

REPUBLIQUE DU SENEGAL
PRIMATURE

AGROBIO
SECRETARIAT D'ETAT
A LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE

CN0100620
P332
BAR

AG 0459

1980 (99)

CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE
D' UN SOL DE LA REGION DE BAMBEY

Par

F. BARET et M. BEYE

AVRIL 1980

Centre National de Recherches Agronomiques
de BAMBEY

INSTITUT SENEGALAIS DE RECHERCHES AGRICOLES

R E M E R C I E M E N T S

L'expérimentation a pu être menée grâce à l'aide efficace de :

M. Abdoulaye FAYE	} Observateurs du service de Bioclimatologie
M. Sitor NDOUR	
M. Mbaye	} qui ont creusé la tranchée du monolithe
M. Ousmane CISSE	

Pour leur contribution respective dans l'élaboration de ce rapport, il faut aussi citer :

Mme Ndèye FAYE MBODJ : Secrétaire G.I

M. PAPA SECK : Dessinateur

qu'ils soient remerciés pour la qualité de leur travail.

I N T R O D U C T I O N

La connaissance des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol permet de quantifier les transferts de l'eau : on peut ainsi déterminer les termes du bilan hydrique in situ : évapotranspiration, extraction racinaire, drainage, ruissellement,

Cette expérience s'inscrit dans le cadre d'un programme de caractérisation hydrodynamique des principaux types de sol du Sénégal, en collaboration avec l'AIEA (Agence Internationale pour l'Energie Atomique) et l'Institut de Mécanique de Grenoble.

La méthodologie utilisée est maintenant bien définie (Vachaud et al, 1978) et plusieurs fois éprouvée : (Vachaud et al, 1978 ; Hamon, 1978 ; Imbernon, 1979).

S O M M A I R E

I -	<u>SITUATION, CHOIX DE L'EMPLACEMENT</u>	<u>Page</u>
	1.1 Situation	
	1.2 Distribution spatiale de la fraction A+L	
II -	<u>MATERIEL ET METHODES</u>	2
	2.1 Principe	
	2.2 Dispositif experimental	
	2.2.1 Le monolithe	
	2.2.2 Mesure de l'humidité	3
	2.2.3 Mesure de la charge hydraulique totale.....	
	2.2.4 Dispositif d'apport d'eau.....	4
III -	<u>L'ESSAI</u>	
	3.1 Infiltration	5
	3.2 Redistribution interne	6
	3.2.1 Introduction	
	3.2.2 Démarche	
	3.2.2.1 Evolution de l'humidité	
	3.2.2.2 Evolution de la charge	
	3.2.2.3 Evolution des stocks hydriques.....	7
	3.3 Evaporation naturelle	
IV -	<u>LES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES</u>	8
	4.1 Relation tension - humidité	
	4.2 Relation perméabilité - humidité	
V -	<u>CONCLUSION</u>	9
	<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	

1. SITUATION, CHOIX DE L'EMPLACEMENT

5/

1.1 - Situation :

L'essai se trouve en sole II Nord (ferme irriguée) du CNRA de Bambeï, sur un sol de dénomination vernaculaire dior-dock, classé dans les sols ferrugineux tropicaux non lessives, (Bonfilfs et Faure)

Ce site a été choisi car on avait besoin de la relation humidité-charge hydraulique pour déduire de mesures tensiométriques faites sur 4 "bulbes" d'irrigation localisée, les humidités correspondantes (cf figure 1.1)

Il fallait donc se placer en un endroit possédant une texture et structure aussi proches que possible de celles des 4 points envisagés précédemment.

1.2. - Distribution spatiale de la fraction A + L

La structure étant supposée semblable en chaque point d'étude (même type de sol, mêmes techniques culturales), on s'intéressera à la fraction A + L, caractéristique texturale expliquant le mieux les propriétés physiques des sols sableux du Sénégal. La figure 1.2 reproduit les profils A + L des 4 points de mesure tensiométrique et des 5 autres points envisagés.

C'est le point b que nous choisirons comme site de l'essai.

2: MATERIEL ET METHODES

2.1 - Principe : La méthode utilisée est principalement celle dite du drainage interne, décrite par Vachaud et al (1978). Cette méthode permet de déterminer les relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$:

L'équation générale des transferts (loi de Darcy généralisée) est :

$$q = -K(\theta) \frac{dH}{dz}$$

q = flux (ou débit surfacique)
 K = conductivité
 θ = humidité volumique
 H = charge hydraulique totale
 z = profondeur.

Cette relation n'est valable que pour un écoulement unidimensionnel. Ils'agit donc de mesurer simultanément et à chaque côté:

FIG. 1 - 1. ENPLACEMENT DU DISPOSITIF



- BORNAGE DES PARCELLES
- POINTS DE MESURES TENSIMETRIQUES - BULBES D'IRRIGATION LOCALISEES
- POINTS D'ANALYSE DE LA FRACTION (A + L)
- ⊗ MONOLITHE

ECHELLE 10m

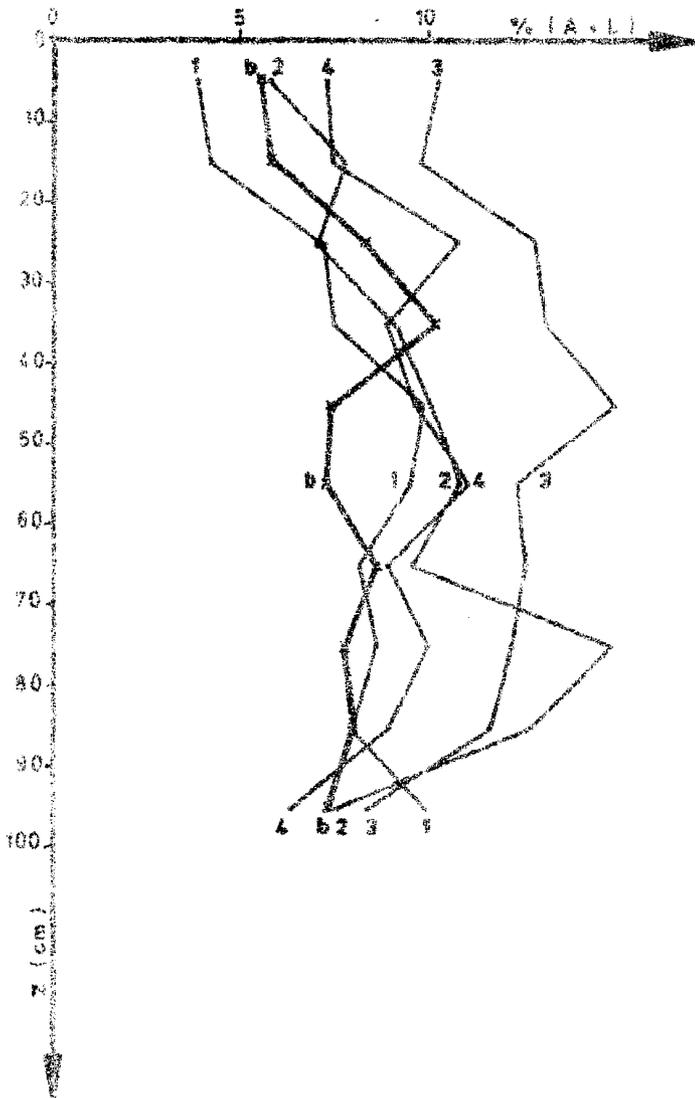


FIG. 1-2 PROFILS (A + L) DES DIFFERENTS POINTS

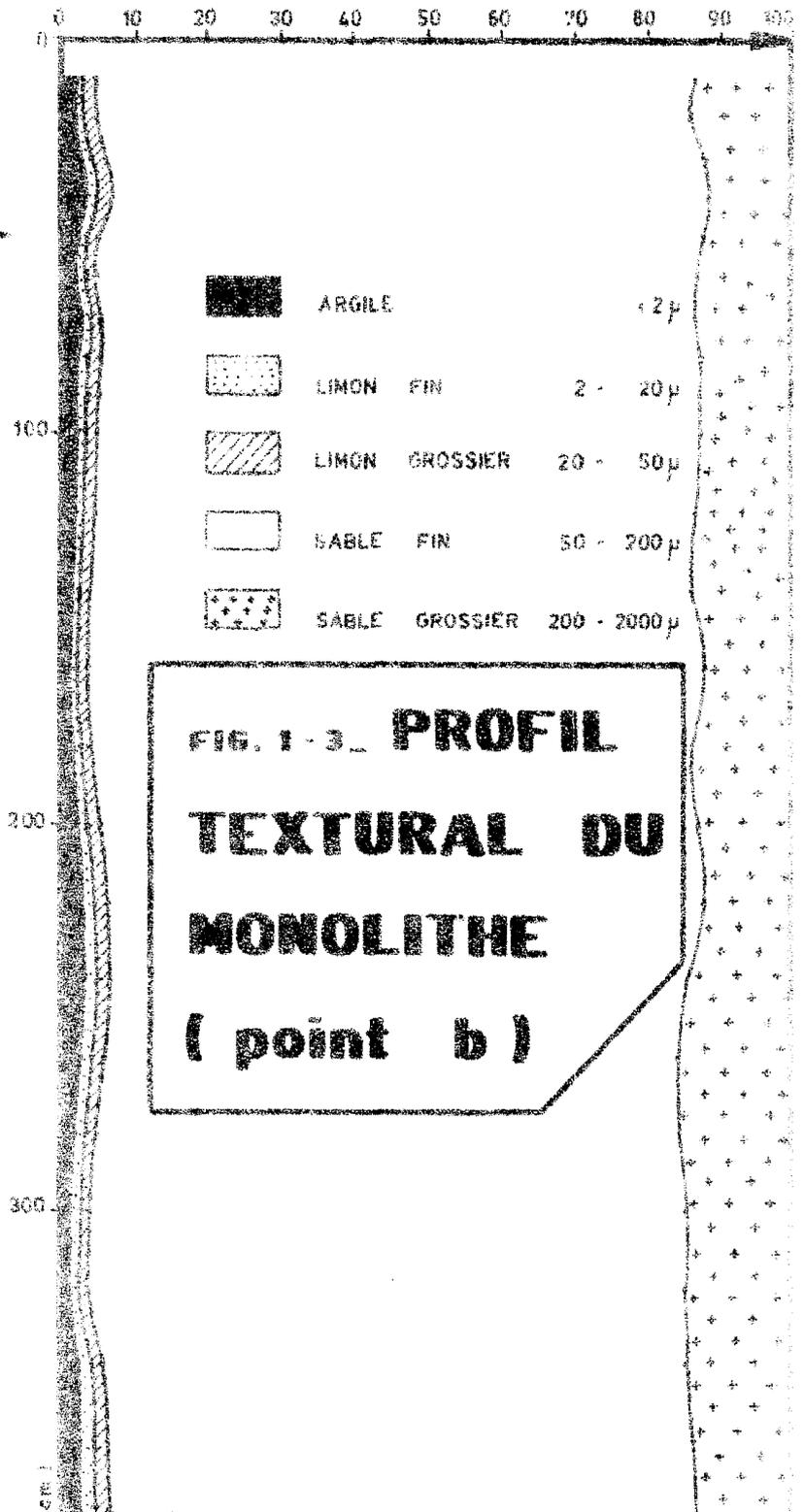


FIG. 1-3 PROFIL TEXTURAL DU MONOLITHE (point b)

* θ : humidité volumique

* H : charge hydraulique totale

on peut ainsi obtenir le gradient de charge $\frac{dH}{dz}$

* q : débit surfacique. Pour mesurer q , on se place en condition de drainage uniquement (surface du sol recouverte, rendant l'évaporation pratiquement nulle). Dans ces conditions, la variation de stock d'eau S , de la surface à un niveau z , donne le débit de drainage à travers z :

$$qz = \frac{dSz}{dt} \text{ (équation de conservation de masse)}$$

Il s'agit donc :

- . d'isoler un monolithe de sol de manière à limiter les pertes latérales (hypothèse d'un écoulement unidimensionnel vertical) ;
- . de faire infiltrer une certaine quantité d'eau de manière à être proche de la saturation
- . de recouvrir ensuite la surface du sol pour annuler le terme évaporatif.

Un suit à chaque profondeur l'évolution de l'humidité et de la charge hydraulique totale pour en déduire :

- . Le gradient de charge dH/dz
- . Les variations des stocks hydriques dS/dt
- . La conductivité hydraulique

$$K(\theta) = - \frac{dS}{dt} / \frac{dH}{dz}$$

2.2 - Dispositif expérimental :

2.2 .1. Le monolithe : Le monolithe de sol est de forme cylindrique (fig n° 221) de 1,5 m de profondeur et 1,25 m de rayon, représentant une surface d'environ 5 m². La forme cylindrique du monolithe, a été choisie pour 2 raisons :

- . rapport périmètre-surface le plus faible, réduisant au maximum la main d'oeuvre et le temps nécessaire à l'isolement du monolithe (si tranches de 0,5 m de largeur et 1,5 m de profondeur La forme circulaire économise 1,3 m³ de creusement sur la forme carrée).

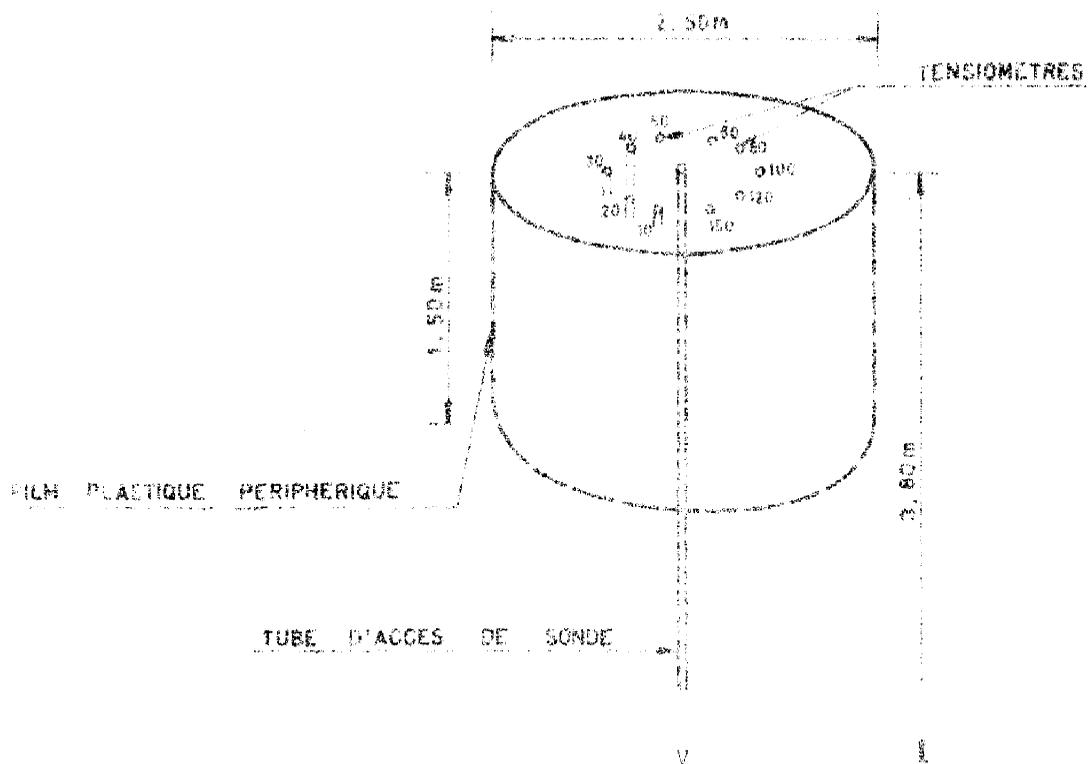


FIG. 2 - 2 - 1. DISPOSITIF EXPERIMENTAL

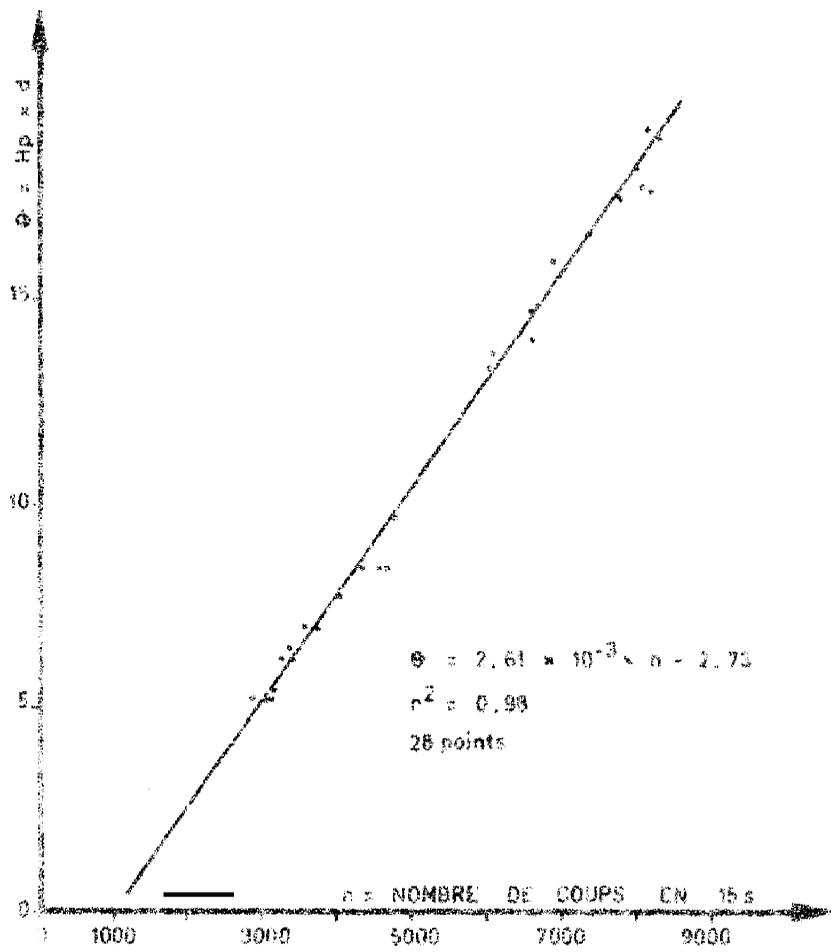


FIG. 2 - 2 - 2. COURBE D'ETALONNAGE

, beaucoup moins de problèmes de "tenue" que pour la forme carrés, dont les angles avaient tendance à se casser.

On appliqua un film plastique contre les parois du monolithe afin de l'isoler totalement du sol environnant, puis rebouchâmes la tranchée périphérique. En surface et sur le périmètre du monolithe, on fit un bourrelet de sable de 10 cm de hauteur, destiné à retenir le film plastique dépassant, permettant ainsi de maintenir une lame d'eau au dessus du monolithe. La surface légèrement inclinée a été rendue horizontale grâce à un léger ratissage. La structure de surface n'en a été que peu affectée, car elle était pratiquement inexistante.

2.2.2. Mesure de l'humidité : Les mesures d'humidité se font (en profondeur) avec un humidimètre à neutrons TROXLER, possédant une source Am-Be de 100 mcu,

Le coefficient de variation a été mesuré dans l'eau (Imbernon, 1978) et est de 0,4 %. En fait il varie avec l'humidité, et nous avons fixé le temps de comptage à 15 s de telle manière que l'on ait une erreur nettement inférieure à 5 %, même à très faible humidité,

Le tube d'accès de sonde "en dural" permettant de faire des mesures jusqu'à 3,65 m de profondeur, coïncide avec l'axe vertical du monolithe (voir fig. 2.2.1.).

L'étalonnage a été fait in situ par gravimétrie (voir fig. 2.2.2.), La densité apparente a été mesurée : de 1,50 en surface, elle passe à 1,55 à 30 cm de profondeur.

La mesure d'humidité de surface jusqu'à 20 cm se fait par la méthode gravimétrique.

Nous nous sommes fixés un pas de mesure de 10 cm : 10-20-30...

2.2.3. Mesure de la charge hydraulique totale :

Nous avons utilisé les tensiomètres "Soil Moisture" multiples implantés à 10-20-30-40-50-60-80-100-120-150 cm. Ils sont disposés (fig 221) selon un cercle de 0,45 cm de rayon, centré sur le tube d'accès de la sonde. La pression est donnée en mb (cm d'eau). Nous avons pris comme niveau de référence, le niveau du sol.

2.2.4. Dispositif d'apport d'eau : 4 fûts de 200 l, face supérieure ouverte, et communiquant à leur base à un tuyau d'arrosage, permettaient d'apporter l'eau d'infiltration. Ils étaient placés à environ 50 cm de hauteur. On pouvait mesurer le débit de fuite en suivant à intervalles de temps réguliers les variations du niveau d'eau intérieur, grâce à une règle graduée. On pouvait régler le débit en faisant participer un plus ou moins grand nombre de fûts, ou en pinçant plus ou moins le tuyau plastique d'amenée, afin de maintenir une lame d'eau de hauteur à peu près constante (4 cm) au dessus du monolithe.

3. L'ESSAI

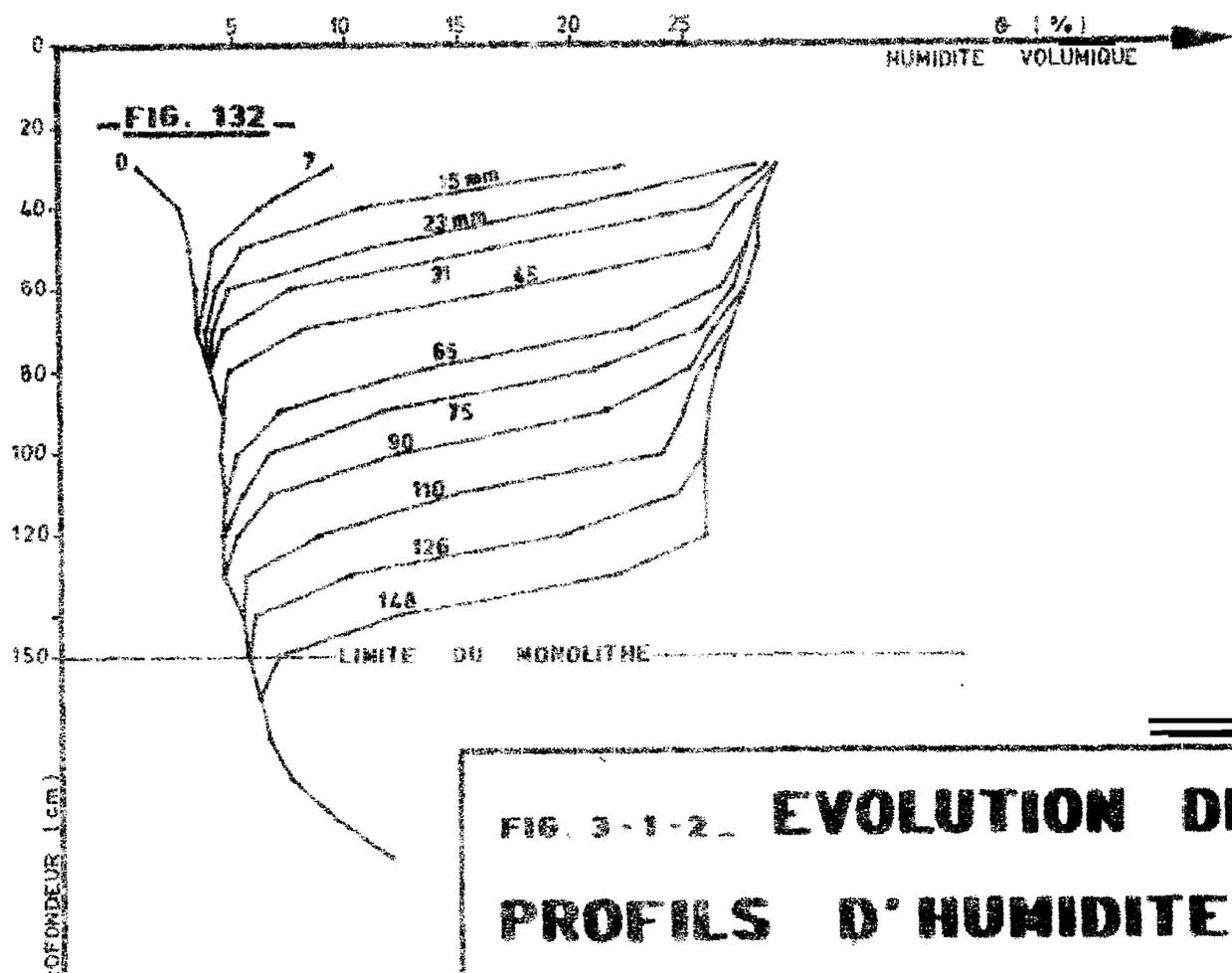
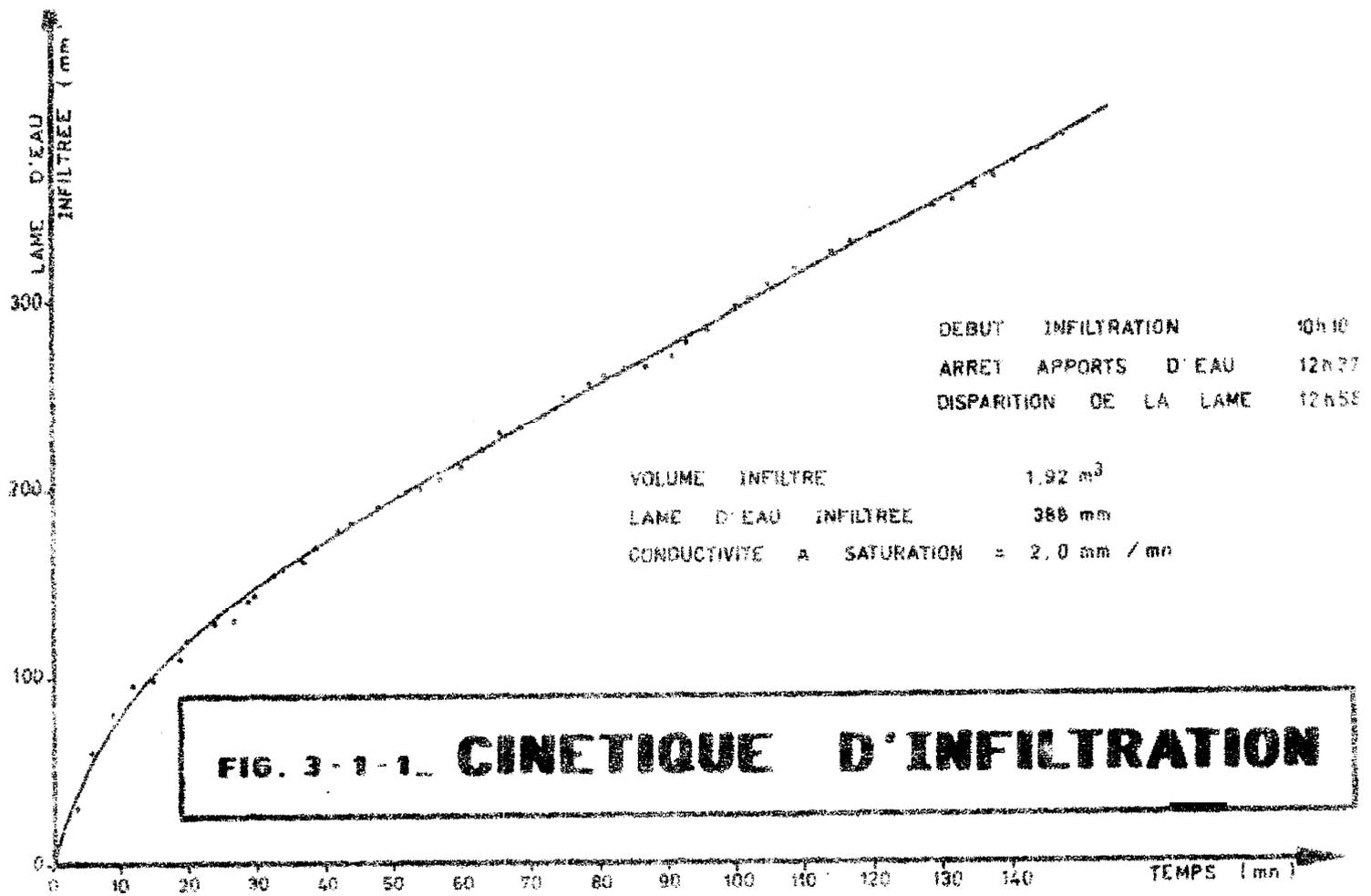
3.1 Infiltration

Premier temps de la manipulation, consiste donc à apporter une certaine quantité d'eau de manière à se rapprocher du point de saturation sur une profondeur suffisante.

La lame d'eau de 4 cm fut rapidement formée; elle fut maintenue pendant 147 minutes. La lame d'eau disparut 19 minutes après l'arrêt des apports d'eau. Le front d'humidité atteignait alors 1,5 m de profondeur (cf fig 312). Le volume infiltré est de 1,92 m³ soit une lame d'eau de 388 mm.

La fig 3-1.1 montre la cinétique d'infiltration : Au bout de 10 minutes, la vitesse d'infiltration devient constante, et on l'assimilera à la conductivité hydraulique à saturation : $K_s = 2,0 \text{ mm/mn} = 12 \text{ cm/h} = 288 \text{ cm/j}$. Les légères ondulations observées autour de la droite correspondant au K_s , sont dues à des variations de la hauteur de la lame autour de sa valeur moyenne fixée à 4 cm. Nous n'avons pas remarqué de remontée de bulles d'air ni d'écoulement préférentiel (trous de rongeurs, . . .) depuis la surface.

La fig 3-1.2 montre l'évolution des profils d'humidité durant l'infiltration. Les 20 premiers centimètres ne figurent pas du fait de l'impossibilité de faire des prélèvements à la surface dans du sable saturé : il n'est donc pas possible de relier les variations de stock hydrique, au débit de fuite des fûts.



EVOLUTION DE LA CHARGE HYDRAULIQUE PENDANT L'INFILTRATION

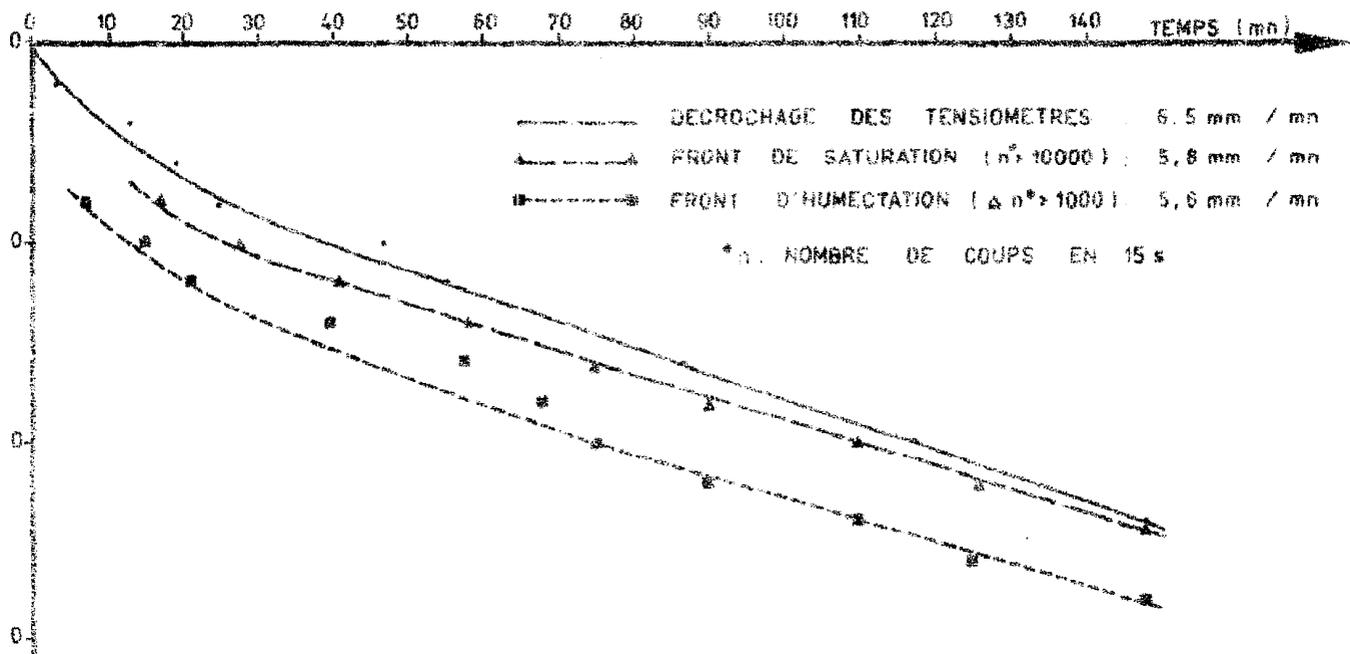
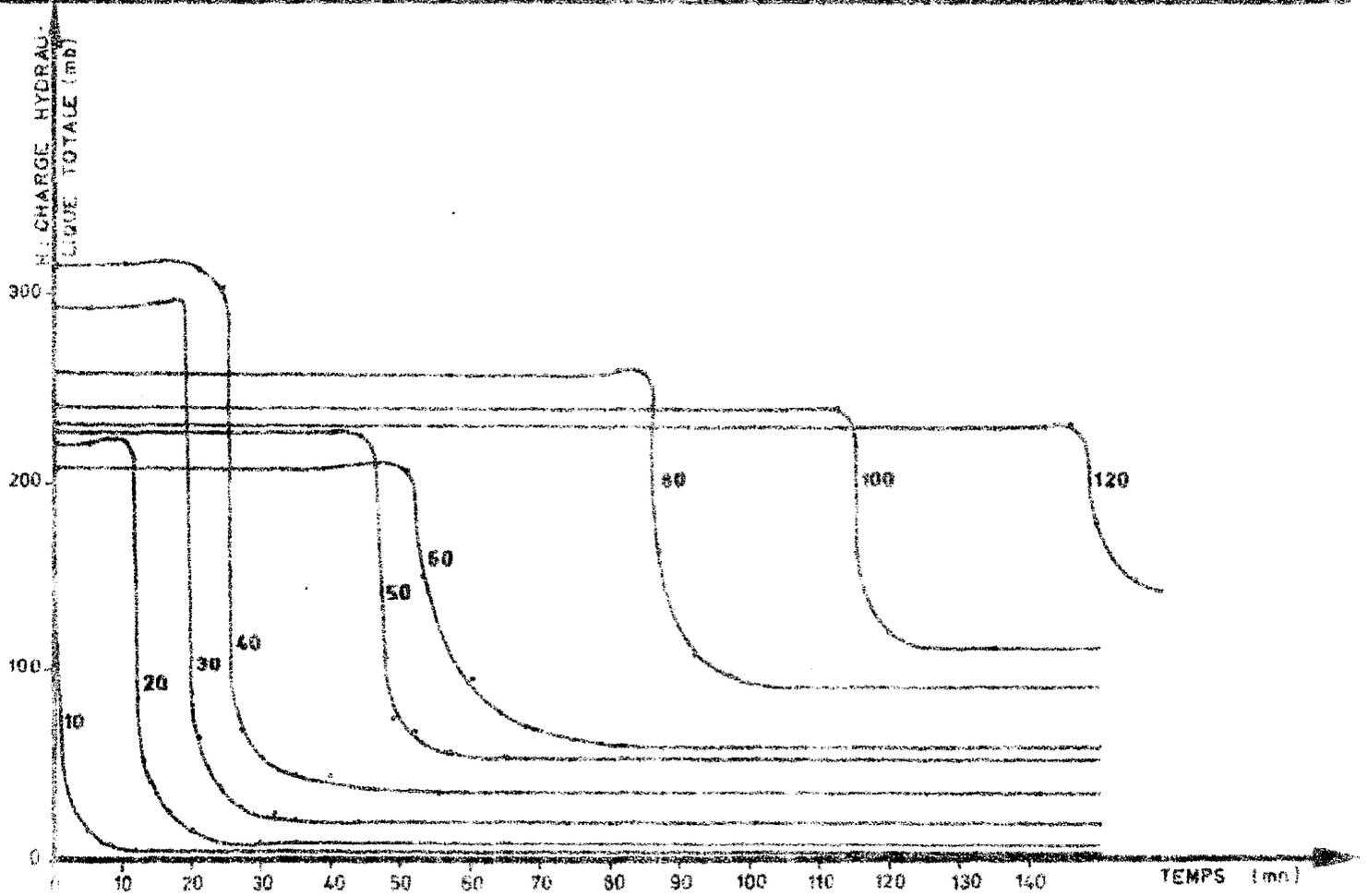


FIG. 3-1-4_ EVOLUTION DES FRONTS

PENDANT

. La fig 3-1.3 représente l'évolution de la charge hydraulique totale en fonction du temps : juste avant "la réponse" des tensiomètres, correspondant au passage du front d'humidité, on enregistre une légère remontée de mercure dans les capillaires : Il semble qu'il existe un coussin d'air emprisonné sous la lame d'eau descendante ; cet air chasserait transitoirement l'eau retenue aux abords des tensiomètres, ce qui causerait un appel de l'eau des bougies des tensiomètres et donc une remontée légère du mercure du capillaire. Ce phénomène est difficile à mettre en évidence avec la sonde à neutron, qui a une sphère d'influence beaucoup trop importante.

. La fig. 3-1.4. montre la progression verticale des différents fronts :

* un premier front dit d'humectation, mais correspondant en fait à une différence de 1000 coups avec la mesure initiale ($t = 0$), apparaît; il est suivi d'un front dit de saturation (20 cm ou 35 mm de décalage) correspondant, lui, à un comptage supérieur à 10000 coups. Ces seuils de 1000 et 10000 coups ont été choisis arbitrairement.

* Ensuite, avec un décalage de 5 à 15 minutes sur ce dernier front, (à 10 cm) il y a réaction des tensiomètres. Ce dernier décalage s'explique :

• d'une part du fait que la mesure de charge hydraulique est quasiment ponctuelle, contrairement à celle d'humidité faite avec la sonde : quand il existe un front raide d'humidité comme dans notre essai, l'humidité est sous estimée immédiatement au dessus du front, et sur-estimée immédiatement en dessous (10 à 20 cm) : la réaction de la sonde à l'arrivée du front, le précédera donc.

• d'autre part, les tensiomètres ne réagissent qu'avec un certain temps de latence, à des variations de succion du sol : ils doivent se mettre en équilibre avec l'eau du sol.

Mis à part les décalages observés ci dessus, les vitesses sont du même ordre de grandeur,

3.2. Redistribution interne

3.2.1. Introduction

A la fin de l'infiltration, la lame d'eau versée commence à se redistribuer dans le profil du sol. L'évaporation du sol nu étant empêchée par un mulch recouvrant le monolithe le processus de redistribution se caractérise essentiellement par un drainage de l'eau vers les horizons de profondeur. Les horizons superficiels amenés à saturation au cours de l'infiltration voient leur humidité diminuer progressivement au profit des horizons plus profonds.

Cette redistribution de l'eau après infiltration est d'une très grande importance pour l'alimentation hydrique de la plante puisqu'elle détermine, à tout moment, la quantité d'eau effectivement retenue dans le profil. Elle est influencée par plusieurs facteurs dont la texture du sol, sa teneur en matière organique, le type d'argile en présence dans le profil, la profondeur d'humectation, l'humidité préexistante et le phénomène d'hystérèse (cf Vachaud et Thony 1971).

3.2.2. Démarche

3.2.2.1. Evolutions de l'humidité

Comme le montre la fig. 3.2.1. la vitesse de redistribution diminue progressivement et tend vers une valeur nulle, qu'elle n'atteindra (si jamais cette valeur est atteinte) qu'au bout d'une longue période. La fig. 3.2.3. représente les profils de redistribution. On constate qu'au bout de 10 jours après l'infiltration, la redistribution interne se fait avec une extrême lenteur, les profils hydriques des 10^e et 13^e jours se superposant pratiquement.

3.2.2.2. Evolution de la charge (fig. 3.2.2.)

Remarquons que :

- (1) : $dH/dz = 0$ à $z = 0$ (flux nul on surface suite au mulch)
- (2) : $dH/dz < 0$ pour $z > 0$ ce qui traduit une direction de transfert de l'eau du haut vers les couches profondes.
- (3) : $dH/dz \neq 1$ la gradient de charge n'est pas tout à fait unitaire au dessous de 50 cm de profondeur : La méthode de caractérisation légère, basée sur cette hypothèse n'aurait donc pas été valable dans ce cas (Hamon, 1980).

CH. HUMIDITE VOLUMIQUE

FIG. 3-2-1. EVOLUTION DE L'HUMIDITE PENDANT LE DRAINAGE INTERNE

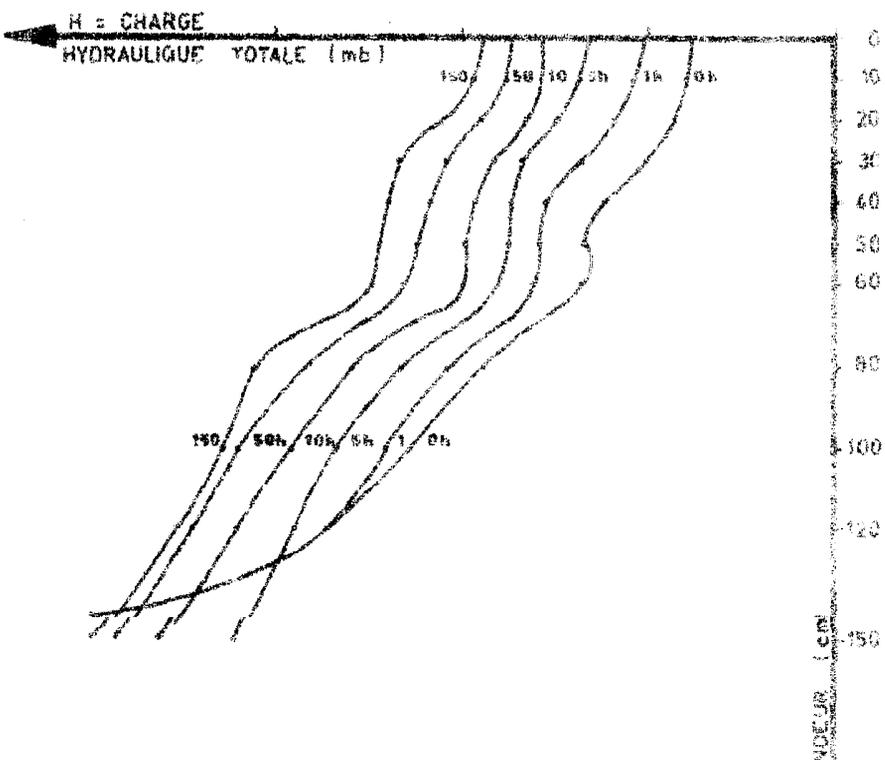
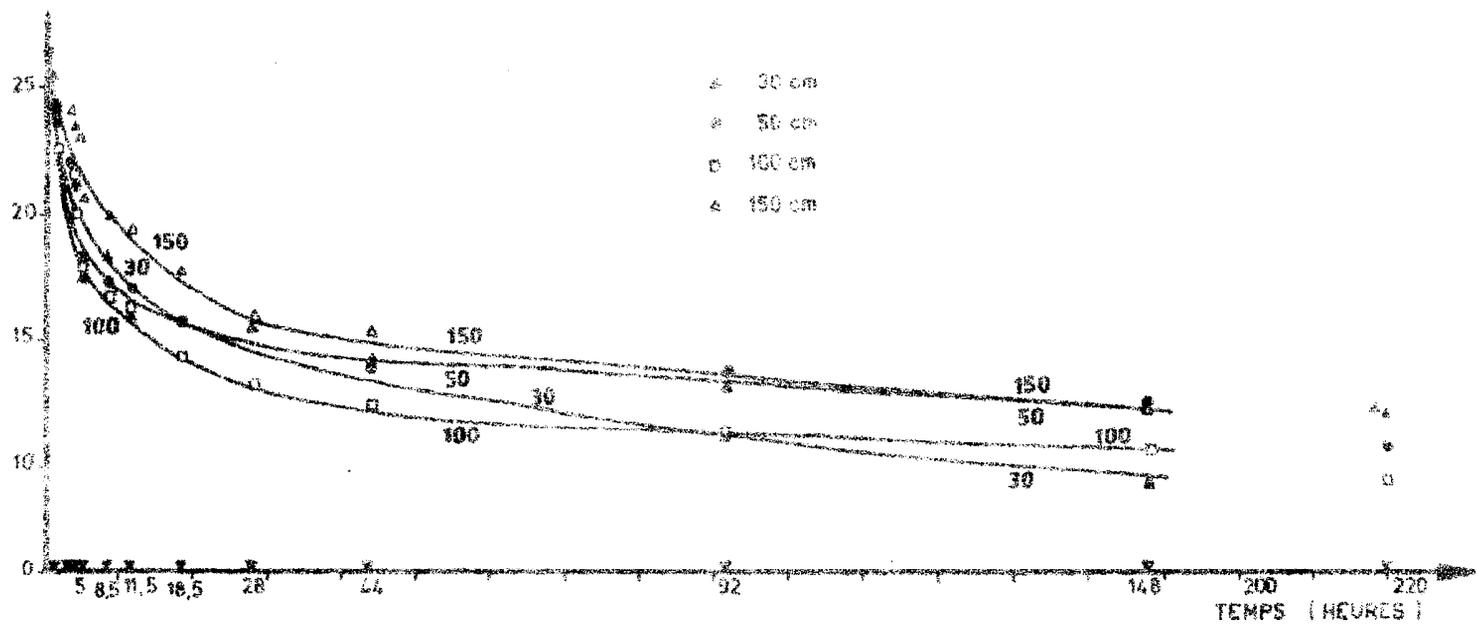


FIG. 3-2-2. EVOLUTION DES PROFILS DE CHARGE DRAINAGE INTERNE

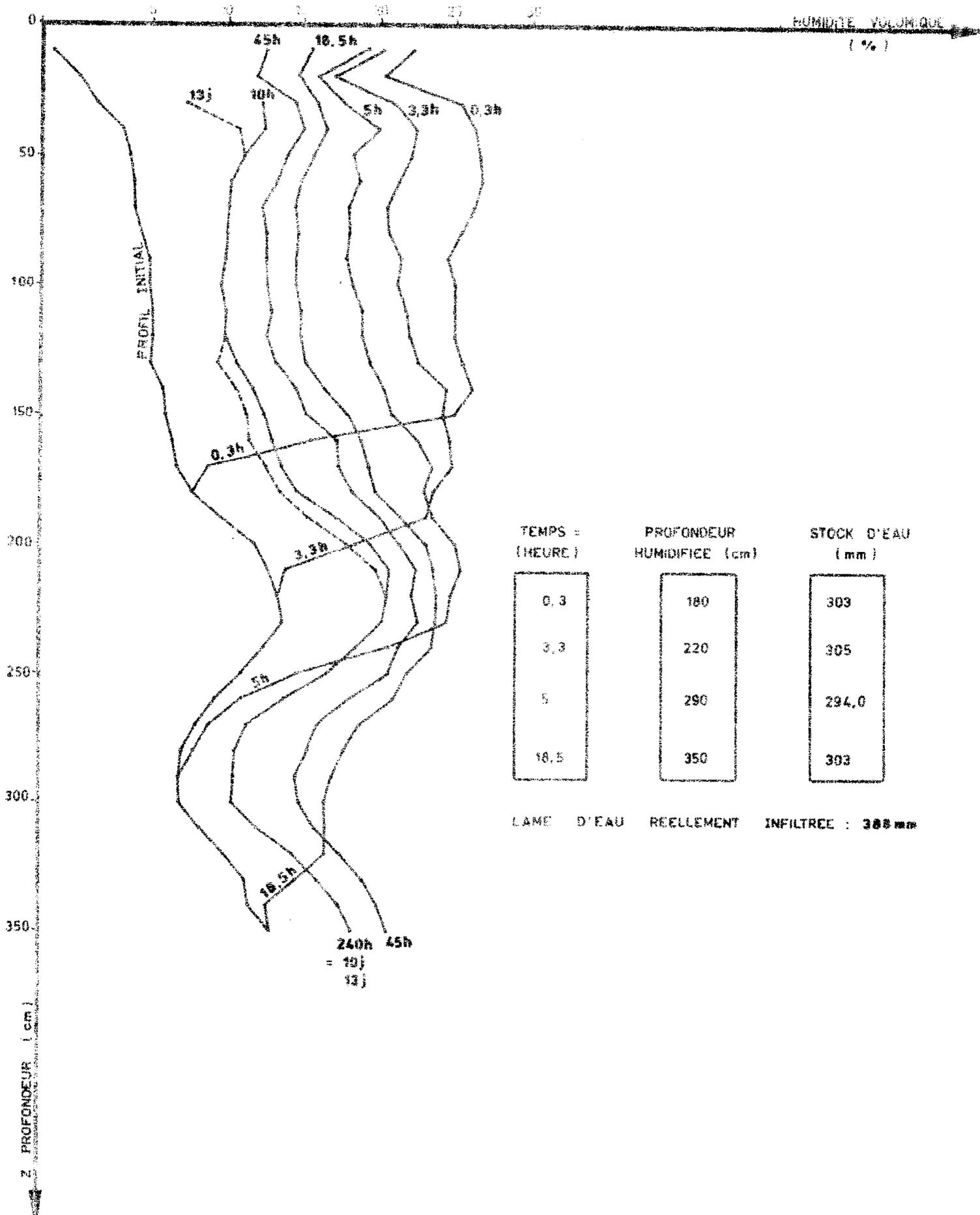


FIG. 3 - 2 - 3. EVOLUTION DES PROFILS D'HUMIDITE PENDANT LE DRAINAGE

3.2.2.3. Evolutions des stocks $S(t)$ - (fig. 3.2.4.)

Los stocks hydriques ont été évalués par intégration en escalier des courbes $\theta(z)$

$$St = \int_0^z \theta \cdot z = \left[1.5 \theta_{1s} + \theta_{2s} + \dots + \theta_{z-1} + 0.5 \theta_z \right] \times 100$$

Les Unités sont : St en mm et θ en nombre adimensionnel.
z en mm

Pour chaque profondeur, comprise entre 10 et 150 cm, diverses valeurs de St ont été calculées. La figure 3.2.4. représente les évolutions $S(t, z)$. Si, à une cote z, la variation du stock hydrique est pendant un intervalle de temps dt, le flux qui a traversé le plan de la cote z est, en valeur absolue, $q = \frac{dS}{dt}$

Le flux q, pour une cote donnée, élevé au début de la redistribution, diminue et tend asymptotiquement vers une valeur nulle.

Il faut remarquer qu'il existe une différence entre le **volume** infiltré mesuré réellement et le stock d'eau calculé en fin d'infiltration (cf fig. 3.2.3). S'agit-il d'un écoulement préférentiel non détecté par la sonde ni les tensiomètres peut être le long du tube d'accès de sonde, ou autour du monolithe, le long du film plastique ?

3.3. Evaporation naturelle

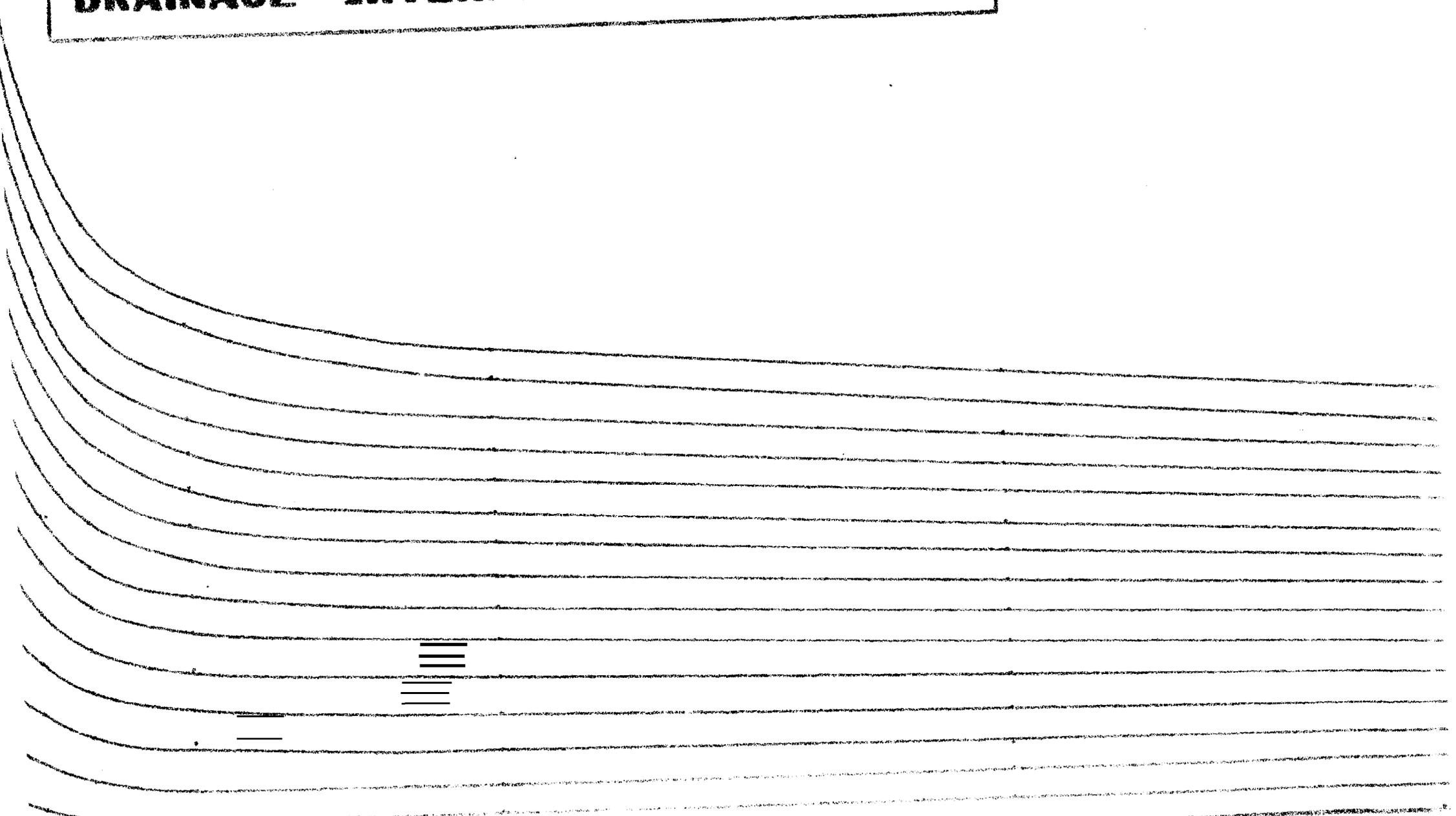
Nous avons suivi l'évolution de l'humidité et de la tension durant les 80 jours après "découverte" du monolithe.

On part d'un stock sur le 1^{er} mètre de 110 mm au moment de la "découverte," pour atteindre respectivement 66 mm et 53 mm au bout de 28 et 80 jours. En 1 mois et sur le premier mètre 15 mm se sont évaporés et 27 mm ont percolé.

L'évaporation et; la percolation sont surtout intenses juste après la découverte.

La profondeur du plan de flux nul est difficile à fixer exactement jusque vers 1 mois : Il existe, pendant le premier mois, une zone s'étendant de 25 à 45 cm de profondeur, où le flux net est négligeable (très faible gradient de charge), cette zone correspond à un horizon plus argileux, où l'eau est retenue d'une manière plus forte,

FIG. 3-2-4_ EVOLUTION DU STOCK D'EAU
DRAINAGE INTERNE



100

TEMPS (HEURES)

10

0 20 50

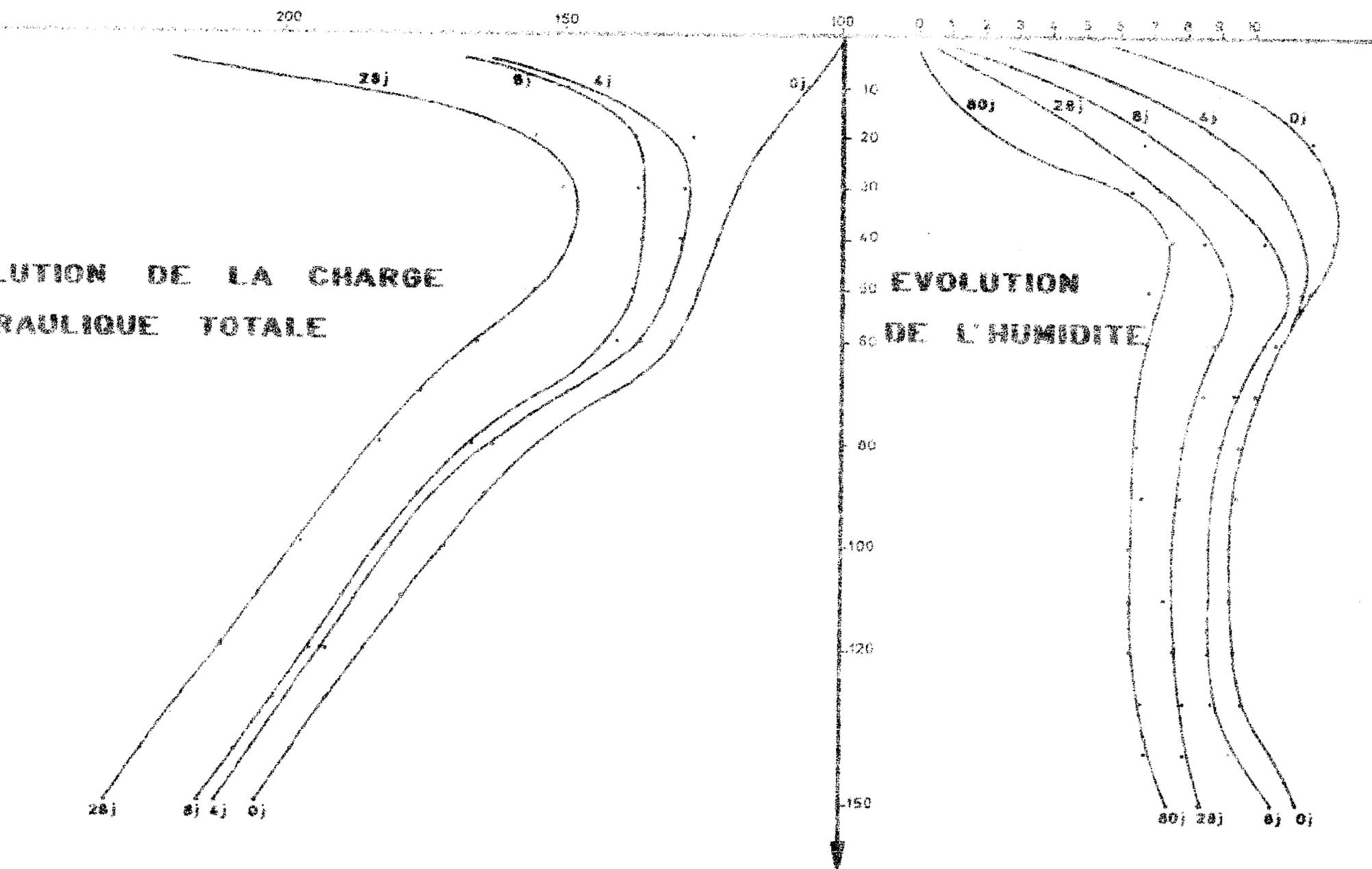


FIG. 3 - 3. EVAPORATION NATURELLE

4 . LES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES :

1/ - Relation h (8)

La figure 4.1 nous montre cette relation.

La précision de la mesure de l'humidité déduite de la mesure de la tension (un des objectifs de l'expérience) dépendra donc :

, de la texture du sol : plus le sol sera argileux, plus les variations de h fonction de θ seront progressives, et meilleure sera la précision.

, de la valeur de la tension à laquelle on est : relativement précise pour des tensions supérieures à 75 mb, entre 40 et 75 mb, elle sera très aléatoire.

D'autre part, l'application de ces résultats à un sol voisin, ayant une texture similaire reste délicate : on observe des variations assez importantes entre la relation h (8) d'horizons ayant une texture (% A + L) similaire, C'est ainsi qu'aux côtes 30 cm et 80 cm, le taux A + L vaut respectivement 8.3 % et 6.6 % ; pour h = 50 mb on a respectivement 22.7 % et 14.7 % d'humidité volumique, soit une erreur relative d'environ 40 %.

2/ - Relation K_s(θ)

Chaque horizon suit grossièrement une même loi semi logarithmique (fig. 4.2) : d'équation : $\lg K = 0,238 \sqrt{\theta} - 3,46$ (1) avec $r^2 = 0,84$

à $\theta = 27$ % d'humidité, proche de la "saturation", La perméabilité est de l'ordre de 180 mm/h. Or le K_s déduit de la cinétique d'infiltration est nettement inférieur, de l'ordre de 120 mm/h. Cette différence semble s'expliquer en invoquant l'existence d'un horizon "limitant" ayant un K_s propre faible. Ce serait le cas de l'horizon 30 cm, le plus argileux et le plus compact.

La relation K(θ) peut se mettre aussi sous la forme :

$$(2) K = K_w \frac{(\theta)^B}{\theta_0}$$

La régression de $\lg \frac{K}{K_0}$ fonction de $\lg \frac{\theta}{\theta_0}$

montre que $B = 7,213$ ($\lg \frac{K}{K_0} = 7,28 \lg \frac{\theta}{\theta_0} + 0,40$) (3)

L'équation (3) confrontée à l'équation théorique montre que le K₀ calculé (équation (2)) - -

FIG. 4-1. RELATION h (θ)

TENSION - HUMIDITE

	PROFONDEUR	% A+L
▲	30	8.3 ^l
▣	40	10.1
●	50	7.5
◊	60	7.3
△	80	8.6
□	100	7.5
○	120	7.1
◇	150	5.1

300

100

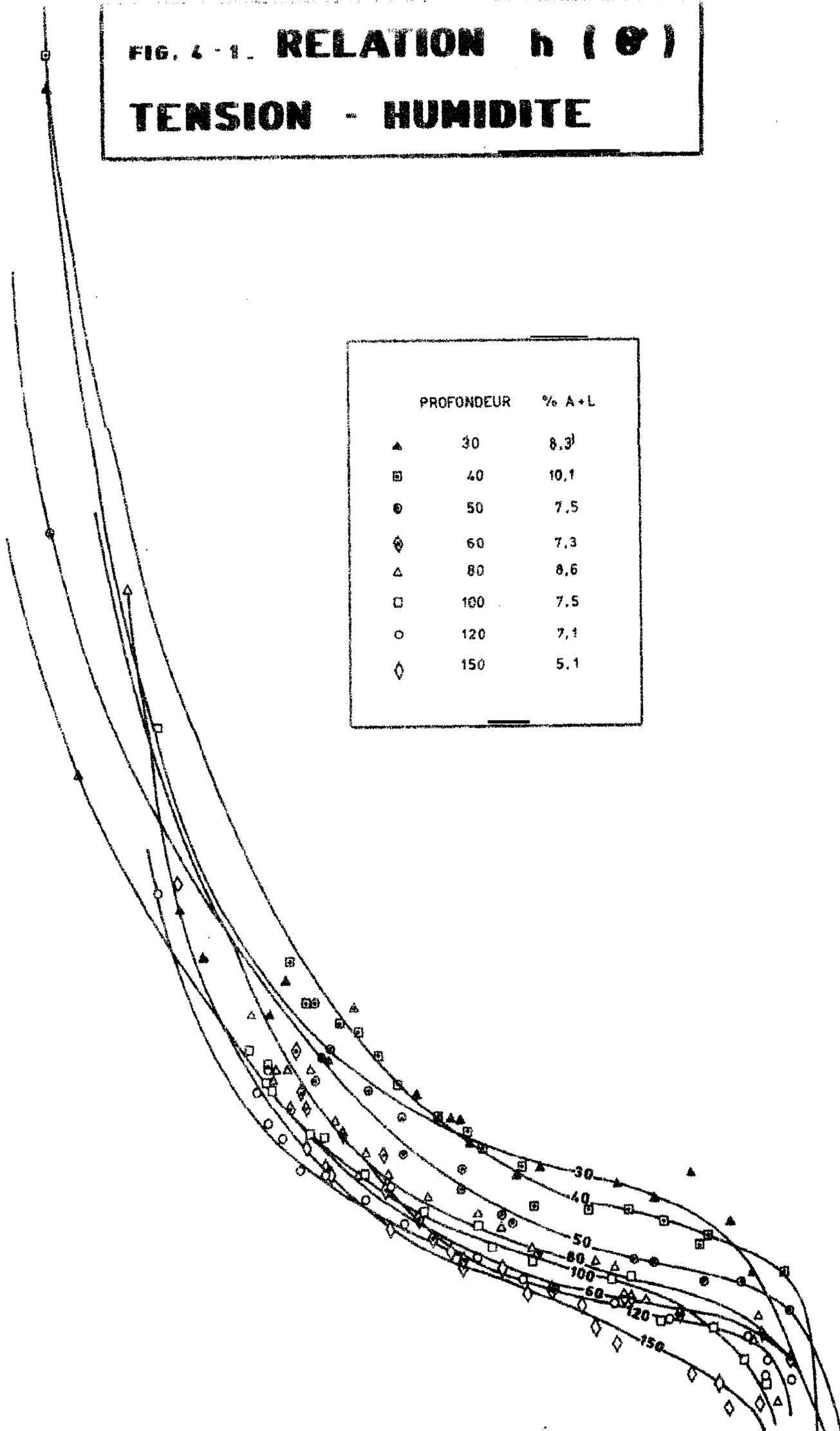
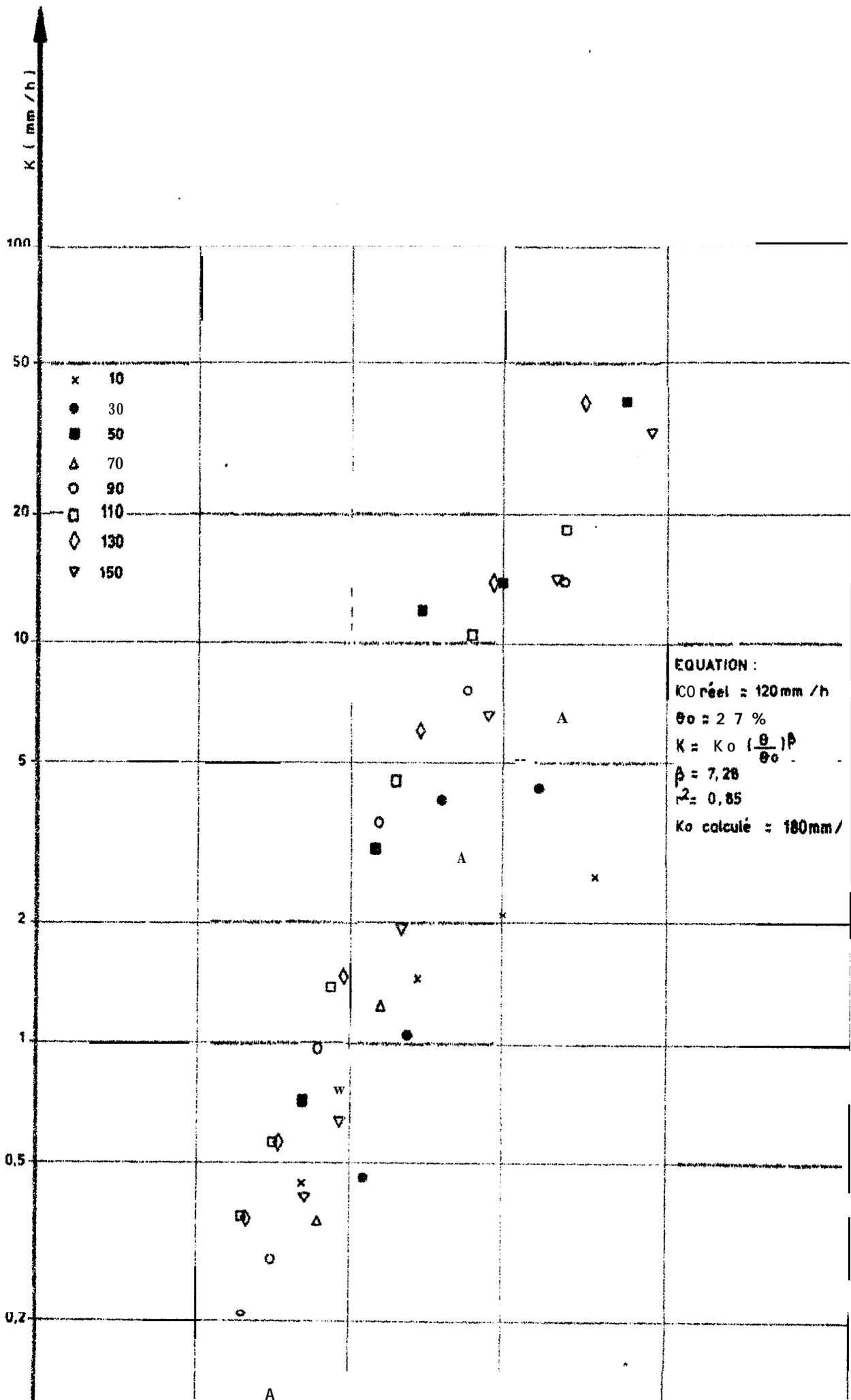


FIG. 4 - 2_ RELATION K (θ)



La comparaison de la relation $K(\theta)$ trouvée avec celles des caractérisations précédentes (Hamon, 1978 ; IMBERNON, 1973) montre que les sites les plus proches d'un point de vue textural sont les sites étudiés par Imbernon en 1979 : monolithes 15 et 31.

Les caractéristiques hydrodynamiques de ces 3 sites sont résumées dans le tableau ci-dessous.

	A+L	K_0 (mm/h)	θ_0	B *	K 10 % (mm/h)	K 20 % (mm/h)
Monolithe 31	6 %	200	25 %	6,5	0,9	14,6
Ferme irriguée	7,6 %	120	27 %	7,28	0,1	12
Monolithe 15	9 %	180	26 %	6,9	1,25	18,5

La perméabilité du site étudié est nettement inférieure à celle des 2 autres sites (K 10 % et K 20 %). Ce fait est confirmé par la perméabilité Muntz (K_0 déduit de la cinétique d'infiltration) qui représente seulement 60 à 70 % de celle des 2 autres sites. Le rôle de la macroporosité, variable suivant l'état hydrique est-il un élément d'explication ? ; les sites 15 et 31 ont en effet été effectués sur un sol initialement très sec (précédent cultural : jachère d'herbes) alors que notre site était beaucoup plus humide (précédent cultural : arachide de bouche irriguée) : mais cela influencerait-il sur la perméabilité mesurée après la phase d'infiltration ?

L'Institut de Mécanique de Grenoble essaye actuellement d'élaborer une relation entre le taux d'argile et limon, et la relation $K(\theta)$ mise sans forme de l'équation (2)

Les premiers résultats montrent (Vauclin, 1980) l'existence d'une corrélation linéaire entre le taux d'argile et limon et le K_0 et le B de la relation (2) appliquée à différents sites. Le K_0 correspondant à notre étude s'écarte légèrement de la droite (de 6 mm/h) par contre le B_0 s'ajuste bien à la corrélation citée.

* (coefficient de la relation 2)

De cette étude, on peut tirer quelques conclusions pratiques :

- Les valeurs de la capacité de rétention à diverses profondeurs intéressant les calculs d'irrigation de cultures maraîchères sont résumées par le tableau ci-dessous :

La capacité de rétention a été définie arbitrairement comme étant le stock d'eau résiduel après 2 ou 3 jours de rassuyage :

z	CR 2 jours (mm)	θ_2 jours	CR 3 jours	e 3 jours
30	38	12,6	37	12,3
50	67	13,4	64	12,8
80	106	13,3	102	12,8
100	130	13,0	126	12,6

Ces valeurs d'humidité à la capacité de rétention correspondent bien à un sol intermédiaire entre le type Dior et le type Deck ;

θ_{CR} Dior
10 %

θ_{CR} Sole II Nord
13 %

θ_{CR} Dock
16 %

- L'emploi de la relation $K(\theta)$ reste assez délicat pour la détermination du drainage par la méthode des flux (application de la loi de Darcy) dans un bilan hydrique : on supposant que l'erreur absolue faite sur la mesure de l'humidité soit de $0,01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (1 % d'humidité), elle induit une erreur relative sur la perméabilité d'environ 70%. En estimant d'autre part l'erreur relative sur le gradient de charge à 25 % on obtient une erreur relative sur la détermination du flux de drainage de 100% (voir annexe 1). Cette méthode s'avère donc très imprécise ; A cette imprécision, s'ajoute la lourdeur de la caractérisation hydrodynamique telle qu'elle a été faite, et sa représentativité spatiale sans doute insuffisante (Imbernon, 1379). Des recherches sont en cours qui permettront de déduire d'un petit nombre de paramètres (essai Muntz, texture, ...) les caractéristiques hydrodynamiques, et de multiplier les points de mesure de manière à appréhender la variabilité spatiale de ces caractéristiques. Quoiqu'il en soit, mieux vaudra utiliser la méthode du bilan (Vachaud et al, 1978) chaque fois que ce sera possible, (faibles humidités en profondeur) pour mieux apprécier le drainage sans une certaine cote.

B I B L I O G R A P H I E
 =====

- 1955, BONFILS, FAURE : Etude comparative des sols du C.N.R.A. de Bambey. Annales du CRA de Bambey Bull n° 15 195.5
- 1978, HAMON : Caractérisation hydrodynamique in situ de 2 sols de culture de la région Centro Nord du Sénégal.
 C. N. R. A. BAMBEY - ISRA
- 1980, HAMON : Mise en oeuvre et critique de méthodes de caractérisation hydrodynamique de la zone non saturée du sol ; application aux sols de culture du Sénégal. Thèse de doctor-ingénieur Institut National Polytechnique de Grenoble
- 1979, IMBERNON : Dynamique de l'eau et variabilité spatiale du sol
 C. N. R. A. BAMBEY - I. S. R. A.
- 1971, VACHAUD, THONY : Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents *Water Resources Research*.
- 1978, VACHAUD, DANCETTE, SONKO, THONY : Méthode de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé, Application à deux types de sols du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique.
 Annale agronomiques vol 29 (1) p i-36.
- 1963, CHARREAU C, Dynamique de l'eau dans deux sols du Sénégal
Agro, Trop. 19 (11)
- 1970, DANCETTE C, Détermination au champ de la capacité de rétention après irrigation, dans un sol sableux du Sénégal -
 Intérêt agronomique de cette mesure et application à une culture d'arachide. *Agro. Trop.* 25 (3)
- 1980, VAUCLIN : Rapport de Mission effectué du 8 Juin au 22 Juin 1980 au CNRA de Bambey.

A N N E X E - 1

CALCUL D'ERREUR SUR LE DEBIT DE DRAINAGE PAR LA METHODE DES FLUX

- erreur absolue sur θ : 1 % d'humidité (cf Hamon, 1980)

- erreur sur la conductivité $K(\theta)$

Loi $K(\theta) \approx \log K = a\theta + b$ avec θ en %

$$a = 0,23$$

$$b = -3,4$$

$$K = 10^{a\theta + b}$$

$$\Delta K = -10^{a\theta + b} + 10^{a(\theta + \Delta\theta) + b}$$

$$\Delta K = -K (1 - 10^{a\Delta\theta})$$

$$\Delta K/K = -1 + 10^{a\Delta\theta} = -1 + 10^{0,23} \approx -1 + 1,7 = 0,7$$

$$\Delta K/K \approx 70\%$$

- erreur sur le gradient de charge $\Delta H/\Delta z$

$$\left. \begin{array}{l} \Delta(\Delta H) \approx 2 \text{ mb} \\ \Delta(\Delta z) \approx 0,5 \text{ cm} \end{array} \right\} \text{ pour des valeurs moyennes de } \left\{ \begin{array}{l} \Delta H = 10 \text{ mb} \\ \Delta z = 10 \text{ cm} \end{array} \right.$$

$$\text{donc } \left\{ \begin{array}{l} \Delta(\Delta H)/\Delta H \approx 0,2 \\ \Delta(\Delta z)/\Delta z \approx 0,05 \end{array} \right.$$

$$\text{donc } \Delta(\Delta H/\Delta z)/(\Delta H/\Delta z) = \Delta(\Delta H)/\Delta H + \Delta(\Delta z)/\Delta z = 0,2 + 0,05 = 0,25$$

- erreur sur le flux de drainage : $q = -K \Delta H/\Delta z$

$$\Delta q/q = \Delta K/K + \Delta(\Delta H/\Delta z)/(\Delta H/\Delta z) \approx 0,70 + 0,25 \approx 0,95$$

$$\boxed{\Delta q/q \approx 100\%}$$