm³.

La surface a alors été couverte avec un film plastique recouvert de paille et l'on a suivi l'évolution des teneurs en eau dans le profil en utilisant les méthodes développées auparavant en laboratoire sur colonne de sol (Vachaud et Thony, 1970). Afin de suivre la cinétique très rapide dans ce soi, on effectue un comptage à un niveau z_k pendant un temps assez court (16 s avec la sonde SOLO), on déplace ensuite la sonde aux cotes z_{k+1} , puis z_{k+2} , ... jusqu'à trouver une section où la teneur en eau n'a pas varié, et l'on revient à la cote z_k , etc... ; sur ce site, les mesures ont été faites tous les 10 cm jusqu'à 1,60 m.

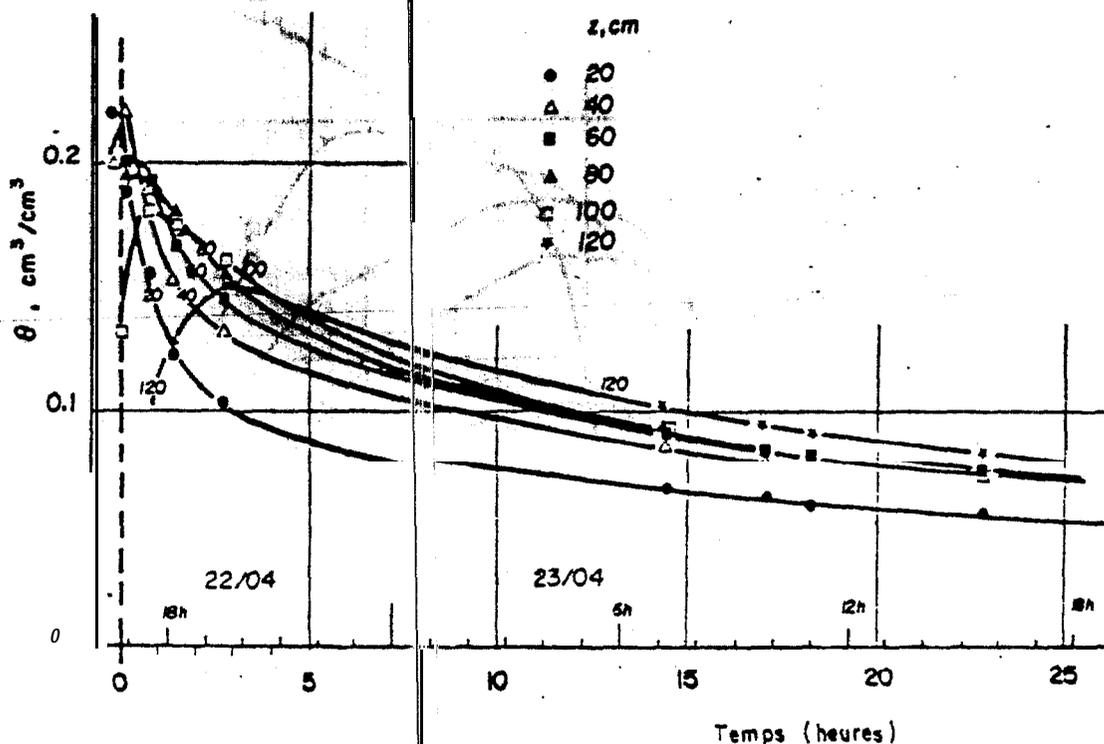


FIG. 3. — Evolution dans le temps de la teneur en eau d différentes cotes durant l'essai de drainage interne sur sol Dieri. Chaque point représente un point de mesure. Le temps $t = 0$ correspond à la disparition de la lame d'eau (16 h 45 le 22.04).

On mesure ainsi à différents niveaux les valeurs de la teneur en eau à différents temps. En reportant les points sur un graphe $\theta_z(t)$ on peut, par lissage, obtenir les courbes donnant la variation de la teneur en eau à différentes cotes (fig. 3). Il suffit ensuite de se placer à des temps choisis depuis la disparition de la lame pour reconstituer les profils hydriques $\theta(z)$ (fig. 4) à partir de ces courbes.

Cette méthode est surtout intéressante dans l'intervalle de temps où les variations de teneur en eau sont rapides (essentiellement le premier jour), à condition bien sûr d'avoir des points de mesure suffisamment rapprochés. Cependant, même lorsque les variations deviennent très lentes le lissage permet d'éliminer les erreurs accidentelles de mesure, et d'avoir des profils réguliers.

Les tensiomètres qui avaient été installés et amorcés avant l'essai d'infiltration n'ont pas eu le temps de se désamorcer et ont réagi très régulièrement à l'arrivée du

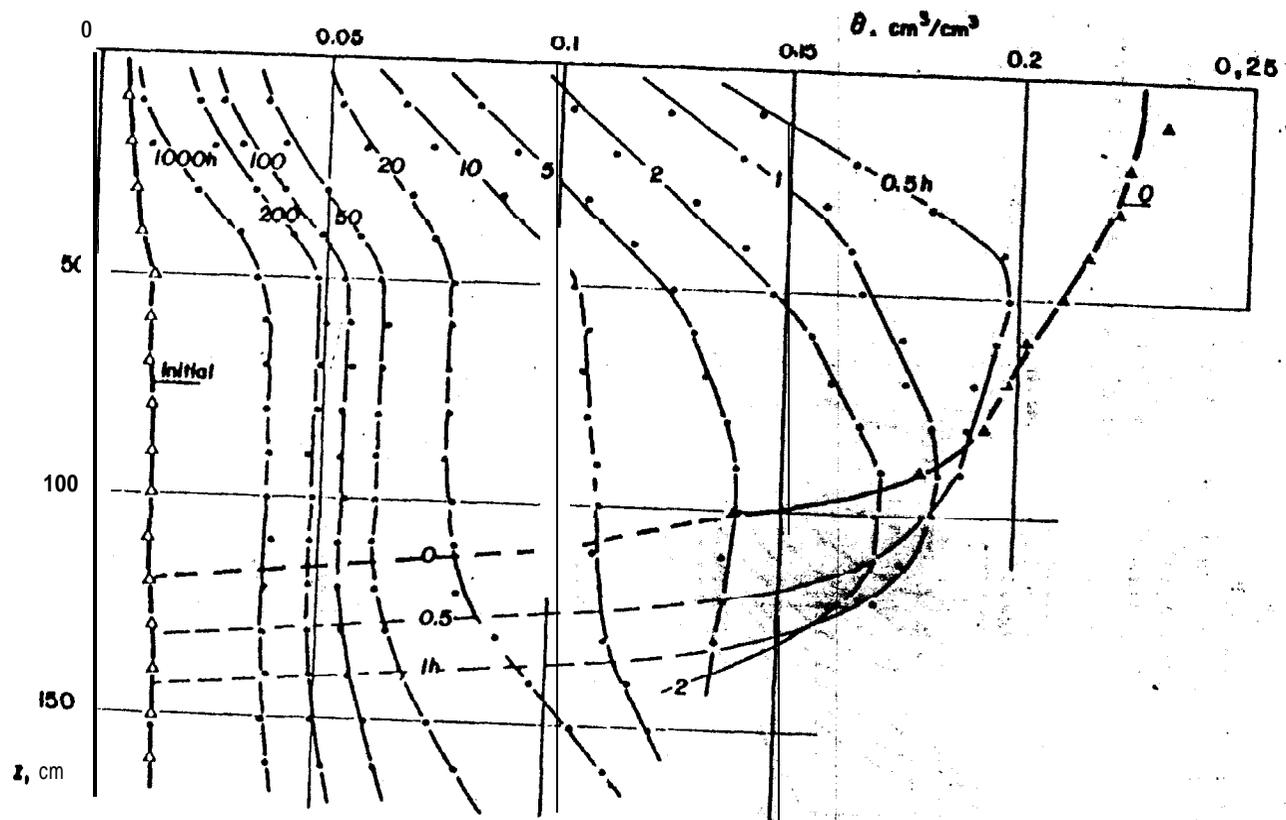


FIG. 4. — Profils hydriques correspondants à la figure 3. Paramètre : temps t , en h, depuis la dispersion de la lame d'eau. Le profil initial est mesuré avant l'essai, le profil $t = 0$ correspondant à la fin de l'infiltration.

front. La même technique que dans le cas précédent a été utilisée pour traiter les mesures tensiométriques et obtenir les profils de charge à différents temps (fig. 5).

Les profils hydriques reportés figure 4 permettent d'apprécier la cinétique. A partir de la détermination des teneurs en eau à différents temps et à différentes cotes de ces profils la valeur du stock cumulé entre la surface et la cote z_k à la tranche de sol de 10 cm entourant cette cote, sauf pour la première tranche de sol allant de 0

à $z_1 = 10$ cm qui est affectée à une tranche de sol allant de 0 à $z_1 = 15$ cm.

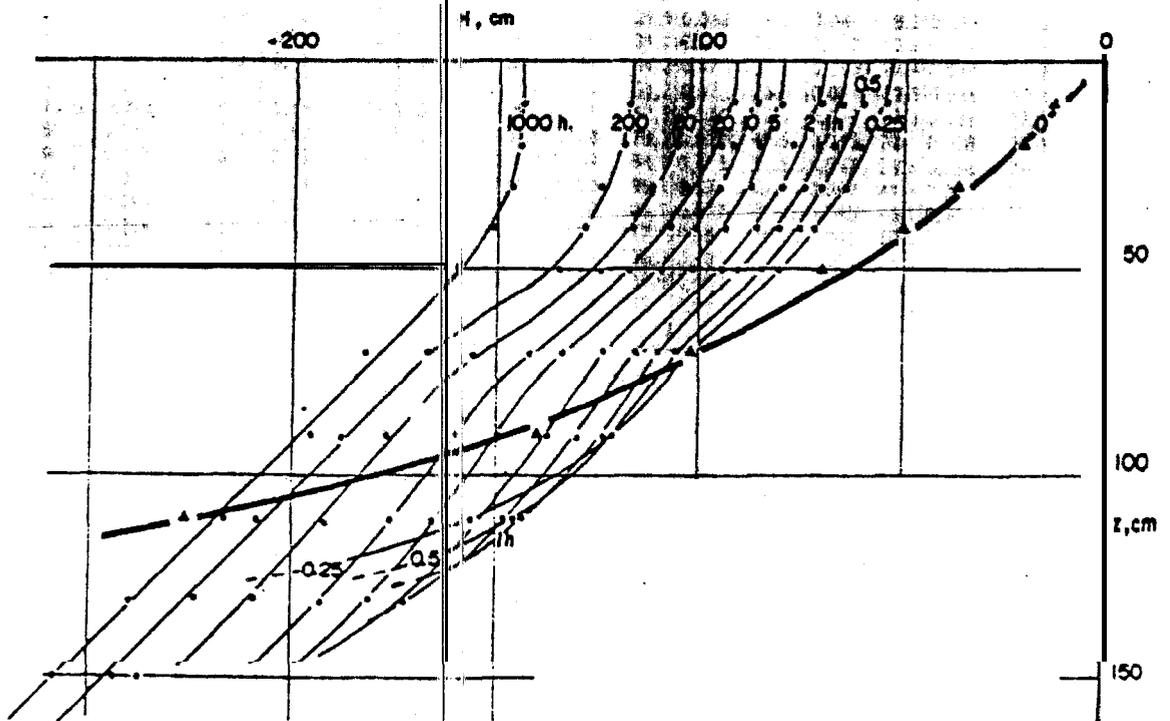


FIG. 5. — Profil de charge hydraulique correspondant à la figure 6. Paramètre : temps en h, depuis la disparition de la lame d'eau.

Si l'on exprime le stock en mm d'eau, le stock jusqu'à une cote z_j vaudra donc :

$$S_{z_j} = (1,5 \theta_{z_0} + \theta_{z_1} + \dots + \theta_{z_k} + \dots + 0,5 \theta_{z_j}) \cdot 100$$

où θ_{z_k} est la teneur en eau mesurée à la cote z_k .

Cette formule ne s'applique pas dans la première section ($z = 10$ cm) où l'on a simplement $S_{10} = \theta_{10} \cdot 100$. On trouvera, à titre d'exemple, tableau 1, les valeurs des stocks cumulés calculés à différents instants.

Tant que le front d'infiltration n'a pas atteint la dernière section de mesure ($z = 160$ cm), soit pour $t < 1000$ h on notera que le stock d'eau dans le sol est bien conservé, mais les valeurs observées sont cependant inférieures de 10 p. 100 à la teneur

calculée à la cote z_k .

On trouvera, à titre d'exemple, tableau 1, les valeurs des stocks cumulés calculés à différents instants.

Tant que le front d'infiltration n'a pas atteint la dernière section de mesure ($z = 160$ cm), soit pour $t < 1000$ h on notera que le stock d'eau dans le sol est bien conservé, mais les valeurs observées sont cependant inférieures de 10 p. 100 à la teneur

TABEAU 1

Calcul des stocks cumulés. Essai de drainage interne sur sol Dieri

Z cm	Avant essai		t = 0		t = 2 h		t = 10 h		t = 26 h		t = 160 h		t = 1 056 h	
	θ cm ³ /cm ³	S mm	θ	S	θ	S	θ	S	θ	S	θ	S	θ	S
10	0,006	0,6	0,23	23	0,103	10,3	0,067	6,7	0,046	4,6	0,022	2,2	0,008	0,8
20	0,007	1,2	0,226	48,7	0,115	21,1	0,076	13,8	0,046	9,2	0,03	4,8	0,011	1,7
30	0,009	2,0	0,221	68,1	0,126	33,2	0,087	21,9	0,063	14,6	0,04	8,3	0,024	3,5
40	0,010	2,9	0,216	90,0	0,137	46,3	0,097	31,1	0,07	21,3	0,047	12,6	0,034	6,4
50	0,013	4,0	0,21	111,2	0,147	60,5	0,104	41,2	0,07	28,3	0,049	17,4	0,034	9,8
60	0,012	5,1	0,204	131,9	0,155	75,6	0,107	51,7	0,07	35,3	0,05	22,3	0,036	13,3
70	0,012	6,2	0,198	152,0	0,162	91,5	0,108	62,5	0,071	42,3	0,049	27,3	0,038	17,0
80	0,013	7,4	0,192	171,5	0,166	107,9	0,108	73,3	0,072	49,5	0,045	32	0,038	20,8
90	0,013	8,7	0,18	190,8	0,170	124,7	0,109	84,1	0,073	56,8	0,047	36,6	0,038	24,5
100	0,013	10,0	0,174	206,4	0,171	141,7	0,110	95,1	0,07	63,9	0,049	41,4	0,04	28,5
110	0,013	11,3	(0,105)	219	0,169	158,7	0,110	104,1	0,077	71,25	0,045	46,1	0,04	32,5
120	0,014	12,7	—	225	0,163	175,3	0,111	117,1	0,08	79,1	0,045	50,6	0,04	36,5
130	0,015	14,2	—	—	0,148	191	0,113	128,3	0,083	87,2	0,053	55,5	0,041	40,3
140	0,015	15,7	—	—	0,130	204,8	0,117	139,8	0,083	95,5	0,052	60,7	0,041	44,6
150	0,015	17,2	—	—	0,103	216,5	0,121	152	0,09	104,2	0,054	66,0	0,048	48,8

— Le temps t = 0 correspond à la disparition de la lame d'eau (250 mm) : le 21/04/76 à 16 h 45.
 — Les stocks sont exprimés en mm d'eau.
 — Pour t ≤ 10 h, les teneurs en eau sont obtenues par lissage, d'après la figure 3 ; pour t > 10 h les valeurs de teneur en eau à chaque cote correspondent aux mesures. On dispose en plus des profils hydriques aux temps intermédiaires suivants, non reportés sur ce tableau : 1, 3, 17, 20, 23, 41, 44, 90, 208 et 504 h.

imposée (225 au lieu de 250 mm). Cette sous-estimation systématique peut être due à deux effets :

— d'une part l'écoulement n'est pas strictement vertical, et il existe durant le ressuyage un transfert latéral : à la fin de l'essai une zone de 50 cm d'épaisseur environ autour de la zone d'infiltration est humidifiée en surface ;

— d'autre part la mesure à la sonde neutron est extrêmement imprécise en présence d'un front très raide, et l'utilisation de la courbe d'étalonnage, qui repose sur l'hypothèse que la teneur en eau varie peu dans la sphère d'influence, conduit à une erreur sur le calcul des teneurs en eau tant que la section située environ à 15 cm en dessous de la section de mesure n'est pas humidifiée. On obtient donc une double erreur : d'une part le temps d'apparition de l'eau mesuré avec la sonde neutron est surestimé (et l'on notera que les réponses des tensiomètres au passage du front sont systématiquement en retard sur celles de la sonde neutron, ce qui définit bien l'importance du domaine de mesure) ; d'autre part durant toute l'humidification de la section de mesure les teneurs en eau sont sous-estimées du fait de l'existence d'un gradient important dans la sphère d'influence.

Si l'on ne s'intéresse qu'aux sections de mesure situées dans la zone de sol humidifiée au moment de la disparition de la lame d'eau (soit pour z ≤ 120 cm) durant le ressuyage toutes ces sections vont drainer uniformément. Les courbes donnant la variation du stock cumulé entre la surface du sol et certaines sections de mesure sont reportées figure 6. Il suffit de prendre la pente de ces courbes à des instants choisis

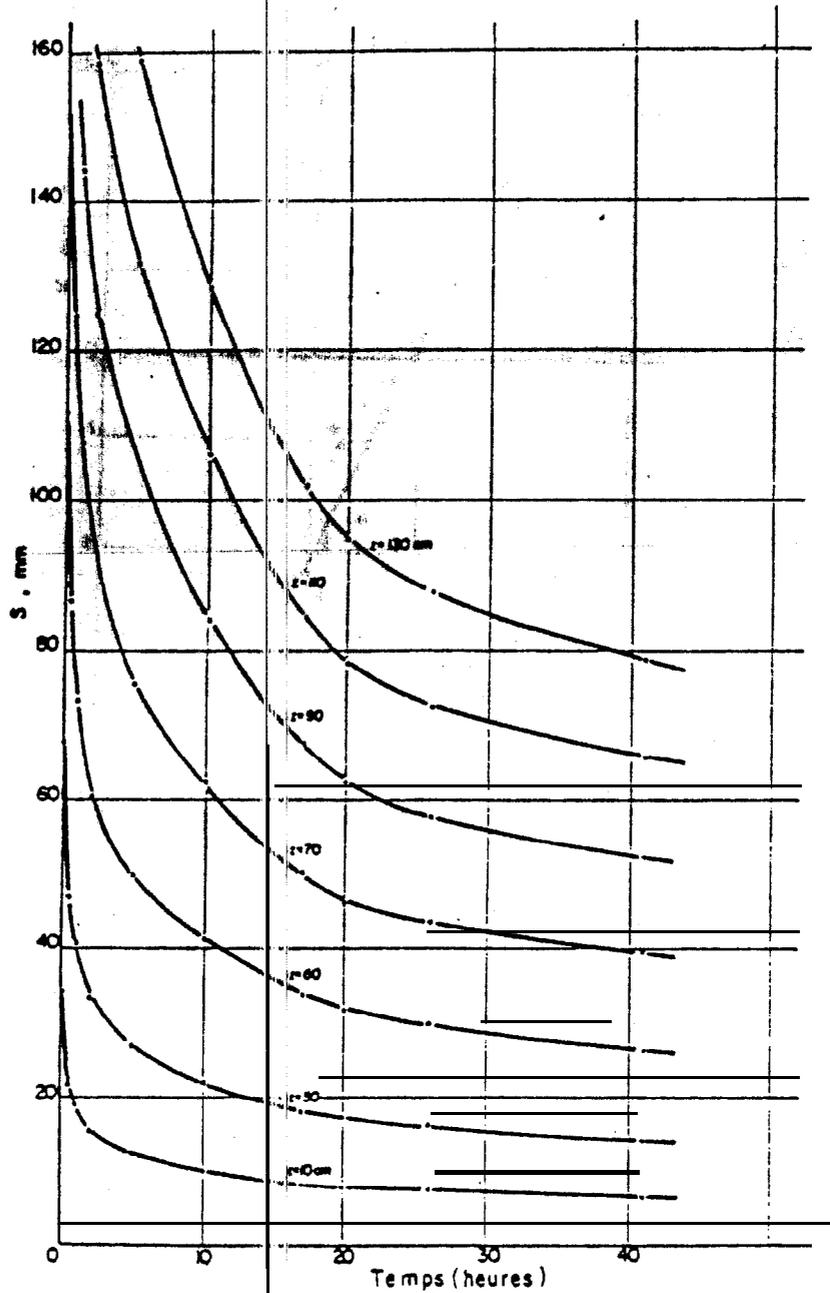


FIG. 6. — Variation du stock hydrique S , en mm d'eau, entre la surface du sol et un niveau de référence z , durant l'essai de drainage interrègne sur sol Dieri. L'origine des temps ($t = 0$) correspond à la disparition de la lame d'eau.

pour obtenir la valeur instantanée du flux au niveau et au temps choisis. Ces valeurs sont reportées dans le tableau 2 à titre d'exemple pour la cote $z = 30$ cm.

A partir des profils de charge (fig. 5) on peut également facilement déterminer, par la pente de ces courbes, le gradient de charge dH/dz aux mêmes cotes et aux mêmes

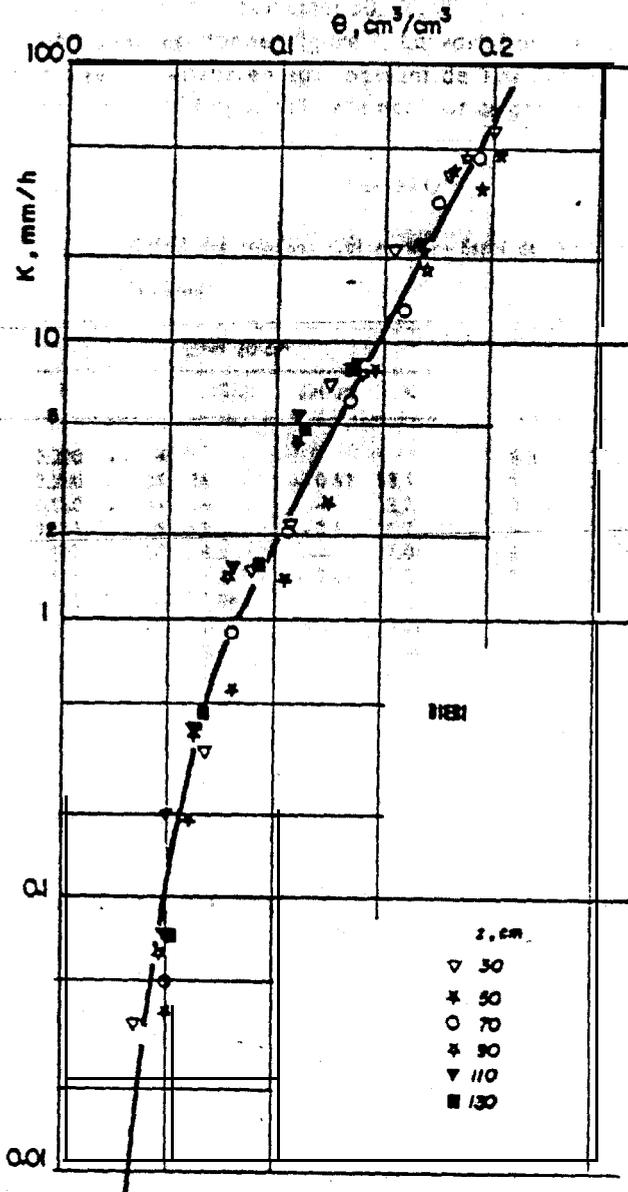


FIG. 7. — Relation entre conductivité hydraulique (en mm/h) et teneur en eau (cm^3/cm^3), toutes sections confondues, obtenue lors de l'essai de drainage interne sur sol Dieri.

instants. On notera ainsi que pendant tout le ressuyage on a bien $dH/dz = 0$ à la cote $Z = 0$: l'hypothèse de flux nul à la surface du sol est donc bien respectée. En profondeur, pour $Z > 100$, les gradients évoluent graduellement vers une limite $dH/dz = -1$, qui correspond à un écoulement gravitaire et qui est obtenue au bout d'environ 50 h.

Il suffit ensuite de diviser la valeur du flux par le gradient de charge mesuré au même moment dans la même section pour obtenir la conductivité hydraulique; qui est ensuite affectée à la valeur de la teneur en eau obtenue à ce moment et dans cette

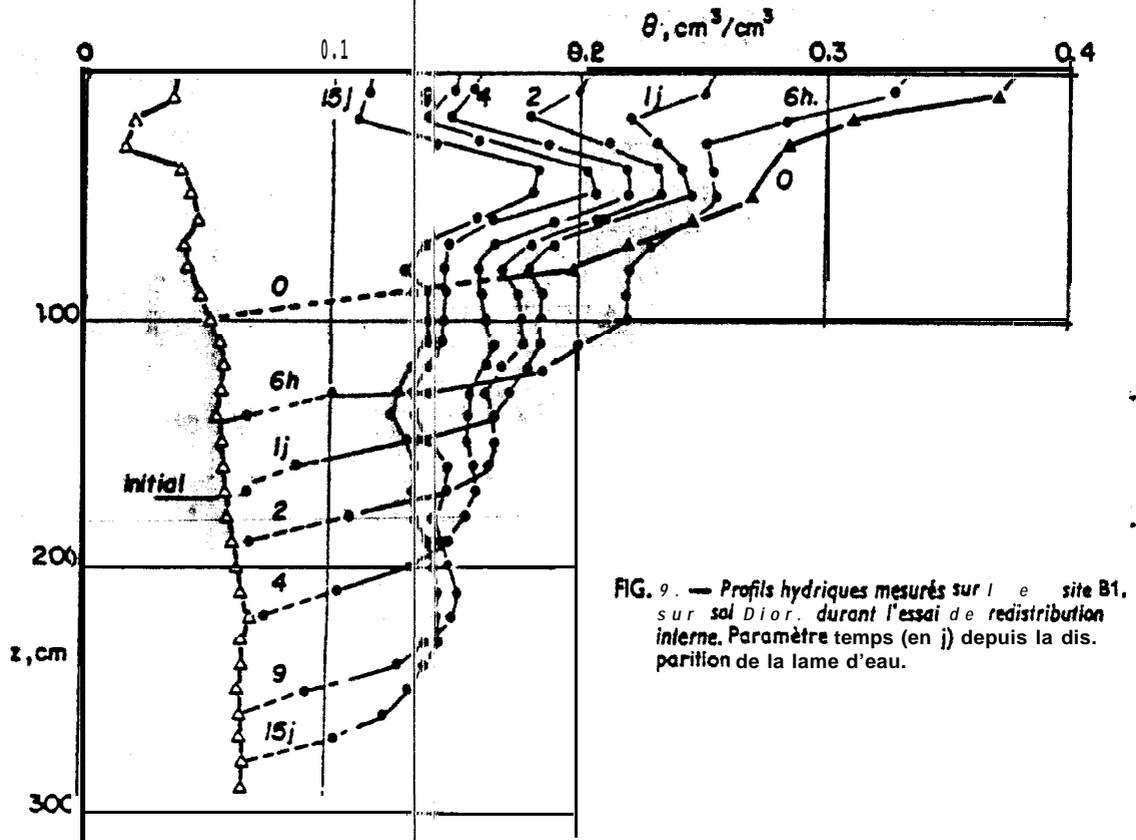


FIG. 9. — Profils hydriques mesurés sur le site B1, sur sol Dior, durant l'essai de redistribution interne. Paramètre temps (en j) depuis la disparition de la lame d'eau.

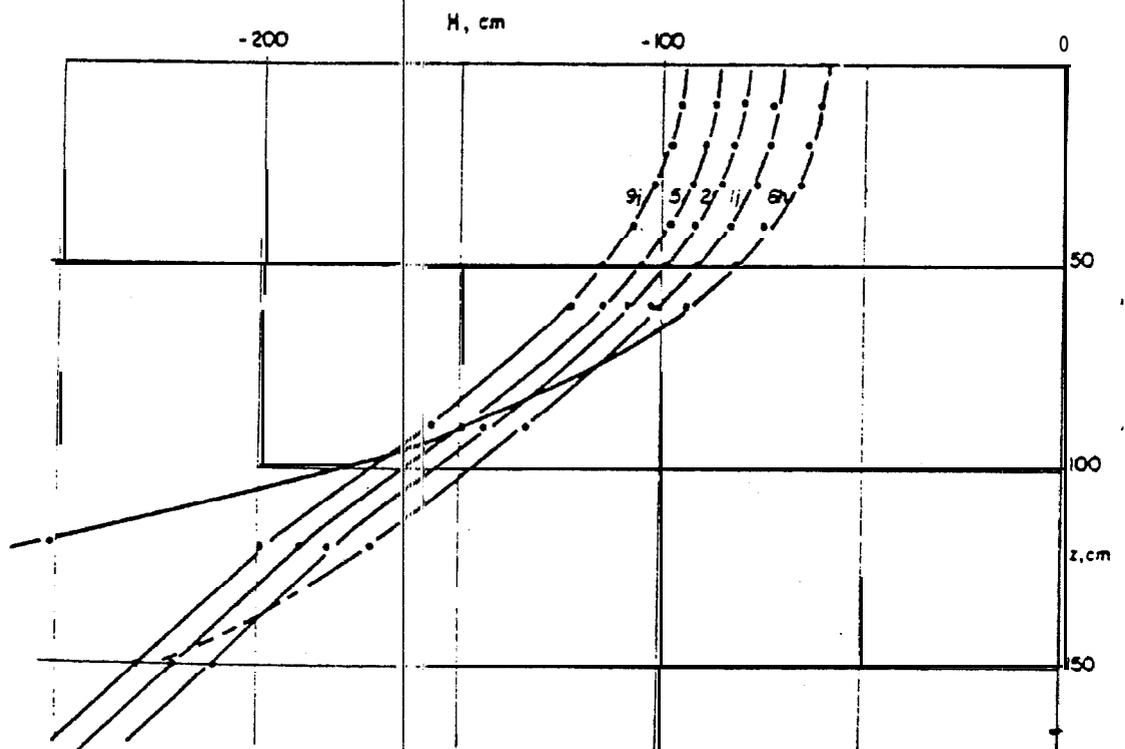


FIG. 10. — Profil de charge correspondant aux résultats de la figure 9.

vaillée donc plus grande de porosité, ce qui explique la forme des profils. On peut également contrôler d'après les courbes figure 10, qu'il n'y a aucun écoulement à travers la cote $z = 0$.

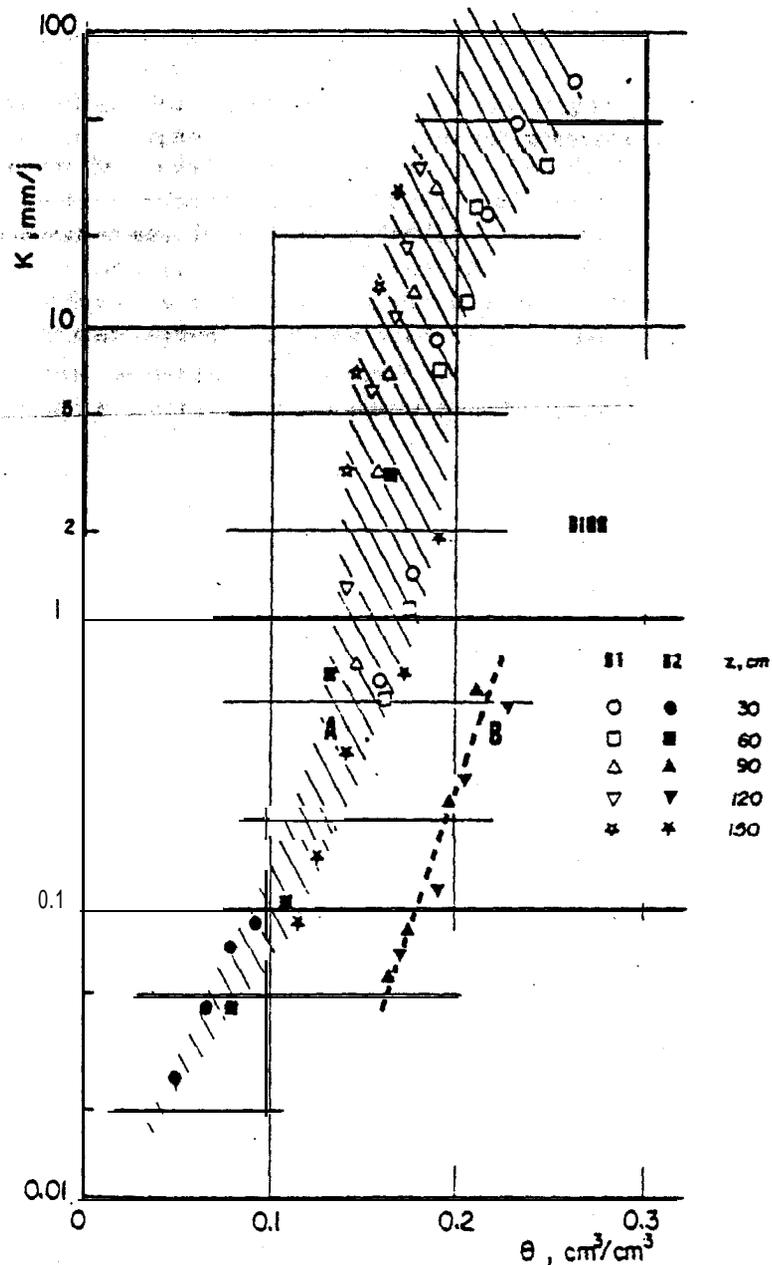


FIG. 11. — Relation entre conductivité hydraulique (mm/j) et teneur en eau (cm^3/cm^3) pour le sol Dior. Les valeurs correspondant à l'essai de drainage interne (essai B1) sont représentées par les figures ouvertes ; les valeurs correspondant à l'essai en bilan naturel (essai B2) sont représentées par les figures pleines. Le domaine A caractérise la relation $K(\theta)$ pour ce sol, toutes sections confondues. La courbe B correspond à l'influence de la couche d'accumulation sur les mesures effectuées aux niveaux 90 et 120 cm sur le site a2

nement correctes, et selon toute probabilité, la courbe (B) se trouve simplement translatée vers la droite par une surestimation systématique d'environ $0,05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ des teneurs en eau.

On peut également utiliser les résultats de cet essai pour déterminer la relation $h(\theta)$ dans les domaines de faibles humidités. Il suffit cette fois de corrélérer, à une cote donnée, les mesures d'humidité et de pression faites le même jour. Les points correspondants sont également reportés figure 12 (essai B2); on notera que tous des points sont relatifs à une évolution dans le sens d'un drainage. On voit également que la relation $h(\theta)$ à 90 et 120 est différente (courbe B), ce qui peut correspondre, comme pour la relation $K(\theta)$, à une surestimation systématique de θ à ces niveaux.

Il ressort de ces deux relations ($K(\theta)$ et $h(\theta)$) que, dans l'ensemble, les différents niveaux de sol étudiés sur les deux profils sont assez homogènes et peuvent être caractérisés par des relations uniques, à l'exception de la couche existant à la cote 100 sur le profil B2.

On a enfin profité de ces essais pour définir les termes du bilan hydrique pendant la période considérée. En se reportant au tableau 3, les valeurs de $|\Delta S|$ apparaissant pour chaque intervalle aux lignes $z = 0$ et $z = 150$ représentent en mm d'eau les quantités évaporées et drainées.

En cumulant ces valeurs il apparaît que pendant toute la saison sèche allant du 8.10.75 au 4.06.76, l'évaporation totale est de 34,5 mm, alors que 79 mm d'eau se sont infiltrés en profondeur pour recharger les réserves souterraines. Le chiffre de 35 mm cd à rapprocher d'une Evaporation Bac Normalisé classe A de 2350 mm pour la même période !

6. — Discussion et conclusion

On dispose donc, grâce à ces deux méthodes, d'un outil permettant de caractériser tes propriétés hydrodynamiques d'un sol à partir de mesures non destructibles *in situ*. La connaissance de ces relations peut en soi paraître de bien peu d'intérêt. C'est néanmoins, comme nous allons tenter de le montrer par la suite, le préalable indispensable à une meilleure gestion des ressources hydriques stockées dans le sol.

Il est d'abord évident d'après ces résultats, que les deux sols étudiés ont un comportement hydrodynamique très différent : même aux faibles teneurs en eau, le sol Dieri reste toujours beaucoup plus perméable que le sol Dior. En comparant les courbes de conductivité hydraulique reportées figures 7 et 11, et en utilisant les mêmes unités (mm/j), on notera que les conductivités du sol Dieri et du sol, Dior valent respectivement :

$$\begin{array}{ll} 1 \text{ 700 mm/j et } 20 \text{ mm/j} & \text{pour } f_i = 0,2 \\ 48 \text{ mm/j et } 0,1 \text{ mm/j} & \text{pour } \theta = 0,1 \end{array}$$

En conséquence le ressuyage gravitaire du sol Dieri sera, pour toute teneur en eau, beaucoup plus rapide que pour un sol Dior ; l'infiltrabilité et la profondeur de pénétration, bien plus grande ; et, si l'on essaye d'utiliser les concepts agronomiques, la capacité de rétention et la réserve utile, beaucoup plus faibles. On peut déjà estimer qu'avec ce type de sol la recharge des réserves profondes (en cas de pluie ou d'irrigation) sera importante, les pertes par évaporation assez faibles. Le sol Dieri peut aussi être cultivé en pluvial : les pluies en général sont limitées dans cette zone (moins de

Outre l'intérêt pratique qu'il repré-
 écoulee à travers une certaine cote, c
 pour l'estimation de l'évaporation rée
 majorité des applications agronomiqu
 d'eau est nul à partir du moment où le
 alors l'évapotranspiration réelle en
 et en supposant que l'ETR correspond
 rement vrai. En profondeur il peut ex
 régime permanent où la teneur en eau
 charge unitaire ; le calcul de l'ETR es
 relation $K(\theta)$, il suffit d'avoir en profon
 mesure de teneur en eau pour détermin
 cote par application de la loi de Darc
 temps. Ceci permet, par bouclage du bi
 et Vachaud, 1977). Cette méthode per
 teneur en eau à la cote de contrôle un
 miner et de contrôler les pertes en m

Enfin la connaissance des relations
 dirtctement à partir de mesures de
 franche de sol. Cette information fon
 mieux adaptées au climat et au sol d

Les résultats obtenus lors de cette
 nouveau programme de recherche où
 et mesure en station agronomique. Da
 dotncinc. il apparaît en effet que les m
 complémentaire indispensable pour a
 recherches (en portant notamment leur
 à appliquer plus judicieusement leurs rés
 polation à d'autres types de sol et de clima
 lourds. D'un autre côté les physiciens o n
 validité globale des modèles numériques.
 nant disponibles pour simuler le com po
 (Hillel et Talpaz, 1976 ; Feddes et al., 197 6
 le prédire. Ces codes nécessitent tous, entr
 réserve hydrique (au sens dynamique), pa
 maintenant d'utiliser ces codes dans le p
 économie de l'eau actuellement poursi

== satisfaction des besoins hydriq
 accrue ;

== maintien d'une réserve hydrique
 racinement utile des cultures annuelles

• reconstitution des réserves profond

Ces objectifs peuvent être recherchés
 tion du matériel végétal cultivé, au choix
 sèche. Dans l'immédiat la collaboration
 portera essentiellement sur les points suiv

ente dans la quantification de la lame d'eau
 exemple nous semble également important
 ou de l'évapotranspiration réelle. Dans fa
 on suppose en effet implicitement que le flux
 profils hydriques ne varient plus. On calcule
 lisant seulement les, mesures neutroniques
 variation du stock. Ceci n'est pas nécessai
 er comme dans le cas étudié, une zone de
 st constante mais où il existe un gradient de
 alors de ce fait suresfime. Si l'on connaît la
 ur deux tensiomètres entourant une cote de
 e sens et la grandeur du flux à travers cette
 donc le volume écoulé pendant un certain
 n, d'avoir la valeur exacte de l'ETR (Daudet
 également, en associant à la mesure de la
 mesure de concentration en soluté, de déter-
 e en substances minérales.

4) et $h(\theta)$ peut également permettre d'obtenir
 n sous culture, l'extraction racinaire par
 rentale pour la mise au point de variétés
 donner lieu à une prochaine publication.

Etude doivent maintenant faire l'objet d'un
 r s'efforcera d'allier simulation numérique
 l'évolution actuelle de la rtchercht dans ce
 des de simulation numérique sont un outil
 et les agronomes à mieux orienter leurs
 tion sur les paramètres les plus sensibles),
 mais (notumcnf dans le sens d'une extra-
 et enfin à économiser le nombre d'essais

besoin d'un support permettant de tester la
 De nombreux codes de calcul sont mainte-
 nement du système sol-plante-atmosphère
 (Vauclin et al., 1976) en attendant de pouvoir
 autres, la caractérisation du sol en tant que
 les relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$. Nous envisageons
 ramme de recherches pour une meilleure
 par l'ISRA avec les impératifs suivants :

des cultures en vue d'une productivité

isable à diverses fins, dans la zone d'en-

du sol.
 atteints grâce à l'amélioration et la sélection
 des rotations et des techniques de culture
 ue nous avons l'intention de poursuivre
 ts :

- étude physique de l'influence du travail du sol et mise au point de techniques optimales (mulch, paillage, labour, etc...) en vue d'une réduction de l'évaporation
- élaboration d'un modèle de précision d'extraction racinaire et de transpiration en vue d'aider agronomes et généticiens à définir les types de cultures les mieux adaptées au sol et au climat avec la plus faible utilisation d'eau possible

Il nous paraît néanmoins fondamental de continuer également, dans la poursuite de cette recherche, afin d'obtenir, au moins à un niveau de référence, le plus grand nombre de données possibles sur les relations $K(h)$ et $h(\theta)$ pour avoir des grandeurs suffisamment représentatives, qui puissent être utilisées pour caractériser des systèmes à grande échelle.

Les méthodes décrites dans cet article s'appliquent surtout pour un sol sableux. Il serait illusoire d'essayer ici méthode du drainage interne sur un sol peu drainable. Dans ce cas la méthode du bilan naturel peut être préférable. Il est cependant nécessaire de mettre encore au point une technique de caractérisation des propriétés dynamiques des sols lourds *in situ*, et il nous semble fondamental d'inciter d'autres recherches sur ce point.

Reçu pour publication en mars 1971

Summary

*Field determination of the hydraulic characteristics of an unsaturated soil
Application on two typical soils of Republic of Senegal
with an example to the calculation of the water balance*

This paper deals with practical application of two methods used to determine on the field unsaturated soil hydraulic characteristics. The first method, called an internal drainage method based on the monitoring of drainage of a soil profile, following a constant head infiltration, ~~the~~ vaporization from the soil surface is prevented. The second method, called a natural balance method is based on the monitoring of change of water storage in the soil under natural evaporation and precipitation. For both methods it is necessary to use simultaneously neutron probe and tensiometers measurements. These methods have been applied with success on two typical soils of Republic of Senegal: dune sand and loess type sand. In the last part of the paper, an example showing that, knowing the soil hydraulic conductivity and the soil water pressure is developed. The deep drainage is computed for a period of 18 months including two rain seasons. It is shown that up to 30% of the total rainfall can recharge the soil reservoir below a depth of 150 cm, for the case of bare soil.

Zusammenfassung

*Methoden für die wasserdynamische Bestimmung eines ungesättigten Bodens in situ
Anwendung auf zwei senegalische Bodenarten zur Begriffsbestimmung
der Wasserbilanzverhältnisse*

Es werden zwei Methoden für die Bestimmung der wasserdynamischen Eigenschaften eines ungesättigten Bodens durch direkte Messung *in situ* beschrieben. Die erste, sogenannte « innerliche Entwässerung », besteht aus der regelmäßigen Beobachtung der Bodentrocknung nach der Versickerung einer gewissen Wassermenge ohne Verdunstung an der Bodenoberfläche. Die zweite Methode, sogenannte « Bilanz », besteht aus der Beobachtung der Veränderungen der Bodenwasserreserven während der natürlichen Verdunstungsperiode nach einer durch Regen bewirkten Durchfeuchtung. Die zwei Methoden beruhen auf dem gleichzeitigen Einsatz einer Neutronensonde und einer Reihe