

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Service hydrologique

Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique

par P. DUBREUIL

NOVEMBRE 1966

O.R.S.T.O.M.

Service Hydrologique

POINT de VUE THEORIQUE sur le ROLE du SOL
dans le CYCLE HYDROLOGIQUE

par

P. DUBREUIL

Chef du département de la
Recherche Appliquée

Novembre 1966

L'appréciation du rôle exact des facteurs conditionnels non climatiques de l'écoulement est l'un des thèmes majeurs de la recherche hydrologique à l'ORSTOM.

Une précédente note a traité des méthodes de mesure des caractères physiques et morphologiques des bassins versants [1].

Reprenant des réflexions générales consacrées à la contribution des sciences de la terre aux problèmes d'hydrologie de surface [2] la présente note a pour objectif limité d'examiner le rôle complexe du sol dans le cycle hydrologique.

Sous l'angle théorique du problème, après un bref rappel des notions de physique du sol concernant l'eau, on présente les divers obstacles rencontrés par l'hydrologue au cours de ses recherches analytiques ou de synthèse et l'on essaie de voir quels caractères du sol seraient susceptibles d'aider à contourner ces obstacles, en éclairant certains points obscurs du dynamisme de l'eau au cours de son cycle naturel.

Enfin sera évoquée l'utilité éventuelle de la cartographie pédologique pour les travaux de synthèse et de prévision hydrologiques.

Cette note rédigée par un hydrologue, non spécialiste de l'eau dans le sol, est le fruit de lectures et compilations en quantité évidemment limitée. Les principales sources consultées ont été les manuels français sur les eaux souterraines de H. SCHOELLER et G. CASTANY, l'ouvrage de l'INRA sur "L'eau et la production végétale" ainsi que certaines communications au 7ème Congrès de Science du sol de Madison en 1960 et à divers symposiums de l'AIHS dont le dernier, consacré à l'eau dans la zone d'aération, tenu à WAGENINGEN en Juin 1966. Il n'est pas exclu que des oublis et des erreurs aient pu être commis, bien que l'on se soit efforcé de les limiter.

Ultérieurement, les conclusions de cet essai théorique seront traduites en programme de mesures destinées à fournir des paramètres conditionnels de l'écoulement pour les études d'hydrologie sur bassins représentatifs et expérimentaux de l'ORSTOM.

I - L'EAU dans le SOL - NOTIONS SOMMAIRES de PHYSIQUE du SOL

On se place dans la situation de l'hydrologue cherchant à expliquer les mécanismes répartissant l'eau de pluie en écoulement de surface, infiltration et évapotranspiration, et l'influence du sol dans ces mécanismes.

On trouve dans la littérature de nombreux développements sur les divers états de l'eau dans le sol et leur répartition en zones de nature différente depuis la surface du sol jusqu'à l'horizon aquifère contenant une nappe d'eau (Cf. H. SCHOELLER [3] et G. CASTANY [4] entre autres). Entre ces états comme entre ces zones, les délimitations réelles ne sont pas aussi nettes que le proclament les manuels ; une certaine confusion s'installe dans les esprits du fait de l'absence de concordance entre les terminologies des divers auteurs.

La seule chose claire et nette est l'état de nappe constitué par la zone de saturation dans laquelle l'eau occupe tous les vides du sol. Au-dessus de cette nappe jusqu'à la surface du sol, plus ou moins éloignée, le terrain n'est pas saturé en eau et de l'air en occupe partiellement les vides. En dehors des rares cas de nappes affleurantes, le devenir de l'eau de pluie est par conséquent, et entre autres facteurs, sous la dépendance des possibilités d'écoulement (c'est-à-dire de l'infiltration) en terrain non saturé.

1.1. - Le comportement de l'eau dans le sol et les causes de son mouvement.

En terrain non saturé, on trouve de l'eau et de l'air pouvant contenir de la vapeur d'eau ; la quantité d'eau conditionne la teneur en vapeur d'eau de l'air qui est en contact.

Selon l'importance relative de cette quantité d'eau en un point donné d'un sol, l'eau occupe un état d'autant plus lié au milieu que cette quantité est faible. Lorsque la teneur en eau croît, l'état de l'eau se modifie ; par exemple, à de l'eau pelliculaire s'associe de l'eau capillaire suspendue sans que la première disparaisse, mais les forces agissantes sur la seconde deviennent prépondérantes sur celles qui conditionnent la liaison eau - sol du premier état.

Cette modification des forces agissantes sur les molécules d'eau (liaisons eau-eau et eau-sol) peut se concevoir soit en un point donné d'un terrain où la quantité d'eau croît pour des raisons extérieures, soit en considérant le déplacement d'un observateur fictif dans un terrain d'un point vers un autre où la quantité d'eau est supérieure.

Cette modification avec la teneur en eau est continue, mais il n'est pas exclu, selon certaines expériences de laboratoire, que des variations brusques se produisent. Les auteurs de ces expériences ont eu tendance à lier les changements d'état présumés de l'eau dans le sol à ces seuils de variations brusques des forces de liaison.

On doit garder présent à l'esprit qu'en dehors de la zone où le sol est saturé et où l'eau est essentiellement soumise à l'action des forces de gravité et de pression, le choix des états de l'eau dans le sol non saturé résulte d'hypothèses. Certes, ces hypothèses s'appuient sur des expérimentations et les schémas d'agencement des molécules d'eau, d'air et de sol qui sont proposés sont théoriquement justifiés. Mais l'extrême complexité d'un sol et son hétérogénéité spatiale font qu'il vaut mieux prendre ces états de l'eau non comme des faits confirmés, mais plutôt comme des repères intellectuels permettant d'expliquer des modes différents de rétention de l'eau dans le sol avec énergie variable.

On a groupé en un tableau synthétique, en éludant les divergences de détails entre auteurs, les termes les plus employés dans la littérature pour expliciter les zones d'humidité, les états de l'eau et les forces correspondantes. A côté de G. CASTANY [4] et H. SCHOELLER [3] déjà cités, on s'est inspiré des travaux de M. HALLAIRE [5] A. A. RODE [6] R. DEGALLIER [7] et M. CARLIER [8]. Le tableau synthétique a été dressé en adoptant le point de vue théorique d'un sol

TABLEAU SYNTHETIQUE de la DYNAMIQUE de l'EAU dans le SOL

Zones de l'humidité	Etat de l'eau	Force agissante ou potentiel	Forme de mouvement	Etat de l'air du sol	Limites caractéristiques	Valeurs critiques de potentiel (log pF)
Surface du sol						
Zone d'aération ou de rétention (eau liée ou suspendue)	hygroscopique	adsorption adhésion attraction moléculaire eau-eau, eau-sol	Transfert de vapeur	non saturé en eau	Capacité maximale d'adsorption (R)	6
					Coefficient hygroscopique	5
	pelliculaire	cohésion eau-sol	différence de potentiel (liquide)		Point de flétrissement permanent	4,2
	capillaire	tension superficielle air-eau			Point de flétriss. temporaire (rupture des liens capillaires R)	3,7
Zone de saturation (eau libre ou soutenue)	capillaire (frange)	ascension capillaire	gravité	saturé en eau	Capacité de rétention ou au champ	3 à 3,2
	Surface hydrostatique ou piézométrique				humidité équivalente (1 000 g)	2,7
	gravitaire (nappe)	gravité et pression		néant	Porosité totale	≠ 0

N.B. Référence à la terminologie de A.A. RODE : R d'après [6]

doté d'une nappe surmontée de terrain non saturé en voie de dessèchement, car ainsi la répartition des états et des zones est simple. On a négligé de cette manière l'eau de constitution, contenue dans le réseau cristallin des constituants minéraux et organiques du sol, dont l'intérêt est négligeable ici pour notre étude.

Les états de l'eau, les forces agissantes et les limites d'état figurant dans le tableau sont assez classiques pour qu'il n'y ait pas lieu de s'étendre à leur sujet. On reviendra cependant plus loin (§ III) sur les définitions et les modes de calcul des principales limites précédentes qui constituent des caractéristiques hydriques du sol : capacité de rétention, point de flétrissement, etc ...

Les forces caractéristiques du degré de liaison eau-sol ou eau-eau ne sont pas toutes de même nature ; on peut les définir en les représentant par des potentiels, eux aussi de nature différente. La complexité rencontrée dans la nomenclature des états de l'eau dans le sol se retrouve au niveau des potentiels. On peut grouper ces derniers en trois groupes :

- a) les potentiels correspondant à des forces agissantes sur l'eau à l'état saturée, au nombre de deux.
 - le potentiel de gravité ou newtonien qui agit sur les mouvements verticaux de l'eau libre, de la forme gZ (g accélération de la pesanteur, Z cote du point considéré par rapport à un niveau de référence, celui de la surface, par exemple, du sol ou de la nappe).
 - le potentiel de pression qui agit sur les mouvements latéraux de la nappe d'eau saturée, de la forme $\frac{P}{\rho}$ (p pression de l'eau par rapport à une pression de référence, celle de l'atmosphère par exemple, et ρ masse spécifique de l'eau au point considéré).

La somme de ces 2 potentiels : $Z + \frac{P}{\rho}$ (avec $\rho = \rho \cdot g$ poids spécifique de l'eau) représente la charge hydrau-

lique en un point donné d'une nappe ; on néglige alors le potentiel cinétique de la forme

$$\frac{v^2}{2g}$$

ce qui est toujours le cas dans le domaine étudié ici, dans lequel la vitesse de l'eau V est faible.

- b) les potentiels correspondant à des forces agissantes sur l'eau dans un terrain non saturé ; on parle ici de potentiel d'attraction moléculaire (des molécules d'eau entre elles au sein des constituants du sol), de potentiel d'adsorption de l'eau sur le sol, de potentiel de tension superficielle au contact air-eau. On convient de réunir ces divers potentiels sous une appellation unique de potentiel capillaire ou matriciel (ou de rétention pour certains auteurs) de l'eau dans le sol.

Nul quand le sol est saturé d'eau, ce potentiel est prépondérant sur les forces de pression et de gravité quand le sol s'assèche. La part relative des potentiels constituant le potentiel matriciel varie aussi avec la teneur en eau dans un sens évident avec la nature des forces envisagées.

- c) les potentiels correspondant à des forces d'origine étrangère à l'eau liquide, dont deux peuvent être cités :
- le potentiel osmotique générateur des mouvements de sels dissous (et donc d'eau).
 - le potentiel thermique qui agit sur les mouvements de vapeur d'eau (et donc d'eau).

Ces deux potentiels jouent un rôle important dans un sol en voie d'assèchement intense lorsque les mouvements de l'eau à l'état liquide se ralentissent, ce qui peut être le cas d'un sol soumis à l'évaporation et à l'extraction d'eau par les plantes au cours d'une longue période sèche.

Ces potentiels sont par contre négligeables dans le domaine restreint étudié ici : le devenir de l'eau de pluie tombant sur un sol, devenir qui dépend surtout du potentiel matriciel et de la charge hydraulique.

L'eau se meut dans le sol sous l'effet de différences de potentiel, des zones les plus humides vers les zones les plus sèches, différences que le mouvement tend à supprimer pour atteindre un équilibre, en l'absence d'intervention extérieure. Il s'agit de différence de potentiel matriciel pour l'eau dans un sol non saturé, de différence de charge hydraulique pour l'eau d'une nappe (on parlerait pareillement de différence de tension de vapeur dans l'air du sol pour les transferts de vapeur, sous l'effet de gradient thermique).

Avant d'aborder la formulation mathématique du mouvement de l'eau dans le sol, il importe de revenir sur le potentiel matriciel ou capillaire.

Considérons une nappe surmontée d'une tranche de sol non saturée ; au niveau de la surface de la nappe, la pression est égale à la pression atmosphérique, en dessous elle est positive, tandis qu'au-dessus de la nappe, le sol retient l'eau avec une certaine force de rétention (ce phénomène est appelé parfois succion) et la pression de l'eau est en comparaison négative. Soit P_s cette pression de succion (ou succion matricielle, ou tension de l'humidité du sol) ; pour porter un volume V d'eau de cette pression à la pression nulle, il faut fournir un travail positif de la forme : $V (0 - P_s) = -VP_s$

On définit le potentiel matriciel ou capillaire comme étant égal à ce travail (dans ce cas l'eau cède spontanément son énergie), c'est-à-dire à l'énergie nécessaire pour extraire du sol l'unité de masse d'eau et la porter à l'état libre à la même hauteur, à la même température et à la même concentration saline.

On mesure le potentiel matriciel ou capillaire par la hauteur en centimètres à laquelle peut s'élever un gramme d'eau, dans le champ de la pesanteur, sous l'effet de la différence d'énergie libre entre celle de 1 gramme d'eau libre et celle (plus faible) de 1 g d'eau liée au sol. La grande gamme de variation de ce potentiel a conduit à généraliser l'emploi de son logarithme décimal, désigné par le signe pF .

Ce sont les valeurs de p^F qui jalonnent les états de l'eau dans le tableau synthétique présenté plus haut.

A partir de ces définitions, on voit que l'eau dans la nappe se déplace des zones à forte pression (ou forte charge hydraulique) vers les zones à faible pression ; dans le terrain non saturé, il en est de même si l'on considère les pressions de succion en valeur absolue, mais le mouvement, en terme de potentiel, s'effectue dans le sens des potentiels croissants, des zones à forte teneur en eau vers celles à basse teneur.

Entre potentiel capillaire et succion, on a les correspondances suivantes selon le système d'unité employé :

Potentiel		Succion équivalente (si $V = 1 \text{ cm}^3/\text{g}$)			
En centimètres	p^F	dyne/cm ² (ou erg/g)	kg/cm ²	millibars	atmosphères
1	0	980	0,001	1,02	0,00097
10	1	9800	0,01	10,2	0,0097
100	2	9800	0,1	102	0,097
		etc			etc

1.2. - Formulation des équations de l'écoulement de l'eau dans le sol.

Dans les terrains à porosité d'interstices où l'écoulement est laminaire (c'est-à-dire en dehors des calcaires fissurés à circulation karstique, et du voisinage des ouvrages de pompage en nappe où règnent de fortes vitesses), la loi de DARCY rend parfaitement compte du mouvement de l'eau en zone de saturation, comme du phénomène d'ascension capillaire au-dessus de la nappe. Cette loi s'énonce ainsi : le débit d'un écoulement souterrain est proportionnel à la perte de charge hydraulique.

Entre un point A (Z_A, p_A) et un point B (Z_B, p_B), la perte de charge hydraulique est :

$$dh = h_A - h_B = \left(Z_A + \frac{p_A}{\gamma} \right) - \left(Z_B + \frac{p_B}{\gamma} \right) \quad (1)$$

En considérant les sections transversales au sens de l'écoulement, contenant les points A et B et distantes de L, le débit Q qui s'écoule à travers une section droite S est égal à :

$$Q = K.S \frac{dh}{L} \quad (2)$$

On peut dire également que cet écoulement a une vitesse V égale à :

$$V = \frac{Q}{S} = K \cdot \frac{dh}{L} \quad (2 \text{ bis})$$

On note que $\frac{dh}{L}$ est la pente hydraulique i entre les 2 sections A et B et K un coefficient dit de DARCY représentatif de la perméabilité du matériau, dont la définition et la détermination seront examinées en détail au § III. La vitesse V de l'eau, qui apparaît dans l'équation 2 bis, est une vitesse apparente calculée à partir de la section totale traversée par l'eau (vides et solide du matériau aquifère) ; la vitesse moyenne réelle de l'eau V_m est celle qui correspond à l'écoulement dans les seuls vides du sol, et si m est la porosité du sol, on a :

$$V_m = \frac{Q}{S \cdot m}$$

(on définit également une vitesse effective V_e rapportée à la section réduite des seuls vides que peut utiliser le cheminement de l'eau libre, par considération d'une porosité efficace ; cette vitesse effective est celle que l'on mesure par colorimétrie in situ).

On remarque que dh d'après la formule (1) est une différence de potentiel (de pression et de gravité) et que l'expression de la loi de DARCY selon la formule 2 bis peut signifier que la vitesse de l'eau est, à un coefficient K près, égale au gradient de potentiel entre les sections A et B :

$$v = K \cdot \text{grad. } \Phi \quad (2 \text{ ter})$$

En milieu non saturé, la loi de DARCY s'applique également par généralisation avec la théorie de la diffusion capillaire [9, 10, 11] :

$$v = \lambda \text{ grad. } \Phi \quad (3)$$

Dans cette équation λ est un coefficient différent de K, appelé conductivité capillaire, et le potentiel Φ est le potentiel capillaire ou matriciel ψ de l'eau dans le sol si le mouvement est horizontal, auquel s'ajoute le potentiel de gravité Z (égal à la cote par rapport à un plan de référence) si le mouvement a une composante verticale. Dans ces deux cas, l'équation de la diffusion s'écrit :

a) dans le cas d'un mouvement horizontal le long de l'axe x

$$v = -\lambda \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (3 \text{ bis})$$

b) dans le cas d'un mouvement vertical le long de l'axe z

$$v = -\lambda \frac{\partial (\psi - Z)}{\partial z} \quad (3 \text{ ter})$$

Les signes moins rendent compte du caractère positif de la vitesse provoquée par un mouvement d'une zone à potentiel ψ_A vers une zone à potentiel ψ_B ($\psi_B > \psi_A$), et du fait que les potentiels de gravité et capillaire sont de signe contraire selon leurs définitions.

Comme le potentiel capillaire varie avec la teneur en eau du sol W, on introduit dans (3 bis) et (3 ter) la variation de W selon l'axe du mouvement :

$$v = - \lambda \frac{\partial \Psi}{\partial W} \cdot \frac{\partial W}{\partial x}$$

$$v = - \lambda \left(\frac{\partial \Psi}{\partial W} \cdot \frac{\partial W}{\partial Z} - 1 \right)$$

On peut également modifier l'expression de ces 2 équations, en mettant en évidence le coefficient de diffusivité $D = \lambda \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial W}$ produit du coefficient λ , conductivité capillaire, par la pente de la courbe $\Psi(W)$, termes qui varient en fonction de la teneur en eau W et en raison inverse l'un de l'autre, comme on le verra plus loin, ce qui atténue le champ de variation de D . Dans ce cas, on a :

$$V = -D \cdot \frac{\partial W}{\partial x} \quad \text{ou} \quad V = - \left(D \cdot \frac{\partial W}{\partial Z} - \lambda \right)$$

Dans ces séries d'équations, la vitesse V est un débit par unité de surface et de temps, évaluée en centimètres par seconde ou plutôt en millimètres par jour ; ce débit spécifique q correspond alors au volume d'eau en dixièmes de cm^3 qui traverse 1 cm^2 par jour.

Débit spécifique et humidité varient d'un point à un autre du sol. Entre 2 sections de sol distantes de dZ , la variation de débit spécifique

$$\frac{\partial q}{\partial Z} \cdot dZ$$

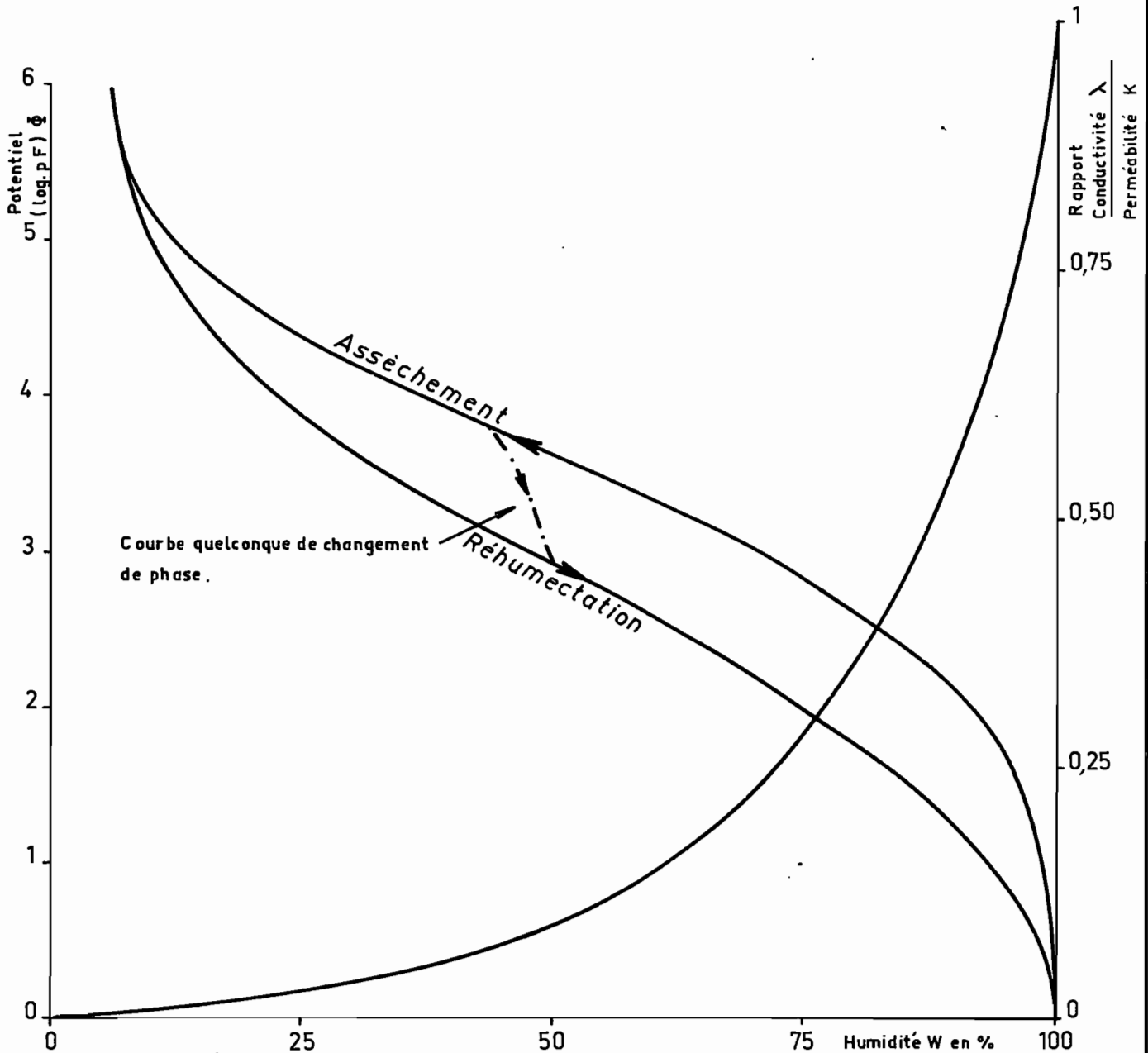
est assimilable à la variation de teneur en eau de la tranche de sol comprise entre les 2 sections

$$\frac{\partial W}{\partial t} \cdot dZ$$

On peut donc écrire que :

$$\frac{\partial W}{\partial t} \cdot dZ = \frac{\partial q}{\partial Z} \cdot dZ$$

Représentation figurative du potentiel et de la conductivité en fonction de la teneur en eau du sol



L'univocité des relations $\lambda(W)$ et $D(W)$ reste hypothétique, l'expérimentation en laboratoire ne paraît pas encore avoir montré le contraire.

La résolution de l'équation (4) exige la connaissance des relations $\Psi(W)$ et $\lambda(W)$. En laboratoire sur milieu poreux homogène, en considérant une phase simple d'assèchement ou d'humectation, la mesure du potentiel par tensiomètre et de l'humidité par sonde à neutrons permet cette résolution.

Le problème se complique si l'on envisage le changement de phase, tel qu'une humectation succédant à un assèchement (cas correspondant à l'infiltration d'une pluie après une certaine période sèche). En effet, la relation $\Psi(W)$ est alors momentanément inconnue ; chaque point du sol se comporte indépendamment des autres selon son degré d'humidité W et son potentiel car la relation $\Psi(W)$ y décrit une courbe particulière à partir de la courbe d'assèchement pour rejoindre la courbe d'humectation (voir figure). La résolution de l'équation (4) peut se faire à l'aide du calcul électronique permettant l'emploi de différentielles finies et de méthodes itératives [14, 15, 16]. Dans un cas simple d'infiltration horizontale limitée dans le temps, G. VACHAUD [17] offre une solution graphique assez simple pour le tracé des abaques d'hystérésis de $\Psi(W)$ entre les courbes caractéristiques extrêmes.

Il est évident que, hors du laboratoire et de ses milieux poreux homogènes, la complication s'accroît avec l'hétérogénéité des sols et la succession des phases infiltration - évaporation dans les conditions naturelles. Même si l'appareil mathématique développé récemment et l'emploi des calculatrices électroniques pouvaient permettre de lever l'obstacle matériel dans un proche avenir, il n'en resterait pas moins que le choix des points de mesures de Ψ et de W , et celui de leur densité constituent encore des obstacles difficilement franchissables dans le domaine de la validité ou de la signification des paramètres introduits dans les équations.

Pratiquement, dans l'état actuel des connaissances et des moyens de mesure, la résolution directe de l'équation de diffusion n'est possible que pour des essais en laboratoire

sur colonnes de sol homogène et isotrope. Dès que l'on passe au terrain naturel en place, l'homogénéité et l'isotropie sont fortement affectées. On peut encore admettre la possibilité d'une étude directe sur lysimètre, voire sur parcelle expérimentale de quelques m^2 , car à cette échelle l'exécution des mesures d'humidité et de potentiel reste possible. Au-delà, même en ne considérant qu'un bassin élémentaire de quelques hectares, recouvert d'un seul type de sol, les mesures in situ deviennent trop difficiles et peu significatives.

L'optique de cette note qui vise à la compréhension du rôle du sol dans le devenir de l'eau de pluie à une échelle du km^2 , exclut donc la résolution directe des équations de l'écoulement.

Tout en espérant beaucoup dans l'avenir proche du passage des expérimentateurs du laboratoire à la parcelle, l'intérêt présent des notions de physique du sol qui viennent d'être rappelées est de placer le problème dans son champ théorique et de montrer les paramètres susceptibles d'influencer le devenir de la pluie. La possibilité de mesurer sur le terrain certains de ces paramètres, ne peut qu'ouvrir des voies de recherches aux hydrologues.

C'est pourquoi l'on arrête ici ce bref rappel de physique du sol consacré à l'état et au mouvement de l'eau. C'est pourquoi également on se propose de revenir en détail dans le 3ème chapitre sur les caractéristiques hydrauliques des sols : d'une part celles qui ont déjà été portées dans le tableau synthétique avec les potentiels Ψ correspondant aux teneurs en eau W qui les définissent et qui sont généralement à la limite de changement d'état ou de mouvement de l'eau ; d'autre part, les coefficients K de DARCY et λ de conductivité capillaire qui seront examinés sous l'angle classique de la perméabilité.

Auparavant, il est nécessaire, après le point de vue du physicien, de reprendre la position de l'hydrologue face au cycle de l'eau et de faire ressortir les principales questions qu'il se pose et les obstacles qu'il rencontre.

II - L'INFILTRATION et ses FACTEURS CONDITIONNELS

Dans la position adoptée au début de cette note, l'hydrologue étudie les causes et les aspects de la transformation de l'eau de pluie en eau de ruissellement, d'infiltration ou d'évapotranspiration. Durant la pluie, la part de l'évapotranspiration directe est faible et peut-être négligée momentanément.

L'hydrologue dispose de deux modes d'investigation selon qu'il considère le ruissellement ou l'infiltration, l'autre terme constituant alors la perte ou le résidu.

2.1. - La recherche de la part du ruissellement.

Elle se fait en analysant l'évolution du coefficient de ruissellement K_r vis-à-vis de ses principaux facteurs conditionnels, à savoir la précipitation et l'état antérieur d'humidité du terrain.

De la précipitation, on considère essentiellement tantôt la hauteur totale P , tantôt la hauteur utile P_u qui correspond au corps de l'averse à intensités supérieures à un certain seuil critique I_c . Bien que généralement choisi constant par mesure de simplification pour un bassin donné, ce seuil I_c paraît être une caractéristique du bassin dépendant entre autres de la nature du sol, et susceptible en outre de diminuer (?) quand la durée de la pluie s'allonge ou que survient un 2ème ou un 3ème corps intense et quand l'humidité du sol augmente. Ces hypothèses restent à vérifier.

De l'état antérieur d'humidité du terrain, on s'est surtout préoccupé jusqu'ici à l'ORSTOM, suivant en cela d'autres chercheurs étrangers, de le représenter indirectement à l'aide des chroniques pluviométriques : hauteurs de précipitations P_a et intervalles de temps t_a les séparant de l'évènement étudié. On calcule ainsi, de diverses manières, un indice d'humidité (ou d'humectation) I_H :

$$\text{soit } I_H = \sum P_a \cdot k^{t_a}$$

$$\text{soit } I_H = \sum P_a \cdot t_a^k \quad \text{ou encore } \sum P_a \cdot e^{-k t_a} \quad (6)$$

k étant un paramètre variable avec la nature du sol, sans que cette variation ait été explicitée jusqu'alors.

On peut aussi avec Y. BRUNET-MORET envisager séparément la somme des précipitations depuis le début de la saison des pluies $\sum Pa$ et le seul intervalle ta_1 à la pluie précédente [18]. Ce dernier cas paraît se justifier pour des terrains à forte capacité pour l'eau c'est-à-dire à forte porosité, ce que l'auteur avait déjà observé sur le bassin de la LHOTO au DAHOMEY.

Quoi qu'il en soit, les résultats de cet indice d'humidité "indirect" sont très mitigés. Il est évidemment difficile de bien appréhender la réaction du sol à une pluie à partir d'éléments extérieurs à ce sol. Certes, la considération de la somme $\sum Pa$ ou de la série des Pa se réfère à la porosité du sol et tend à rendre compte de la teneur en eau de celui-ci, laquelle, si l'on admet que le début de la saison des pluies survient sur un terrain asséché, doit croître avec des oscillations variées selon l'évolution du déficit climatique $|ETP - Pa|$.

La considération de ta intervient justement pour expliciter le prélèvement de ETP sur Pa , et celui du drainage dans le sol. Quant aux ultimes valeurs de ta , ta_1 en particulier, elles rendent, seules, plus ou moins compte de la nature de la phase affectant le sol (assèchement ou humidification) que la pluie va rencontrer et de l'état présumé du profil hydrique, donc du gradient de potentiel en surface.

On peut également faire l'interprétation suivante de la signification de Pa et ta :

- la prise en compte de leurs valeurs pour les seuls jours précédant l'évènement étudié est représentative de l'état du sol dans l'horizon de surface et suffit à expliquer les conséquences d'averses courtes.

- l'utilisation de $\sum Pa$ depuis le début de la saison des pluies représente l'état des réserves profondes du sol dont le rôle n'est apparent que lors de fortes crues, fruits de longues averses qui entraînent une infiltration profonde laquelle va atteindre, non plus seulement le seul horizon de surface, mais ceux d'accumulation profonde.

Ce double aspect de l'état d'humidité du sol a permis de bien rendre compte des ruissellements des sols de NIAMEY [18 bis] .

Cette approche indirecte de l'état d'humectation est encore grossière. On peut concevoir une amélioration par l'intensification d'emploi de la méthode purement paramétrique qui, si elle dispose d'informations importantes, peut dégager une meilleure formulation de l'indice IH.

On peut également penser que la prise en compte à la fois de ETP et des caractères hydriques du sol puisse permettre un affinage de la détermination de l'indice IH.

L'approche directe de l'état d'humectation consiste franchement à mesurer la teneur en eau du sol de manière continue. Les chercheurs américains ont développé cette approche ; les résultats en sont certes plus probants. L'état antérieur d'humidité au jour J peut alors être pris égal par exemple à $|W_j - W_f|$, différence entre les teneurs en eau ce jour et au point de flétrissement [19] .

La mesure de la teneur en eau d'un sol en place n'est pas sans poser quelques problèmes technologiques, quel que soit le procédé employé. Un tel travail de terrain n'est possible et non sans difficulté que sur des bassins représentatifs ou expérimentaux de dimensions réduites, du genre bassin élémentaire dans lequel on ne rencontre qu'un ou 2 types de sol. Les expérimentateurs paraissent se satisfaire de la teneur en eau dans les 15 ou 20 premiers centimètres du sol (horizon A et parfois sommet de l'horizon B), la pénétration du flot d'infiltration au cours d'une pluie ne devant pas affecter une tranche plus importante, compte tenu de la durée

de la fraction utile de celle-ci ; ce qui est encore un point à vérifier sur le terrain. Mais l'étude de l'accumulation de l'eau dans le sol et de sa distribution ultérieurement vers la nappe ou vers la surface nécessite, elle, la connaissance de la totalité du profil hydrique du sol et non celle du seul horizon de surface.

Cependant, la seule connaissance de la teneur en eau W ne paraît pas suffisante pour expliquer tout le mécanisme de l'infiltration, même si l'on oeuvre sur un sol homogène dont l'analyse en laboratoire permet la détermination des courbes caractéristiques $\psi(W)$ et $\lambda(W)$; le phénomène d'hystérésis affectant la première de ces courbes semble obliger que soient connus, en outre, la phase d'évolution du sol au début de la pluie et l'ensemble du profil hydrique afin que l'on puisse résoudre, même de manière simplifiée et par approximations, l'équation de diffusion (4).

Les deux approches de l'état antérieur d'humidité sont convergentes : l'indice IH est certainement lié à la teneur en eau W . Une mise en évidence de la forme de cette liaison sur parcelle expérimentale ou bassin élémentaire pourrait être profitable. On doit dire à l'avantage de l'indice IH que l'existence des chroniques pluviométriques en permet le traitement statistique le cas échéant, chose impossible actuellement, et pratiquement, avec la teneur en eau W .

Les termes de la liaison IH (W) devraient pouvoir être mieux explicités en orientant le calcul de IH par la prise en compte de ETP, terme différentiel suffisamment connu aujourd'hui pour améliorer la série Pa. Ainsi de même pourraient peut-être se définir, sur des bases logiques, la forme de IH et les valeurs du paramètre k certainement dépendantes, l'une et les autres, des caractéristiques hydrauliques du sol : porosité, capacité de rétention, teneur en eau au point de flétrissement permanent ...

2.2. - L'analyse directe de l'infiltration.

Elle ouvre des horizons supplémentaires en pénétrant plus intimement dans le rôle du sol.

Il est assez rare d'aborder cette analyse par la considération du coefficient d'infiltration [20] par analogie avec le K_r ; au contraire, la plupart des auteurs, suivant la loi de DARCY, étudient la vitesse d'infiltration f ou la hauteur totale infiltrée F .

En termes de bilan, et en négligeant les stockages temporaires en surface et l'évaporation, on peut écrire :

$$F = P - R = P (1 - K_r) \quad (7)$$

$$\text{ou } f = I_p - I_R = I_p (1 - K_r)$$

les facteurs conditionnels sont les mêmes que ceux affectant le ruissellement, mais une telle démarche est peu fructueuse seule, car elle procède à partir d'une information identique.

Dans l'analyse directe de l'infiltration, comme dans l'historique des expérimentations pour contrôler la validité de l'équation de diffusion, il faut procéder du simple au complexe, partir de la colonne de sol en laboratoire soumise à un arrosage non saturant d'intensité constante, puis passer graduellement par l'arrosage saturant pour terminer sur le terrain naturel soumis à des précipitations d'intensité variable.

Le point de départ a été récemment étudié avec bonheur par A. FEODOROFF [21] auquel nous emprunterons de nombreux arguments pour étayer ce chapitre. En laboratoire, sur une colonne de sol initialement sec et soumis à un arrosage d'intensité constante sans formation de plan d'eau en surface, cet auteur fait les principales constatations suivantes :

- a) la profondeur Z atteinte par le front d'humectation varie d'abord plus vite que le temps t, avec une vitesse d'infiltration décroissante ; puis à partir d'un seuil (Z_i, t_i) proportionnellement à ce temps donc avec une vitesse d'infiltration f constante. On peut écrire :

$$Z = Z_i + f (t - t_i) \quad (8)$$

Cette vitesse f est de la forme :

$$\frac{dZ}{dt}$$

- b) le profil hydrique, au bout d'un certain temps comprend une zone inférieure à fort gradient d'humidité juste au-dessus du front surmonté par une zone à humidité sensiblement constante, à l'exception des premiers centimètres près de la surface, zone qui s'allonge avec le temps.

Le schéma explicatif proposé par FEODOROFF est le suivant : l'eau pénètre verticalement par les pores les plus gros sous l'action des gradients de potentiels capillaire et gravitaire, puis une fraction de cette eau s'infiltré latéralement dans les pores plus fins, sous l'action de la seule succion capillaire. Plus le temps s'allonge, plus le pourcentage de pores fins intéressés par l'eau croît, celui des pores très gros diminue et par conséquent la vitesse d'infiltration décroît.

Passé le temps t_i, un équilibre s'établit entre l'intensité de la pluie et le prélèvement latéral par succion et les classes de pores affectées par l'infiltration restent les mêmes, donc la vitesse d'infiltration devient constante, les forces de frottement à la pénétration de l'eau liées à la dimension des pores restant, elles aussi, alors constantes.

L'influence de la variation de l'intensité de la pluie se manifeste essentiellement comme suit [21] :

- a) la vitesse d'infiltration f croît proportionnellement à l'intensité de la pluie jusqu'à un seuil (I_{pc}) ; au-delà, elle croît en tendant vers une valeur limite f_1 . On peut écrire :

$$f = f_1 (1 - e^{-\mu I_p}) \quad (9)$$

équation dans laquelle μ et f_1 sont des paramètres caractéristiques du sol dont le produit, qui représente la pente de la courbe à l'origine (elle se confond alors avec la droite reliant f à I_p avant I_{pc}), paraît rester constant pour un sol donné

- b) la profondeur Z est d'autant plus faible que I_p est élevé, c'est-à-dire que le régime d'infiltration à vitesse constante s'établit plus rapidement avec de fortes intensités de pluie.
- c) la teneur en humidité du front d'humectation, et l'épaisseur de la zone à fort gradient d'humidité qui le surmonte, croissent avec I_p .
- d) pour des intensités modérées, la zone supérieure du profil hydrique a une teneur en humidité constante dite humidité minimale à l'infiltration W_n . Cependant, cette teneur augmente avec de fortes valeurs de I_p , au-delà du seuil I_{pc} signalé à l'alinéa a), et dans ce cas, la différence de teneur en eau entre cette zone et la zone inférieure du profil augmente également (engorgement du profil, cause du freinage de l'infiltration).

Le schéma explicatif précédent rend assez bien compte de ces variations de l'infiltration et du profil hydrique, en supposant que les pores affectés par l'arrosage sont d'autant plus grands que I_p l'est.

Il est intéressant de noter, pour clore l'examen de l'infiltration non saturante, que l'humidité minimale W_n est toujours supérieure à la capacité de rétention W_R (auteur de laquelle se trouve la teneur en eau du front d'humectation) d'un sol considéré et qu'elle croît avec la teneur en argile du sol A %.

Abordons maintenant le cas dans lequel l'infiltration devient saturante avec formation de ruissellement, au bout d'un certain temps t_0 après le début de la pluie. Avant t_0 , toute l'eau s'infiltré ; c'est la phase d'imbibition préalable, appelée aussi preponding stage par J. RUBIN [22] et décrite précédemment. Au temps t_0 , une certaine quantité d'eau forme pellicule en surface et le ruissellement apparaît (incipient ponding), alors la vitesse d'infiltration f diminue exponentiellement et d'autant plus que I_p est élevée. L'imbibition s'achève donc quand la teneur en eau de l'horizon de surface (ou de la zone supérieure du profil à humidité constante ?), est proche de la saturation (une partie de la macroporosité reste vide d'eau pour permettre le mouvement de l'air). La pluie d'imbibition P_i serait donc fonction de l'écart entre W_0 , teneur initiale de l'horizon de surface et une humidité supérieure à W_R et inférieure à 100 % (80-90 % selon FEODOROFF) ; elle augmenterait de valeur pour un régime pluvieux donné avec la capacité de rétention et la porosité. La durée de l'imbibition diminue quand l'intensité de la pluie augmente, il en est de même de la hauteur P_i et de la profondeur Z_i atteinte par cette eau [21, 22] .

Les hydrologues de l'ORSTOM ont depuis longtemps caractérisé globalement ce qu'ils appellent la "perméabilité" d'un bassin versant par le niveau de la pluie d'imbibition, souvent appelée pluie-limite de ruissellement et dont la croissance avec t_a a été démontrée ($W_R - W_0$ varie comme t_a). Cette pluie a aussi servi dans l'application de la méthode améliorée de la capacité d'absorption [23] . Il semble bien, compte tenu des expériences citées, que la pluie d'imbibition soit intéressante pour des sols perméables et des intensités modérées de précipitation ; dans les hypothèses contraires, le ruissellement est presque immédiat.

Si l'on reprend les travaux de FEODOROFF [21] , on peut trouver une intensité maximale de pluie au-delà de laquelle le ruissellement apparaît ; à cette intensité, I_M est liée une vitesse d'infiltration maximale f_M telle que :

$$I_M = m \cdot f_M (10), m \text{ étant la porosité}$$

A l'aide de cette équation et de l'équation (9), on calcule f_M puis I_M pour un sol donné. Dans cette démarche, on suppose donc que le ruissellement apparaît pour une certaine intensité I_M , d'autant plus vite que l'état d'humidité préalable I_H , ou W_0 , est élevé (hypothèse de raisonnement vraisemblable mais non vérifiée expérimentalement).

C. RIOU [24] remarque une réaction différente du sol si la pluie frappe avec une certaine énergie cinétique : l'infiltration diminue fortement et l'imbibition s'achève plus vite ; la quantité d'eau infiltrée dans cette phase P_i , égale à I_p to sans énergie cinétique de pluie, devient, avec énergie cinétique, telle que :

$$P_i \text{ l,75} = \frac{k}{I_p}$$

Cette réaction de défense du sol à l'infiltration constitue sur certains sols un phénomène classique dénommé battance. La propriété pour un sol d'être battant est liée au rapport de ses teneurs (en %) de limon et d'argile ; la battance se produit pour une certaine teneur en limon avec des teneurs en argile comprises entre deux seuils limites qui varient avec ladite teneur en limon. Seuls, les 10 premiers centimètres de l'horizon superficiel sont intéressés par la battance. La faculté de battance dépend également, et peut-être même davantage, de la stabilité structurale du sol et du taux de matière organique (Cf. 3.1.) ; ce dernier provoque une diminution de la mouillabilité de la couche superficielle du sol, ainsi moins pénétrable par l'eau de pluie.

Un autre obstacle à la pénétration de l'eau est le fait de certains sols secs dans lesquels l'air emprisonné dans les plus gros pores retarde évidemment, avant d'être évacué, l'entrée de l'eau d'infiltration [7, 25] .

Cette résistance de l'air (avec la battance ?) peut expliquer les observations des hydrologues de l'ORSTOM en zone tropicale selon lesquelles les coefficients de ruissellement sont souvent supérieurs, lors des toutes premières pluies de Juillet, à leurs valeurs du milieu de l'hivernage,

à conditions d'humidité et de précipitations comparables.

Si l'on reprend le raisonnement relatif à la précipitation suivie de ruissellement, au bout d'un temps t_0 après le début d'une pluie d'intensité constante, en se plaçant dans l'optique de l'hydrologue, la notion de capacité d'absorption C_a est introduite. La capacité d'absorption C_a est égale à la vitesse d'infiltration f augmentée de l'eau évaporée ou interceptée temporairement en surface. On ne peut guère faire mieux que lui attribuer une valeur moyenne $C_{am} = I_p - IR$, ce qui convient pour des averses intenses et de très courtes durées. N'ayant pas encore pu établir expérimentalement, par analyse des hydrogrammes de crue et des hyétogrammes de pluie sur bassins représentatifs, la loi de décroissance de C_a avec le temps pour une intensité I_p constante, ni en déterminer la valeur initiale selon I_H ou W_0 , les hydrologues de l'ORSTOM ont abandonné temporairement cette méthode.

On dispose cependant de travaux expérimentaux divers ayant donné la forme de variation de $f(t)$, sous intensité de pluie constante évidemment :

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt} \quad (11) \text{ selon R.E. HORTON [26]}$$

$$\text{ou } f = f_c + (f_1 - f_c) t^{-a} \quad (11 \text{ bis}) \text{ selon J. DVORAK et J. NEMEC [27]}$$

Dans ces équations, f_c est la valeur minimale de f (quand le sol est saturé, ou a sa capacité de rétention au début de la pluie ?), f_0 une valeur au temps t_0 et f_1 à l'issue de la 1ère unité de temps, tandis que K et a sont les paramètres dépendant du sol.

On peut penser que la valeur constante de f , trouvée par FEODOROFF [21] en infiltration non saturante, est comparable au début de l'exponentielle (à pente faible) dans le cas d'apparition du ruissellement.

Par arrosage artificiel de parcelles, les chercheurs tchèques [27] ont trouvé que f_1 était de la forme $c I_p^m$ et que a pouvait s'explicitier par $d I_p^n J^q$, relations dans lesquelles J est la pente du terrain en ‰ et c, d, m, n et q des paramètres dont les valeurs dépendent de la nature et de la perméabilité des sols.

Maintenant, on considère une averse naturelle à intensités variables, certaines d'entre elles pouvant être inférieures à la vitesse d'infiltration du moment, dans le cas de précipitation à plusieurs pointes par exemple. L'évolution de $f(t)$ cesse d'être aussi aisément prévisible, les possibilités de réduction de son taux de décroissance et de sa remontée n'ont pas encore été clairement démontrées. Entre expériences de laboratoire et recherches sur parcelles, les résultats ne sont pas toujours concordants. Les uns trouvent que la vitesse d'infiltration moyenne pendant une pluie serait dépendante de 3 principaux facteurs :

$f = k \cdot t^{-a} \text{ IH}^{-b} \text{ Ipu}^c$ (12) d'après [24 et 28]
à savoir: t le temps affecté d'un exposant voisin de $-0,50$

IH, l'état antérieur d'humidité à exposant négatif

Ipu, l'intensité moyenne de la pluie utile à exposant positif.

Tandis qu'une équipe hongroise [29] opérant par arrosage artificiel in situ trouve une vitesse d'infiltration constante à petite (cas de l'imbibition) mais aussi à très forte intensité, c'est-à-dire qu'elle admet une loi de décroissance sensiblement parabolique de $f(t)$, et non plus exponentielle, lorsque l'imbibition est achevée. L'influence importante de l'intensité de la pluie est le point délicat pour l'analyse hydrologique car l'existence d'une limite supérieure de f n'a pas été clairement et expérimentalement mise en évidence bien qu'elle paraisse théoriquement ne pas faire de doute [21] puisque, pour un sol donné, dans l'équation de diffusion, les termes $\lambda(W)$ et $\frac{d \cdot f}{d z}$ admettent évidemment des limites et λ d'autant plus vite (?) que l'intensité de précipitation est élevée.

Le gradient de potentiel est d'ailleurs plus influent que la conductivité capillaire puisque l'infiltration est plus importante en sol sec (fort gradient, conductivité faible) qu'en sol humide. Cette remarque doit être tempérée par

la suivante : le taux d'infiltration paraît dépendre davantage des propriétés du sol à des humidités proches de la saturation que de celles liées aux faibles humidités, puisqu'en effet, selon [21], l'eau pénètre d'abord dans les gros pores caractéristiques des niveaux de la porosité et de la capacité de rétention, aux teneurs en eau voisines desquelles s'effectue cette pénétration.

Enfin, la structure du sol peut influencer l'infiltration, toutes choses égales par ailleurs. La structure du sol est l'arrangement spatial des particules simples ou complexes qui le constituent ; elle dépend à la fois de la distribution des dimensions des pores et de la stabilité des agrégats [30]. On comprend qu'il puisse y avoir une certaine influence de la structure sur l'entrée d'eau dans le sol. Un agronome yougoslave [31] observe une modification du potentiel capillaire, et par conséquent du taux d'infiltration, avec la teneur en agrégats stables. Comme pour d'autres facteurs inhibant ou accélérant l'infiltration, l'état de structure d'un sol qui intervient pour l'hydrologue est surtout celui de l'horizon superficiel A (et peut-être de la partie supérieure de l'horizon B).

La structure du sol ou plus précisément sa stabilité structurale, notion dynamique, joue un rôle fondamental dans le processus d'érosion et certainement dans celui de l'apparition plus ou moins rapide du ruissellement.

La pénétration de l'eau d'infiltration est améliorée par la présence d'agrégats stables : vitesse accrue, freinage réduit (profil hydrique à faible engorgement entre les 2 zones), intensité limite de ruissellement nettement élevée [21] .

Ce 2ème chapitre a confirmé et amélioré les conclusions du précédent : complexité du processus de l'infiltration, mise en évidence des paramètres du sol conditionnels de ce processus. Si les cas simples d'infiltration ont fait l'objet d'études déjà suffisantes, le cas complexe de la séparation de l'infiltration et du ruissellement à partir d'une pluie à intensités variables reste encore mal exploré. Le laboratoire reste un moyen d'investigation nécessaire, mais la réalisation d'études, comme celle de FEODOROFF, en employant le simulateur de pluie sur parcelles expérimentales, à partir d'hypothèses de plus en plus complexes, apporterait certainement d'utiles

indications à l'hydrologue. La recherche expérimentale de l'existence des vitesses maximales et minimales d'infiltration (conception hydrologique de la capacité d'absorption) pour un sol donné et de leurs variations avec les types de sol constitue, par exemple, à nos yeux un objectif de premier plan.

III - RAPPEL de DEFINITIONS des PARAMETRES du SOL IMPLIQUES dans l'INFILTRATION

Des quelques réflexions émises dans les chapitres précédents quant au rôle du sol dans le mécanisme de l'infiltration, on peut déduire l'intérêt de plusieurs paramètres du sol, qu'il s'agisse :

- a) de paramètres intrinsèques au sol comme la répartition granulométrique, la porosité (ou la densité apparente), la structure et sa stabilité, la profondeur dudit sol, enfin ;
- b) de paramètres relatifs à l'état de l'eau dans le sol, tels que la teneur en eau, la capacité de rétention et le point de flétrissement permanent
- c) de paramètres évoquant la dynamique de l'eau dans le sol comme la profondeur de la nappe, le potentiel capillaire, la conductivité et la perméabilité.

On va reprendre succinctement la définition de ces principaux paramètres et leur formulation, en mentionnant au passage quelques paramètres secondaires apparentés.

3.1. - Paramètres intrinsèques au sol

La profondeur n'est pas à dédaigner car elle peut permettre d'évaluer les possibilités de saturation et de drainage plus ou moins rapides en période pluvieuse.

La courbe granulométrique cumulative (% en poids en fonction du diamètre des grains) dressée après analyse granulométrique rend compte de la nature du sol, de sa composition et de son homogénéité.

Diverses classifications des sédiments ont été proposées ; on peut retenir la suivante assez usitée : sachant que le micron μ vaut 10^{-3} mm, les limites de classes dépendant du diamètre d des particules sont :

Gravier $d > 2$ mm
Sable grossier $2 > d > 0,2$ mm
Sable fin $200 > d > 20 \mu$
ou limon grossier
Limon fin $20 > d > 2 \mu$
Argile $d < 2 \mu$

Parfois, une seule coupure isole sable et limon (ou silt) vers 50 à 60μ .

On retient également la notion de diamètre efficace d_{10} pris sur la courbe granulométrique comme le point en dessous duquel il y a 10% de sédiments de diamètre inférieur, car ce d_{10} intervient dans la plupart des formules de calcul de la perméabilité.

On n'utilise pas précisément la courbe granulométrique elle-même mais plutôt ses composantes principales : teneurs en argile et en limon (en %) ; la teneur en sables et autres éléments grossiers s'en déduisant par différence.

La porosité totale se définit en termes de volumes comme le rapport entre le volume des vides V_v et le volume total du sol V :

$$m = \frac{V_v}{V} 100 = \frac{V - V_s}{V} 100 \quad (13)$$

si V_s est le volume de la seule phase solide.

On rappelle que la porosité est indépendante du diamètre des grains, et sous la seule influence de leur arrangement.

La connaissance de la densité apparente est nécessaire à la mesure de la porosité et à la transformation de tout % volumétrique d'eau en quantité pondérale par exemple. Il s'agit donc d'un paramètre intermédiaire de calcul mais indispensable.

La structure d'un sol, complexe phénomène d'arrangement et d'agrégation des particules, ne se laisse pas aisément circonscrire dans une formule simple. Son rôle est surtout important pour caractériser l'érodibilité d'un sol à la pluie. On conçoit donc l'intérêt pour un hydrologue de l'appréhender et l'on s'explique la multiplicité des indices proposés à cet effet.

On définit ici l'indice d'instabilité structurale I.S. de HENIN, le plus communément employé par les pédologues français, qui n'envisage pas simplement l'état structural statique du sol mais la stabilité structurale, caractéristique dynamique légèrement différente et beaucoup plus utile pour les problèmes hydrologiques [32, 33].

$$I.S. = \frac{(A + L) \% \text{ max.}}{\overline{AGR} \% > 200 \mu - 0,9 \text{ S.G.} \%} \quad (14)$$

formule dans laquelle A et L sont les teneurs en argile et limon ($d < 20 \mu$), \overline{AGR} la moyenne arithmétique des agrégats stables à l'alcool, à l'air et à la benzine, et S.G. la teneur en sable grossier.

Cet indice I.S. est toujours utilisé avec un coefficient K, résultat d'un test de percolation de 1 heure au laboratoire sur un échantillon de sol saturé très remanié, coefficient s'apparentant à la perméabilité. Les pédologues emploient les logarithmes décimaux de I.S. et K pour faciliter la représentation de larges gammes de variation.

On peut noter que I.S. varie en raison inverse de la teneur en matière organique, du pH et de ce coefficient K ; l'indice I.S. augmente avec la salure et la submersion du sol. Il existe une liaison entre I.S. et les paramètres hydriques statiques (W_r , W_f).

L'importance du rôle de la matière organique (taux de M.O. en %) dans les problèmes de stabilité structurale et de battance est telle que ce paramètre secondaire et dépendant, peut-être, d'autres déjà cités, mérite cependant d'être pris en considération.

3.2. - Paramètres de l'état de l'eau dans le sol

La teneur en eau W ou taux d'humidité d'un sol se définit comme le rapport du poids d'eau contenue dans ce sol au poids du sol desséché à l'étuve à 105 ° C.

$$W = \frac{P_e}{P_s} \cdot 100 \quad (15)$$

La capacité de rétention ou au champ (field capacity) correspond à la teneur en eau liée, c'est-à-dire sans tenir compte de l'eau libre gravitaire qui draine naturellement :

$$W_R = \frac{P_R}{P_s} \cdot 100 \quad (16) \text{ si } P_R \text{ est le poids de}$$

l'eau de rétention.

Dans un sol contenant une nappe, l'extrémité de la frange capillaire est à la capacité de rétention, le potentiel de cette frange étant égal en cm à sa hauteur, variable avec la nature du sol ; il en est de même du potentiel de la capacité de rétention, qui varie dans d'assez larges proportions d'environ p F 2 pour les sables à p F 3 et 3,2 pour les argiles [6].

On assimile souvent à cette capacité de rétention, un paramètre déterminé in vitro à potentiel constant p F = 2,7 ; il s'agit de l'humidité équivalente d'un sol après centrifugation à 1000 g pendant 2 heures.

Le point de flétrissement permanent (wilting point) est la teneur en eau W_f en dessous de laquelle une plante ne peut plus extraire d'eau du sol et se fane. On admet que ce point correspond à un potentiel $pF = 4,2$, valeur moyenne. En réalité, cette limite varie avec les plantes, leur système racinaire ... ; certains végétaux peuvent même utiliser la vapeur d'eau contenue dans l'air du sol. A ce potentiel, l'air n'est plus saturé en eau et par diffusion de vapeur, il s'établit des mouvements d'eau des zones humides de profondeur vers les zones sèches plus superficielles, à contre-gradient thermique (cas des sols de région aride en été [34]).

Les agronomes considèrent comme réserve en eau d'un sol RU utilisable par les plantes, celle comprise entre W_R et W_f , soit pour une profondeur Z :

$$R.U. = \int_0^Z (W_R - W_f) \cdot dZ \quad (17)$$

De nombreux travaux (des bioclimatologues français de l'INRA, entre autres) ont montré que cette réserve RU n'était facilement utilisable qu'en partie, tant que l'évapotranspiration réelle ETR restait égale à l'évapotranspiration potentielle ETP ; au-delà de cette réserve facilement utilisable RFU, on a $ETR < ETP$ par régulation des stomates des végétaux. On peut comparer la limite de ce changement d'assimilation de l'eau à ce que l'on appelle le point de flétrissement temporaire ($pF = 3,7$) à partir duquel commencent les transferts de vapeur. A.A. RODE [6] parle, lui, d'un seuil de rupture des liens capillaires (moisture of capillary bonds rupture) auquel correspond une diminution du taux de croissance des végétaux.

Ces différentes caractéristiques hydriques des sols sont des teneurs en eau, donc estimés en pourcentage de poids. On peut toujours les exprimer en % volumétrique, en les multipliant par la densité apparente.

Parallèlement à la porosité totale, rapport de volumes, on utilise quelques caractéristiques hydriques établies de la même manière, mais dont l'emploi paraît limité au domaine didactique :

- degré de saturation S_r égal au rapport en % du volume des vides occupés par l'eau au volume total du sol ; le degré d'aération est la différence entre la porosité m et S_r .
- la porosité efficace m_e se réfère au volume d'eau libre gravitaire et la capacité de rétention spécifique m_s à celui d'eau liée, de sorte que $m = m_e + m_s$.

3.3. - Paramètres hydrodynamiques du sol

La profondeur de la nappe intervient au même titre que celle du sol mais, en plus, elle permet d'estimer par sa variabilité annuelle l'allure vraisemblable des profils hydriques et la plus ou moins grande facilité de drainage du sol aéré.

Le potentiel capillaire ψ , déjà longuement évoqué aux chapitres I et II, se définit comme le travail à fournir pour extraire l'unité de masse d'eau de l'unité de masse de sol, ou encore comme la hauteur (en cm) à laquelle peut s'élever un gramme d'eau soumis à la différence d'énergie libre entre l'eau libre et l'eau liée au sol. On utilise son logarithme décimal pF.

Le potentiel est lié à la teneur en eau W (en raison inverse) de manière caractéristique, mais par effet d'hystérésis, la courbe $\psi(W)$ en phase d'humidification est inférieure à celle de la phase d'assèchement ; lors des changements de phase, la relation $\psi(W)$ peut occuper un point quelconque de l'espace délimité entre les 2 courbes.

L'eau se meut dans le sol sous l'influence de gradient de potentiel, en direction des potentiels croissants.

La conductivité capillaire λ , est le coefficient multiplicateur du gradient de potentiel pour donner le débit d'eau dans l'équation de diffusion (3) ; elle représente la facilité plus ou moins prononcée de passage de l'eau dans le sol, et varie de ce fait dans le même sens que la teneur en eau W selon une courbe caractéristique du sol, sensiblement

fonction du degré de saturation élevé au cube. Sa limite supérieure correspond à la conductivité hydraulique en milieu saturé ou coefficient de DARCY.

Le coefficient de DARCY K, comme λ , a la dimension d'une vitesse et joue le même rôle dans la loi de DARCY sur l'écoulement en milieu saturé. Ce coefficient K caractérise la perméabilité d'un sol à un liquide mais dépend de la nature du fluide ; en effet, on a pour l'eau :

$$K = k \cdot \frac{\gamma}{\mu} \quad (18)$$

équation dans laquelle γ et μ sont respectivement le poids spécifique et la viscosité de l'eau ; comme leur rapport varie avec la température, on doit toujours indiquer la référence de température en donnant K ; de préférence, on emploie 20° C car alors $\gamma/\mu = 1$.

Le facteur k libéré de l'influence du fluide est bien caractéristique du sol et mérite d'être appelé le coefficient de perméabilité ; il a les dimensions d'une surface.

Ouvrant en laboratoire sur des milieux à granulométrie homogène, de nombreux auteurs calculent k en fonction du diamètre effectif d_{10} élevé au carré et de la porosité m.

Si la distinction entre coefficient de perméabilité k et coefficient de DARCY K est à retenir, c'est généralement le second qui est employé pour caractériser la perméabilité d'un terrain ; on l'exprime en 10^{-n} cm/s.

La mesure du coefficient K en laboratoire sur perméamètre a le défaut de modifier la structure du sol (cas de la mesure de Hénin, parallèle à la détermination de I.S.), une approche plus véridique s'obtient par essai de pompage sur nappe bien qu'il y ait des difficultés d'interprétation ; en outre, cette mesure est loin d'être possible sur tous les sols, surtout sur les horizons de surface ; son intérêt est donc restreint.

Une certaine confusion de termes, surtout gênante pour le non-spécialiste, rend difficile la compréhension et la comparaison des travaux des agronomes et des hydrologues dans ce domaine de la mesure de la perméabilité in situ.

Les hydrologues parlent tantôt de perméabilité, tantôt de vitesse d'infiltration. D'autre part, généralement au cours d'une pluie, l'infiltration commence en milieu non saturé et si la pluie se prolonge (ou si l'intensité croît), une zone, proche de la surface, à teneur en eau intermédiaire entre la capacité de rétention et à la saturation se manifeste ensuite. La vitesse ou capacité d'infiltration moyenne mesurée pour la pluie fait donc intervenir la conductivité hydraulique sous ses 2 aspects : λ et K , en milieu d'abord non saturé, puis saturé.

De même dans les mesures in situ de la perméabilité (méthode MUNTZ et PORCHET) ou sur un échantillon non remanié (méthode de VERGIERES), les agronomes parlent de perméabilité alors que, strictement, on peut seulement dire que la conductivité obtenue correspond à un taux d'humidité intermédiaire entre la capacité de rétention et la saturation. En réalité, l'écart serait faible, ce qui justifierait l'assimilation du résultat de cette mesure à la vraie perméabilité en terrain saturé (1).

La généralisation de la méthode de PORCHET paraît souhaitable parce qu'elle est celle qui s'exécute le plus facilement et peut être reproduite un grand nombre de fois sans autant de sujétion que la méthode MUNTZ et sans être aussi délicate que celle de VERGIERES.

Dans toutes ces mesures, on envisage généralement le seul horizon de surface, dont le rôle est primordial. Cependant, il faut aussi tenir compte de la perméabilité de l'horizon B qui, d'autant plus qu'elle s'écartera relativement de la valeur de celle de l'horizon A, constituera un élément différentiel important dans le processus du cheminement de l'eau dans le sol. Sa mesure en place est toujours possible, par la méthode PORCHET, après décapage de l'horizon A.

(1) la connaissance de la valeur de λ pour $W = W_R$ et sa comparaison avec celle de K pour $W = 100\%$ de la porosité, seraient peut-être intéressantes si sa mesure n'était pas trop difficile.

Sur le plan pratique, pour l'hydrologue, s'il est utile de savoir ce que donne exactement une mesure de "perméabilité" in situ ou in vitro, il est plus important de disposer d'un procédé commode, aisément reproductible et fidèle d'une part (cas de la mesure PORCHET), et d'un coefficient (K) caractéristique du terrain, d'autre part, même si celui-ci s'éloigne un peu de la vraie valeur de la perméabilité (cas du facteur de HENIN).

En pratique, l'obstacle majeur des mesures de perméabilité in situ ou in vitro tient à la faible représentativité de l'échantillon ou de la portion de sol affecté par la mesure. Sur ce point, une analyse statistique devra préciser le coefficient de variation des mesures en fonction de leur densité (nombre de mesures ou de prélèvements d'échantillon par unité de surface du terrain étudié). Dans le même ordre d'idée, la zone explorée doit avoir une dimension minimale à préciser, pour que la mesure soit significative. Enfin, quel que soit le procédé employé, on doit tenir compte du fait que la couche superficielle du sol est détruite et que, par conséquent, l'influence de la battance ne peut pas être intégrée dans la valeur de perméabilité ainsi mesurée.

Dans l'arsenal des paramètres du sol qui vient d'être présenté, l'hydrologue peut trouver des éléments utiles pour préciser et améliorer les analyses hydro-pluviométriques auxquelles il se livre dans l'interprétation des observations sur bassins représentatifs et expérimentaux. Seuls, la mesure systématique de ces principaux paramètres, pour les sols de bassins observés, et l'essai de leur intégration dans des corrélations d'analyse, peuvent permettre une sélection des meilleurs d'entre ces paramètres, comme un progrès de la connaissance du mécanisme de l'infiltration.

Une liste de paramètres a été dégagée dans cette note. Le programme de leur mesure sur les bassins représentatifs et expérimentaux de l'ORSTOM va être préparé en conséquence. Sa mise en application dès 1967 doit apporter des éléments de progrès à nos connaissances dès 1968. Il n'est pas exclu

qu'au fur et à mesure des analyses, des modifications de la liste des paramètres et de leurs procédés de mesure soient nécessaires.

Au stade ultérieur de l'hydrologie analytique et de synthèse, il importe de pouvoir caractériser le sol d'un bassin dans son rôle hydrique à partir de certains paramètres, et de savoir si leurs gammes de variation s'organisent dans une classification des sols. Tel est le dernier point à soulever dans cette note théorique. Il s'inscrit dans un objectif de recherche à moyen terme.

IV - CLASSIFICATION des SOLS et SYNTHÈSE HYDROLOGIQUE

La connaissance de la variation des paramètres du sol impliqués dans le mécanisme de l'infiltration, avec les types de sol classés d'une certaine manière, est un objectif visé par la recherche hydrologique dans sa partie analogique et de synthèse ; la variation des paramètres du sol associée à celle des paramètres physiques et morphologiques doit permettre une meilleure définition des régions hydrologiques homogènes.

Si une littérature non négligeable traite de la variabilité de ces paramètres du sol entre eux, peu de choses semble avoir été fait pour intégrer ces résultats dans les systèmes de classification des sols.

Déjà au chapitre II, les liaisons qualitatives les plus vraisemblables a priori entre caractères hydrologiques (pluie d'imbibition, seuil de corps d'averse, indice d'humidité) et paramètres de sol (teneurs en eau au point de flétrissement, à la capacité de rétention, porosité) ont été évoquées.

La granulométrie intervient dans le calcul de la battance, et du coefficient k de perméabilité ; elle joue un rôle dans l'appréciation de la stabilité structurale.

La porosité conditionne les possibilités de saturation d'un sol (formulation de l'indice I.H.), la perméabilité et la vitesse d'infiltration.

La teneur en eau W en sol humide varie surtout avec la porosité, tandis qu'en sol sec un facteur d'adsorption S de la forme $4H + A$ (H et A taux respectifs d'humus et d'argile) est prépondérant, selon W.C. VISSER [35] .

La capacité de rétention W_R serait liée au taux d'éléments fins (argile + limon) et croîtrait avec l'instabilité structurale [36] .

Les courbes $\psi(W)$ et $\lambda(W)$ se déplacent aussi avec les modifications du sol ; à W constant, le potentiel croît avec la densité apparente et le taux de matières organiques, alors que la conductivité décroît [37] .

La conductivité varie dans le même sens que la porosité et en sens inverse de l'instabilité structurale [38] ; en sols tropicaux, A. COMBEAU [39] a montré que l'indice I.S. était minimal en saison sèche et maximal en saison des pluies, ce qui provoquerait donc une diminution de la perméabilité d'un bassin au fur et à mesure que la saison des pluies s'avance (influence secondaire semble-t-il, et certainement masquée par d'autres, car non encore nettement remarquée par les hydrologues).

Ces quelques exemples montrent que les tendances évolutives des divers paramètres du sol entre eux sont déjà bien connus pour de nombreux types de sol. Mais pour que ces résultats soient exploitables par un hydrologue, il faudrait trouver, dans une classification des sols, pour chaque type de sol, la valeur moyenne et la gamme de variations de ces paramètres, afin de pouvoir ensuite utiliser les cartes pédologiques, reflet géographique de cette classification. Il ne semble pas qu'un tel stade soit déjà atteint pour une raison au moins, à savoir que le rôle hydrique d'un sol est un élément secondaire de classification.

En effet, si l'on se réfère aux travaux des chercheurs pédologues de l'ORSTOM [40, 41], on apprend avec G. AUBERT et P. SEGALEN que leur classification est morphogénétique, c'est-à-dire fondée sur les conditions et le processus d'évolution des sols se traduisant par une morphologie particulière. Les classes de sols sont différenciées selon le degré d'évolution, le développement du profil, le mode d'altération des minéraux, le type et la répartition de la matière organique, la libération des sesquioxides ... etc. Les conditions de pédoclimat interviennent au niveau des sous-classes, les processus d'évolution à celui des groupes, l'intensité de ces processus, à celui des sous-groupes, le matériau originel ou roche-mère, au niveau des familles et la micromorphologie liée à l'utilisation des sols, à celui des séries. Selon F. FOURNIER (communication orale), le niveau du sous-groupe serait celui où les caractères hydriques du sol se différencieraient le mieux. C'est à ce niveau que l'on tient compte de l'hydromorphie, du concrétionnement ou de l'induration par exemple (cas du groupe des sols ferrugineux tropicaux lessivés). Ailleurs cependant, la structure (paramètre hydrique secondaire certes) intervient au niveau de la sous-classe pour les sols halomorphes, et l'hydromorphie justifie la différenciation d'une classe de sols.

En outre, la roche-mère, qui n'apparaît qu'au stade de la famille, peut disperser grandement les caractéristiques hydriques d'un certain sous-groupe de sol. Cette possibilité est d'autant plus grande que le sol est peu profond, cas répandu en région aride ou sahélienne.

Il est à craindre que la classification morphogénétique des sols ne soit pas suffisante pour présenter un rangement de valeur des divers paramètres à rôle hydrologique ; peut-être même cette classification n'aura-t-elle qu'une utilité secondaire. L'idéal pour l'hydrologue serait une classification des sols d'après leurs propriétés hydriques. Une telle classification n'est peut-être pas facile à établir ; actuellement, il est prématuré d'en juger car les paramètres du sol qui serviraient éventuellement de clés à la différenciation ne sont pas encore bien définis. Auparavant, l'hydrologie analytique doit montrer quelles sont les liaisons les

plus serrées et les plus universelles entre ces paramètres du sol et les variables hydrologiques. Ce premier objectif atteint, on pourra aborder en connaissance de cause le problème de la classification hydrologique des sols. Cette classification permettra d'établir des cartes des paramètres hydrologiques des sols, à l'aide desquelles sera possible l'extension analogique des résultats obtenus sur un bassin versant étudié à un bassin voisin comparable mais non étudié.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] - P. DUBREUIL "Les caractères physiques et morphologiques des bassins versants. Leur détermination avec une précision acceptable". Mars 1966. ORSTOM
- [2] - P. DUBREUIL "Possibilités et intérêt d'une contribution des sciences de la terre aux problèmes d'hydrologie de surface - Point de vue d'un hydrologue". ORSTOM - Conférence SHF Comm. des débits - 18/12/64.
- [3] - H. SCHOELLER "Les eaux souterraines". Masson - Edit., PARIS 1962.
- [4] - G. CASTANY "Traité pratique des eaux souterraines". Dunod. édit., PARIS 1963.
- [5] - M. HALLAIRE "Potentiel matriciel de l'eau dans le sol et tension superficielle de l'eau" in "L'eau et la production végétale" INRA - PARIS 1964 p. 15-25.
- [6] - A.A. RODE (URSS) "Hydrophysical properties and moisture regime in the insaturated zone" AIHS, Symp. de Wageningen (B) - Juin 1966.
- [7] - R. DEGALLIER "Réflexions et questions sur l'alimentation des nappes d'eau souterraines". Chronique d'hydrogéologie n° 5 - BRGM - PARIS Mars 1965.
- [8] - M. CARLIER "Les eaux souterraines en agriculture - Rapport général". 6èmes journées de l'Hydraulique de la SHF - NANCY - Juin 1960.
- [9] - L.A. RICHARDS (USA) "Capillary conductivity of liquids through porous mediums". Physics. vol 1 (1931).
- [10] - J.R. PHILIP (australie) "The theory of infiltration" Soil Science 1957 - vol 83 - p. 345-357.

- [11] - M. HALLAIRE "Le potentiel efficace de l'eau dans le sol en régime de dessèchement" in "L'eau et la production végétale" - INRA - PARIS 1964 - p. 27-62.
- [12] - S. IRMAY (USA) "Extension of Darcy law to unsteady unsaturated flow through porous media" AIHS - Symp. Darcy, DIJON II - p. 57-66 (1956).
- [13] - MILLINGTON, QUIRK (USA) "Transport in porous media" 7ème Congrès Science du sol - Madison I, 3 (1960).
- [14] - F.D. WHISLER, A. KLUTE (USA) "Analysis of infiltration into stratified soil columns" AIHS - Symp. de Wageningen (II.a.3) Juin 1966.
- [15] - S. IRMAY (USA) "Solution of the non-linear diffusion equation with a gravity term in hydrology". AIHS - Symp. de Wageningen (II.a.13) Juin 66.
- [16] - J.R. PHILIP (Australie) "A linearization technique for the study of infiltration" AIHS. Symp. de Wageningen (II.a.9) Juin 1966
- [17] - G. VACHAUD "Etude d'une redistribution après l'arrêt d'une infiltration horizontale". AIHS. Symp. de Wageningen (II.a.12) Juin 1966
- [18] - Y. BRUNET-MORET "Influence du corps de l'averse sur le ruissellement d'un petit bassin". ORSTOM. Cahier Hydrologie n° 3. Octobre 1965.
- [18bis] - J. HERBAUD "Etude du ruissellement en zone urbaine à NIAMEY. Les bassins versants du GOUNTI-YENA". ORSTOM - CIEH - Septembre 1966.
- [19] - W.R. HAMON, J.M. ROSA (USA) "Use of experimental watershed data in predicting the water balance". AIHS. publ. n° 6 - Coll. de Budapest 1965.

- [20] - K. SAGÍ (Hongrie) "Infiltration in terms of soil moisture, rain intensity and depth of rainfall". AIHS. Symp. de Wageningen (II.a.6) - Juin 1966.
- [21] - A. FEODOROFF "Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante". Annales Agronomiques de l'INRA - Vol 16 n° 2 - p. 127-175 et n° 3 p. 231-263 - 1965.
- [22] - J. RUBIN (USA) "Numerical analysis of ponded rainfall infiltration". AIHS. Symp. de Wageningen (II.a.2) Juin 1966.
- [23] - A. BOUCHARDEAU, J. RODIER "Nouvelle méthode de détermination de la capacité d'absorption en terrains perméables". Mémoires et travaux de la SHF, n° 1, p. 87-93 - PARIS 1960.
- [24] - C. RIOU "Quelques relations entre pluie, ruissellement et infiltration, obtenues en laboratoire sur des sols initialement secs". ORSTOM, inédit.
- [25] - A. CANARACHE, E. MOTOC, "Infiltration rate as related to hydraulic conductivity moisture, deficit and others soils properties". AIHS - Symp. R. DUMITRIU (Roumanie) Wageningen (II.a.8) - Juin 1966.
- [26] - R.E. HORTON "Analysis of runoff plots experiments with varying infiltration capacity" Tr. Am. Géoph. Un. 1939. Part IV - p. 693.
- [27] - J. DVORAK, J. NEMEC "Infiltration as a factor affecting runoff (Tchécoslovaquie) computations". AIHS - Symp. de Wageningen (III.a.5) Juin 1966.
- [28] - MOLDENHAUER, BURROWS Influence of rainstorm characteristics on infiltration measurements" 7ème Congrès de Sc. SWARTZENDRUBER (USA) du sol - Madison 1960
- [29] - KAZO, KLIMEZ-SZMIK "A method of artificial sprinkling for the (Hongrie) investigation of the processus of erosion" AIHS - publ. n° 59 p. 52 - Symp. de BARI - Octobre 1962.

- [40] - G. AUBERT, P. SEGALEN "Réunions de pédologues à l'ORSTOM" - ORSTOM
Bull. Biblio. de Pédologie, tome XV, fasc.
4, 4^o Tr. 1965.
- [41] - G. AUBERT "Classification des sols - Tableaux des
classes, sous-classes, groupes et sous-
groupes utilisés par la section de Pédolo-
gie de l'ORSTOM".
ORSTOM - Cahiers de Pédologie - Vol. III,
fasc. 3 - 1965.