

THÈSE

présentée à la

FACULTÉ DES SCIENCES DE
L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE



5

pour obtenir le titre de
DOCTEUR-INGENIEUR

par

Jean-Louis THONY

Ingénieur E. N. S. A. I. S. et E. I. H.
Assistant à la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble

Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés

Soutenue le 6 Octobre 1970, devant la Commission d'Examen

M. J. KRAVTCHENKO	Président
M. L. SANTON	} Examineurs
M. A. CRAYA	
M. G. VACHAUD	
M. D. E. SMILES	Invité

A la mémoire de mon Père.

AVANT-PROPOS

Les travaux qui font l'objet de ce mémoire ont été accomplis aux Laboratoires de Mécanique des Fluides de l'Université de Grenoble, section Milieux Poreux non Saturés du Groupe Hydrologie.

Monsieur le Professeur J. KRAVTCHENKO a bien voulu m'accueillir parmi les Chercheurs du Laboratoire. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude pour la bienveillance qu'il a toujours témoignée à mon égard.

J'exprime ma plus vive reconnaissance à Monsieur le Professeur L. SANTON pour l'intérêt qu'il a accordé à cette étude après m'avoir dirigé vers cette recherche. Je ne saurais oublier la confiance et l'estime qu'il m'a toujours accordées.

Monsieur le Professeur A. CRAYA a bien voulu participer au Jury de cette thèse et je le remercie bien sincèrement.

J'adresse ma très cordiale reconnaissance à Monsieur G. VACHAUD qui a su me faire bénéficier de sa longue et très enrichissante expérience tout en mettant à ma disposition tous les moyens nécessaires pour la poursuite de ces recherches. Son aide amicale et bienveillante m'a été très précieuse.

Que Monsieur le Professeur D.E. SMILES soit remercié pour ses conseils et critiques constructives qui m'ont permis d'approfondir mes connaissances dans le domaine de la Physique des Sols.

Je ne saurais oublier les discussions intéressantes que j'ai pu avoir avec Messieurs R. CURTET, P. GUELIN, B. WACK, J. CISLER et L. DE BACKER.

Ces recherches n'ont pu par ailleurs être menées à bien que grâce à un solide esprit d'équipe. Que soient associés à ces travaux Messieurs M. WAKIL et M. VAUCLIN pour leur bienveillante collaboration.

Mes remerciements s'adressent aussi à tout le Personnel Technique des Laboratoires et plus particulièrement à Messieurs BRIOT, HUSSENOT, JAY, BOLCATO et TAUNIER.

Que ne soient enfin oubliés Madame RICCIARDELLA, Monsieur BRAULT et le Service de Reprographie pour leur aide matérielle si précieuse grâce à laquelle ce mémoire a pu être présenté sous sa forme définitive.

• •
•

S O M M A I R E

	<u>Pages</u>
<u>CHAPITRE I</u>	
CONSIDERATIONS GENERALES SUR LES ECOULEMENTS EN MILIEUX POREUX NON SATURES.	
1. <u>Hypothèses fondamentales</u>	6
2. <u>Variables et paramètres de l'écoulement</u>	8
<u>2.1. Les variables</u>	8
a) La teneur en eau	
b) La succion capillaire	
<u>2.2. Les paramètres</u>	10
a) La conductivité capillaire	
b) Le coefficient de diffusivité	
3. <u>Equations générales de l'écoulement</u>	11
3.1. Equation de continuité	11
3.2. Equation dynamique	12
3.3. Equation de l'écoulement	13
4. <u>Application : Mouvements des nappes à surface libre - Prise en compte de la zone non saturée</u>	14
4.1. Choix d'une variable fondamentale	15
4.2. Système d'équations du mouvement	15
4.3. Conditions initiale et aux limites	18
5. <u>Les phénomènes d'hystérésis</u>	19
5.1. Description	21
5.2. Hypothèses de base	22
5.3. Théorie des domaines indépendants	22
CONCLUSIONS - BUT DE L'ETUDE	25
<u>CHAPITRE II</u>	
PRINCIPES DE MESURE ET TECHNIQUES EXPERIMENTALES.	
Caractères particuliers des mesures en milieux poreux non saturés	31
1. <u>Mesure des teneurs en eau volumiques</u>	32

<u>1.1.</u> Principe de la mesure de teneurs en eau par absorption de rayonnement gamma	32
a) Rappels de radioactivité	32
b) Loi d'absorption	33
c) Conditions d'utilisation de la méthode	37
d) Equipement	37
e) Pertes de comptages par résolution	39
<u>1.2.</u> Utilisation de l'Amercium 241	42
a) Caractéristiques de cet isotope	42
b) Etude de l'atténuation du rayonnement gamma de l'Amercium	44
c) Conclusions	51
<u>2.</u> Mesure de la succion capillaire	51
<u>2.1.</u> Principe de la mesure	51
<u>2.2.</u> Dynamique de réponse d'un dispositif tensiométrique	52
<u>2.3.</u> Mise au point du dispositif	56
a) Choix de la membrane poreuse	57
b) Choix d'un traducteur de pression	58
c) Description de l'appareillage	58
<u>3.</u> Essais préliminaires	60
<u>3.1.</u> Dispositif expérimental	61
<u>3.2.</u> Les essais	63
a) Détermination d'un cycle d'hystérésis	63
b) Profils hydriques en écoulements transitoires	67
RESULTATS et CONCLUSIONS	72

CHAPITRE III

EXPERIMENTATION DES EFFETS D'HYSTERESIS.

<u>1.</u> Introduction à l'étude expérimentale	76
<u>2.</u> Le dispositif expérimental	78
<u>2.1.</u> La colonne de sol	78
<u>2.2.</u> Le dispositif de mesure des teneurs en eau et son équipage mobile	82
<u>2.3.</u> Le dispositif de mesure tensiométrique	83
<u>2.4.</u> La centralisation de mesure	84
<u>3.</u> La méthode expérimentale	85
<u>3.1.</u> Procédure séquentielle cyclique	85
<u>3.2.</u> Traitement des données	91
<u>4.</u> Les essais	94
<u>4.1.</u> Infiltration à charge constante et redistribution en sol sec	95
<u>4.2.</u> Infiltration à charge constante et redistribution en sol humide	109
<u>4.3.</u> Infiltration à débit constant et redistribution avec évaporation	117
<u>5.</u> Synthèse des résultats expérimentaux	124
<u>5.1.</u> L'hystérésis dans la relation succion-teneur en eau	124
<u>5.2.</u> L'hystérésis affectant la conductivité hydraulique	129
CONCLUSION	138

NOTATIONS ET SYMBOLES

- A : Tension superficielle de l'eau
 \mathcal{A} : Surface
c : Capacité capillaire
d : Diamètre des interstices d'un matériau poreux
D : Coefficient de diffusivité
g : Accélération de la pesanteur
I : Intensité d'un rayonnement radioactif
K : Coefficient de conductivité
 K_0 : Coefficient de perméabilité (sol saturé)
 K' : Coefficient de conductance d'une paroi poreuse de tensiomètre
 ℓ : Epaisseur d'un absorbant traversé par un rayonnement
L : Longueur d'une colonne de sol ou épaisseur d'une zone aquifère
N : Taux de comptages gamma à travers un absorbant
 N_0 : Taux de comptages gamma à vide
 N_S : Taux de comptages à travers un échantillon de sol sec
 N_W : Taux de comptages à travers un échantillon de sol humide
p : Pression
q : Débit unitaire ou flux
r : Coefficient de corrélation linéaire
S : Sensibilité d'un dispositif manométrique
t ou T : Temps
 t_C : Temps de comptage
 t_m : Temps mort
x : Abscisse horizontale
 X_S : Epaisseur de sol
z : Cote suivant la verticale (positivement vers le bas)

- α : Coefficient de correction de dérive des comptages
- ϵ : Porosité effective
- θ : Teneur en eau volumique
- θ_* : Teneur en eau de transition humidification-drainage
- λ : Coefficient de décroissance d'intensité d'une source radioactive
- μ : Coefficient d'absorption d'un matériau
- μ_s : Coefficient d'absorption du sol sec
- μ_w : Coefficient d'absorption de l'eau
- ρ : Masse volumique d'un matériau
- ρ_d : Masse volumique du sol sec
- ρ_w : Masse volumique de l'eau
- σ : Ecart-type
- τ : Temps de résolution de la chaine de détection gamma
- τ_r : Constante de temps de réponse d'un dispositif tensiométrique
- ϕ : Potentiel de l'eau
- ψ : Succion de l'eau
- ψ_* : Succion de transition humidification-drainage
- ψ_{1h} : Branche principale de succion en humidification
- ψ_{1d} : Branche principale de succion en drainage
- ψ_f : Courbe de succion d'un équilibre en drainage.

o o
o

INTRODUCTION

L'étude des transferts d'eau en milieux poreux non saturés intéresse un vaste domaine d'application. Ce problème constitue en effet une préoccupation commune à plusieurs activités de l'Ingénieur.

Il trouve son intérêt principal dans l'étude de l'hydrodynamique des nappes à surface libre fortement conditionnée par les transferts, depuis la surface du sol, jusqu'à la nappe à travers une zone non saturée. L'hydraulique des milieux poreux non saturés permet donc d'établir la continuité des échanges hydriques entre le sol et l'atmosphère et est, de ce fait, le trait d'union logique entre l'hydrologie des nappes souterraines et l'hydrologie de surface.

Il est des domaines où la connaissance des écoulements en milieux poreux non saturés ne peut, de toute façon, être ignorée ni même négligée. Ne citons que pour exemple, la pollution des nappes souterraines, l'irrigation des zones arides ou les remontées d'eaux salines consécutives à de mauvaises conditions d'irrigation.

Soulignons enfin que ce problème intéresse non seulement l'ingénieur hydrologue pour l'estimation des ressources en eau d'une zone aquifère, mais encore l'agronome pour l'alimentation des végétaux, l'irrigation de terres cultivées et le drainage de sols inondés. Mais n'oublions pas par ailleurs que très fréquemment en Génie Civil, en dehors du domaine de la Mécanique des Sols où les transferts d'eau et les déformations et mouvements sont intimement liés, la résistance et l'humidité d'un matériau sont deux caractéristiques dont la dépendance doit souvent être établie.

Il est certain que les multiples possibilités d'application de cette branche particulière de la Mécanique des Fluides ont permis un large développement tant fondamental qu'appliqué, de ce domaine, et il est fort heureusement permis à présent de sortir d'un certain empirisme qui a trop longtemps caractérisé les études de mouvements d'eau dans les sols non saturés. Notons aussi que l'aspect vital du problème des ressources en eau lui confère bien souvent un caractère prioritaire dans les programmes de recherche.

En fait, ce développement n'a pu et ne pourra être efficace sans une concertation étroite entre physiciens, mathématiciens, hydrologues et agronomes, car les écoulements en milieux poreux non saturés relèvent d'une physique complexe en raison des nombreuses possibilités d'interaction entre les trois phases en présence : la structure solide, l'eau et la phase gazeuse.

Bien que de nombreux travaux ne fassent application qu'à des cas simples (mais néanmoins courants) où n'interviennent que des effets de capillarité et de gravité, ils se heurtent cependant à des difficultés importantes car la rétention de l'eau dans le sol est caractérisée par des phénomènes d'hystérésis.

Il apparaît que ces phénomènes affectent très sensiblement la loi qui relie le potentiel capillaire exprimant l'énergie de l'eau du milieu à la concentration en eau, ainsi que la conductivité hydraulique de ce milieu.

Il est clair que les effets d'hystérésis ne peuvent être ignorés que ce soit pour la résolution des problèmes d'écoulement ou pour l'interprétation des mesures in situ. Cependant, peu d'analyses, tant qualitatives que quantitatives, ont été réalisées jusqu'ici, car les méthodes expérimentales traditionnelles s'avèrent fastidieuses et ne donnent qu'une information restreinte sur les phénomènes d'hystérésis ; aussi est-il utile de développer une technique de mesure mieux appropriée à l'analyse des caractéristiques de l'hystérésis.

La détermination des effets d'hystérésis dans un sol non saturé exige des techniques expérimentales qui doivent permettre de déterminer d'une manière non destructive la pression interstitielle de l'eau et sa concentration dans le milieu poreux au cours d'écoulements transitoires.

Ces deux techniques basées sur la méthode de mesure de teneur en eau par transmission de rayonnement gamma et la méthode de mesure tensiométrique feront l'objet de quelques mises au point que nous préciserons dans ce mémoire

après avoir exposé quelques considérations générales sur les écoulements en milieu poreux non saturés.

Les résultats expérimentaux obtenus pour plusieurs cycles d'infiltration-redistribution dans une colonne de sol, permettront d'établir une corrélation teneur en eau - pression interstitielle suffisamment détaillée et de mettre ainsi en évidence les phénomènes d'hystérésis que nous nous proposons d'analyser.

Cette étude permettra par ailleurs de préciser le processus de la redistribution de l'eau dans le sol, consécutive à une infiltration suivant un schéma suffisamment représentatif des phénomènes de redistribution naturels.

CHAPITRE I

CONSIDERATIONS GENERALES SUR LES ECOULEMENTS EN MILIEUX POREUX NON SATURES

Le mouvement de l'eau dans un sol non saturé n'est sans doute qu'un des aspects de la physique des transferts en milieux poreux non saturés.

Si l'approche phénoménologique permettant d'établir une théorie générale de ces transferts de matière, d'énergie, de chaleur est extrêmement délicate, l'analyse de l'écoulement de l'eau n'est, à elle seule, pas moins complexe. Il suffit de rappeler que les mouvements de l'eau peuvent être induits non seulement par des gradients de pression mais encore par des gradients de concentration chimique, thermique, voir de potentiel électrique [BOLT (1969), GUELIN (1969)].

Il apparaît cependant que les effets moteurs prépondérants sont la capillarité d'une part, la gravité d'autre part. Il suffit en effet d'observer la rapidité de l'absorption d'eau par un sol, réaction d'autant plus rapide que le sol est moins humide. A cet effet de sorption par capillarité, se superpose évidemment l'effet de gravité.

Si cette étude se limite à l'analyse de l'écoulement isotherme, en phase liquide, de l'eau pure dans un milieu poreux inerte, il n'en est pas moins vrai que ce type de transfert simple peut constituer une représentation suffisamment satisfaisante d'un certain nombre de phénomènes importants tels que le drainage et l'humidification dans les sols naturels. Il représente également d'un point de vue quantitatif la part la plus importante des flux.

Notons cependant que cette schématisation conduit à négliger les effets de température qui induisent au voisinage de la surface du sol des flux ascendants de vapeur d'eau parfois importants.

Après avoir précisé les hypothèses sur lesquelles est basée cette étude, nous définirons les variables et les paramètres de l'écoulement et nous établirons les équations générales du mouvement.

Nous proposerons ensuite un modèle analytique permettant d'évaluer le mouvement d'une nappe à surface libre en tenant compte des transferts d'eau dans la zone non saturée qui assure les échanges entre la surface du sol et la nappe. Très souvent en effet, la zone aquifère a été assimilée jusqu'ici, à un domaine totalement saturé ; les problèmes d'hydrologie souterraine ne peuvent être que partiellement traités, si on néglige les échanges avec l'atmosphère et il est à présent nécessaire d'établir un lien étroit entre ces deux disciplines complémentaires de l'hydrologie, jusqu'ici trop disjointes.

Nous soulignerons enfin que les écoulements en milieux poreux non saturés sont caractérisés par des phénomènes d'hystérésis, que nous analyserons brièvement. Leurs effets conditionnent très fortement la résolution d'un problème d'écoulement et il est nécessaire de développer une méthode expérimentale permettant de mettre en évidence les principales caractéristiques de l'hystérésis et d'en dégager quelques principes généraux.

1 - HYPOTHESES FONDAMENTALES

Enonçons tout d'abord les hypothèses de base sur lesquelles est fondée cette étude. Elles permettront de préciser le domaine de validité des équations établies par la suite.

Ces hypothèses sont les suivantes :

a - l'écoulement est isotherme.

b - la phase liquide est continue et constituée par de l'eau pure ;

seul le mouvement de l'eau en phase liquide sera considéré.

- c - le milieu poreux est inerte, et sa structure est indéformable
- . la phase solide n'est pas dissoute par l'eau
 - . il n'y a pas de production de matière par réaction chimique entre la phase liquide et la phase solide
 - . la variation de teneur en eau au cours du mouvement n'entraîne pas de variation sensible du volume de matériau. (Rappelons que les argiles en présence d'eau sont soumises à de forts gonflements).
- d - l'air est en tout point soumis à la pression atmosphérique.

Notons dès à présent que compte-tenu de ces hypothèses, on peut définir en tout point du liquide, un potentiel ϕ d'expression simple :

$$\phi = \Psi - z \quad (I.1)$$

dans lequel n'apparaît que l'effet de capillarité (Ψ) et l'effet de gravité (z),

Ψ étant la pression interstitielle de l'eau en ce point, exprimée en terme de hauteur d'eau par rapport à la pression de référence qui est la pression atmosphérique de l'air.

z , la cote de ce point par rapport à un plan horizontal arbitraire de référence, l'axe Oz étant dirigé vers le bas.

L'expression (I.1) est, en effet, obtenue en considérant pour un élément isolé du constituant liquide le bilan d'énergie à partir de la deuxième loi de la thermodynamique exprimée par l'équation de GIBBS, en l'absence d'effets thermiques et osmotiques [VACHAUD-GUÉLIN (1969)] .

Soit ϕ_i le potentiel en un point de cote z_i et ϕ_{i+1} celui au point de cote z_{i+1} un écoulement se produit entre les 2 points toutes les fois que :

$$|\phi_{i+1} - \phi_i| \neq 0$$

l'équilibre étant atteint pour :

$$\phi_i = \phi_{i+1}$$

A cet état d'équilibre correspond une répartition hydrostatique des pressions

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = 1 \quad (I.2)$$

représentée fig.I.1.

Comme nous le verrons, ces pressions sont positives dans la zone saturée et négatives dans la zone non saturée, la limite entre les deux domaines (surface libre d'une nappe) étant définie par une valeur de la pression égale à la pression atmosphérique de référence.

2 - VARIABLES ET PARAMETRES DE L'ECOULEMENT

2.1. Variables

a) La teneur en eau.

L'étude du mouvement de l'eau en sol non saturé conduit, préalablement, à définir les principales variables caractérisant son état hydrique.

La première variable permet de définir la concentration en eau du milieu poreux ; elle s'exprime généralement par la teneur en eau volumique :

θ : volume d'eau dans un volume unité de sol,

grandeur directement mesurable à présent, selon un procédé non destructif. On utilise aussi, mais cependant plus rarement, le degré de saturation (fraction des pores remplis d'eau, exprimée en pourcentage).

Notons que cette variable est peu significative de la concentration en eau dans le cas d'une argile.

b) La succion capillaire.

La seconde variable, que nous avons déjà mis en évidence, est la pression interstitielle de l'eau liée aux effets de capillarité. En effet, l'état de l'eau dans un milieu poreux non saturé peut être défini par rapport à l'eau libre par la quantité d'énergie à dépenser contre les forces de rétention de l'eau dans ce milieu.

Répartition hydrostatique des pressions pour un état d'équilibre .

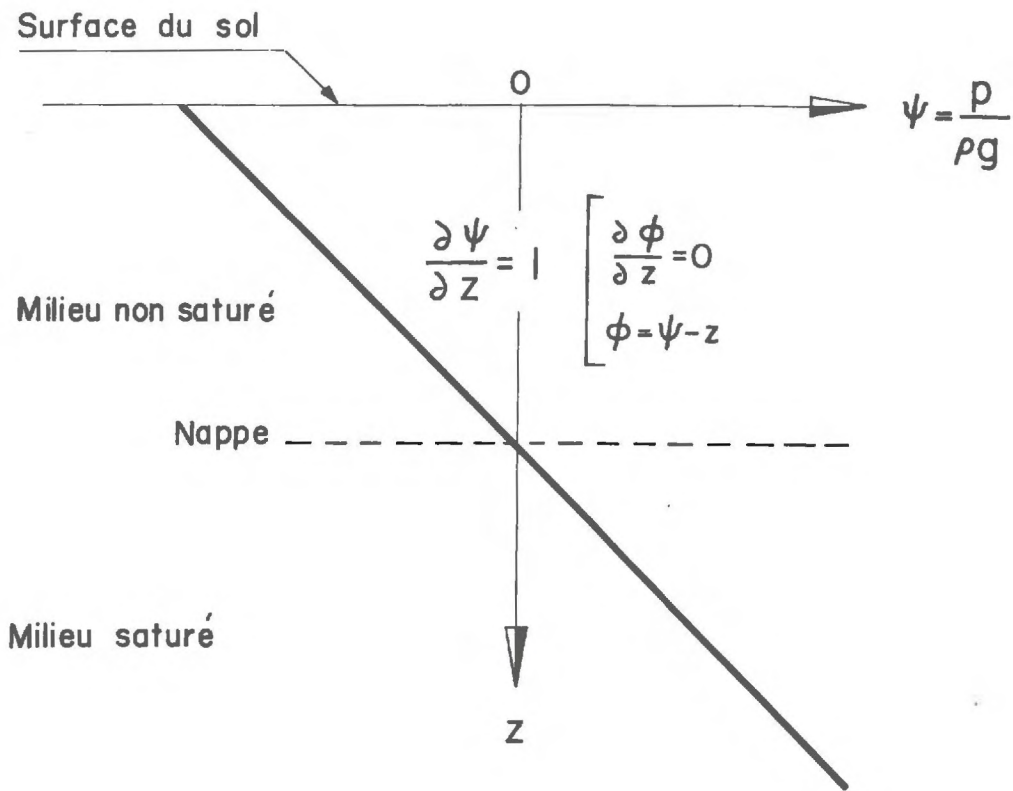


fig. I- 1

On observe que cette pression est négative par rapport à la pression atmosphérique, l'eau étant retenue dans les pores du sol. Certains auteurs relient cette valeur à la pression de l'air du sol par le rayon de courbure des interfaces eau-air et la tension superficielle de l'eau au contact de l'air.

Cette dépression exprimée en terme de hauteur d'eau est généralement appelée succion. Notons qu'elle est directement accessible aux mesures, grâce à la méthode de mesure tensiométrique qui permet de la déterminer en tout point du sol.

Nous observons que les deux grandeurs que nous venons de définir sont intimement liées. On conçoit en effet que les forces de rétention de l'eau sont d'autant plus grandes que la teneur en eau du sol est faible. Mais on note dès à présent que cette dépendance n'est pas univoque. C'est précisément dans l'expression de la relation succion-teneur en eau, caractérisée par des phénomènes d'hystérésis importants, que réside la difficulté majeure de la physique des écoulements en milieux non saturés.

2.2. Les paramètres

Définissons à présent les paramètres de l'écoulement.

Les deux principaux paramètres utilisés dans l'étude des mouvements de l'eau en sol non saturé sont :

- la conductivité hydraulique K
- le coefficient de diffusivité D

Tous deux dépendent fortement de la teneur en eau et par conséquent de la succion par la relation $\psi(\theta)$.

a) La conductivité hydraulique K .

Le coefficient de conductivité K est le facteur de proportionnalité, reliant le débit par unité de surface et par unité de temps, (c'est-à-dire le flux ou plus simplement la vitesse moyenne au sens de DARCY) au gradient de potentiel induisant l'écoulement :

$$K(\theta) = - \frac{q}{\text{grad } \phi} , \quad (\phi = \psi - z) \quad (I.3)$$

Remarquons dès à présent que l'hypothèse de linéarité entre le flux et le gradient de charge, vérifiée par DARCY pour un milieu saturé, est généralement reprise pour

un écoulement en zone non saturée. Le coefficient de conductivité dépend alors de la teneur en eau et il n'est égal au coefficient de perméabilité (coefficient de DARCY) que lorsque la teneur en eau est égale à la porosité du sol, en d'autres termes, lorsque le sol est saturé.

b) Le coefficient de diffusivité D.

Le coefficient de diffusivité a été introduit arbitrairement par KLUTE (1952) sous la forme :

$$D = K \cdot \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (I.4)$$

Cette définition permet en effet de ramener l'équation des transferts à une équation analogue à l'équation de diffusion.

Notons cependant que ce coefficient qui a été intensivement utilisé, n'a aucune signification physique. La courbe $D(\theta)$ présente d'autre part des discontinuités très importantes lorsque dans un écoulement l'évolution des teneurs en eau change de sens (effet de l'hystérésis sur $\psi(\theta)$).

3 - EQUATIONS GENERALES DE L'ECOULEMENT

Compte tenu de ces principales définitions, nous pouvons à présent établir l'équation de l'écoulement. Elle résulte d'une part de l'équation de continuité et d'autre part de l'équation dynamique reliant le flux du transfert au gradient de potentiel capillaire et gravitaire qui l'engendre.

3.1. Equation de continuité.

Pour un écoulement non permanent d'un fluide compressible dans un milieu non saturé, l'équation de continuité s'écrit sous la forme générale suivante :

$$- \operatorname{div} (\rho_w q) = \frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \theta) \quad (I.5)$$

ρ_w : masse volumique du fluide

θ : teneur en fluide volumique du milieu

q : débit unitaire.

Si nous considérons un écoulement unidirectionnel suivant la verticale z et supposons de plus que le fluide est incompressible, l'équation (I.5) devient :

$$- \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (I.6)$$

3.2. Equation dynamique

Cette équation établit la proportionnalité entre transferts de masse et gradients de charge. Par analogie avec l'équation dynamique de l'écoulement en milieu saturé (loi de DARCY) cette relation est couramment nommée : équation de DARCY généralisée ; elle est représentée sous sa forme générale par l'équation (I.3).

Pour un écoulement unidirectionnel suivant l'axe z orienté vers le bas, on obtient ainsi :

$$q = - K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \quad (I.7)$$

$K(\psi)$: coefficient de conductivité hydraulique
 q : débit unitaire.

Une remarque s'impose au sujet de l'équation dynamique. La loi de DARCY généralisée peut être aisément obtenue d'après un des principes de base de la phénoménologie des processus irréversibles qui établit une relation linéaire entre un écoulement et la force qui en est la cause si le système considéré n'est pas en trop grand déséquilibre [CARY (1963), VACHAUD (1968)] .

Si cette loi a été vérifiée dans de nombreux cas [YOUNGS (1957), VACHAUD (1966)] particulièrement pour des sols sableux, elle a été mise en défaut pour des écoulements en sols argileux par suite d'interactions particulières entre le sol et l'eau [SWARTZENDRUBER (1968)] et pour des infiltrations verticales en raison de l'augmentation de pression de la phase gazeuse au cours de ces infiltrations.

3.3. Equation de l'écoulement

Elle est obtenue en introduisant l'équation de continuité dans l'équation dynamique. Ainsi pour un écoulement unidirectionnel suivant la verticale, cette équation s'écrit :

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (I.8)$$

Elle contient les deux variables :

- ψ , succion capillaire de l'eau
- θ , teneur en eau volumique du sol

dont la dépendance est difficile à expliciter dans le cas général. Cette équation peut s'écrire uniquement en termes de succion en introduisant la capacité capillaire :

$$c = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \quad \text{définie par RICHARDS (1931)}$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\psi)}{\partial z} = c(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (I.9)$$

De même en substituant à la variable ψ la variable dépendante θ on obtient, en introduisant le coefficient de diffusivité $D = K \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (I.10)$$

qui se ramène pour un écoulement horizontal à une équation de diffusion non linéaire :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (I.11)$$

On peut en obtenir une solution simple par séparation de variables dans le cas d'une infiltration au cours de laquelle il existe une relation unique entre teneur en eau

et succion en tout point du sol [PHILIP (1955) (1969)].

Si quelques solutions ont été obtenues pour des types d'écoulement simples, l'équation de l'écoulement ne peut être traitée dans le cas général qu'à l'aide de méthodes numériques, quelle que soit la variable dépendante choisie. Notons que dans tous les cas, le transfert dépend fortement des caractéristiques de succion $\psi(\theta)$, $K(\psi)$ du milieu poreux affectées par des phénomènes d'hystérésis, difficiles à expliciter.

4 - APPLICATION : MOUVEMENTS DES NAPPES A SURFACE LIBRE - PRISE EN COMPTE DE LA ZONE NON SATURÉE

Une des applications fondamentales de la théorie des écoulements en milieux poreux non saturés concerne la réalimentation et le drainage des nappes à surface libre. Elle permet d'établir un lien parfaitement logique entre l'hydrodynamique des nappes souterraines et la physique de l'écoulement en sol non saturé.

L'aspect physique de l'interaction des deux domaines ne fait aucun doute. En effet, il est bien évident que toute quantité d'eau infiltrée à la surface du sol n'aboutit pas instantanément à la nappe ; elle transite tout d'abord par une zone non saturée et son mouvement est régi par les équations de transfert obtenues précédemment. De même, au cours d'un rabattement de nappes, la zone initialement saturée ne draine que progressivement [VACHAUD (1968)].

Si l'hydrodynamique des écoulements en milieux saturés admet bien l'existence de phénomènes capillaires (sous forme d'une frange capillaire), elle rend très imparfaitement compte des échanges d'une nappe avec l'atmosphère. Il apparaît clairement que l'étude du mouvement des nappes à surface libre ne peut être valablement traitée que si l'on considère la continuité des transferts depuis la surface du sol jusqu'à la base de la nappe. Rappelons que la résolution classique, basée sur l'équation de BOUSSINESQ néglige entre autre les effets complexes de rétention de l'eau dans la zone non saturée puisque l'on considère, lors d'une infiltration ou d'un drainage, un coefficient de porosité constant (porosité efficace) défini comme la quantité d'eau drainable dans un volume de sol. [POLOURARINOVA-KOTCHINA (1962), SCHNEEBELLI (1966)].

Par ailleurs, l'étude sur modèle analogique (HELE-SHAW, électrique), ignore totalement l'existence d'une zone non saturée et de la frange capillaire.

D'autres modèles plus appropriés, tel que le modèle capillaire de YOUNGS (1966) basé sur l'analogie entre l'écoulement de POISEUILLE dans un tube capillaire et le rabattement d'une nappe ne donne cependant pas non plus pleinement satisfaction [VACHAUD (1969), WHISLER-BOUWER (1970)].

Aussi s'agit-il d'établir un système d'équations permettant de traiter d'une manière continue l'évolution des transferts depuis la surface du sol jusqu'à la base de la nappe et de connaître à tout instant la position de la surface libre. Il est bien clair que l'état saturé n'est qu'un cas particulier des états non saturés et qu'une continuité mathématique peut de ce fait être établie dans toute une zone aquifère quelles que soient les variations spatiales du degré de saturation.

Quelques schémas ont été publiés ces dernières années à ce sujet [RUBIN (1966), FREEZE-WITHERSPON (1966), FREEZE (1967), VACHAUD-THONY (1968)].

4.1. Choix de la variable fondamentale

Il importe de choisir dans cette analyse globale, une variable essentielle caractérisant le domaine aquifère dans son ensemble.

Il apparaît clairement que le choix de la teneur en eau volumique θ doit être exclu. En effet, si cette grandeur caractérise bien la zone non saturée, son utilisation entraîne une indétermination dans le domaine saturé étant donné qu'en tout point de ce domaine la teneur en eau est constante et égale à la porosité n du sol. Par ailleurs, cette variable ne permet pas d'obtenir la limite des deux domaines qui est la surface libre de la nappe, définie par le lieu des points où règne la pression atmosphérique, du fait de l'existence de la frange capillaire (zone saturée dans laquelle l'eau est en dépression).

Il semble, au contraire, que les ambiguïtés liées à la définition du champ saturé et de la surface libre peuvent être dissipées si les équations de l'écoulement sont écrites en termes de pression.

4.2. Système d'équations du mouvement

Etablissons donc le système d'équations assurant la continuité des échanges dans les deux zones.

L'indice 1 est affecté à la zone non saturée, et l'indice 2 à la zone saturée.

a) Zone non saturée.

Nous avons vu précédemment que l'équation générale de l'écoulement pour la zone non saturée s'écrit, en terme de pression et dans l'hypothèse d'incompressibilité de l'eau :

$$\operatorname{div} \left[K_1 (\psi_1) \operatorname{grad} \phi_1 \right] = c (\psi_1) \frac{\partial \psi_1}{\partial t} \quad (I.12)$$

$$\left(c = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right)$$

avec : ϕ_1 (potentiel) = $\psi_1 - z_1$

ψ_1 est la pression interstitielle de l'eau en un point de cote z_1 par rapport à un plan horizontal de référence. Cette pression, exprimée en terme de hauteur d'eau, est négative par rapport à la pression atmosphérique (suction).

b) Zone saturée.

La loi de l'écoulement est obtenue en associant à la loi de DARCY :

$$q = -K_2 \operatorname{grad} \phi_2$$

l'équation de continuité pour un fluide incompressible :

$$-\operatorname{div} q = 0$$

Il en résulte, pour un milieu poreux homogène (K_2 constant) :

$$\Delta \phi_2 = 0 \quad (I.13)$$

du type équation de Laplace

avec : ϕ_2 (potentiel) = $\psi_2 - z_2$

ψ_2 est la pression interstitielle de l'eau en un point de cote z_2 par rapport à un plan horizontal de référence, positive par rapport à la pression

atmosphérique, exprimée en terme de hauteur d'eau.

(ψ_2 est plus couramment noté h ou φ).

La surface libre où règne la pression atmosphérique sera définie par :

$$\psi_1 = \psi_2 = 0$$

Pour un écoulement unidirectionnel suivant l'axe Z vertical, nous obtenons le système d'équations:

$$\text{a) } \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] = c(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (\text{I.14.a})$$

réglissant le transfert dans la zone non saturée.

$$\text{b) } \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{I.14.b})$$

relatif à l'écoulement dans la nappe,

$$\text{l'interface étant définie par } \psi = 0 \quad (\text{I.14.c})$$

Observons que l'équation (I.14.b) peut être aisément déduite de (I.14.a) . En effet pour un milieu saturé :

$$c(\psi) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} = 0$$

$$K(\psi) = K_{\text{saturation}} = \text{constante}$$

De ce fait, l'équation de l'écoulement en milieu non saturé sous la forme (I.12) constitue l'équation générale unique du mouvement de l'eau dans un aquifère.

On peut en déduire l'équation d'un mouvement permanent ou transitoire que le milieu soit saturé ou non, y compris l'équation générale du mouvement d'une nappe captive [FREEZE (1968)] .

Rappelons cependant qu'à ce système d'équations sont assujetties un certain nombre de relations.

Pour le milieu non saturé :

$$\begin{aligned}K_1 &= K(\Psi) \\C_1 &= C(\Psi) \\ \theta_1 &= \theta(\Psi) \quad , \text{ relations soumises à des effets d'hystérésis.}\end{aligned}$$

Pour le milieu saturé :

$$\begin{aligned}K_2 &= K_0 \\C_2 &= 0 \\ \theta_2 &= \text{constante}\end{aligned}$$

On étend aisément cette analyse à un écoulement bidimensionnel voire tridimensionnel.

Pour des conditions initiales et aux limites imposées, la solution du système d'équations (I.14) est de la forme :

$$\Psi = \Psi(z, t) \quad (I.15)$$

A tout instant t_i , le profil de pression interstitielle $\Psi(z)_{t_i}$ permet de déterminer la zone non saturée (valeurs négatives de Ψ), la zone saturée (valeurs positives de Ψ), ainsi que la surface libre de la nappe ($\Psi = 0$).

4.3. Conditions initiale et aux limites.

Cette surface libre sera soumise à des fluctuations, sous l'influence des conditions aux limites connues qui sont :

- les débits d'infiltration ou de soutirage imposés à la surface du sol,
- les débits d'alimentation ou de fuite, à la base de la nappe.

à partir de son niveau initial fixé par la répartition initiale des pressions $\Psi(z, 0)$.

Explicitons enfin les conditions aux limites :

a) A la surface du sol : (z = 0)

Si $q(t)$ désigne le débit unitaire d'échanges de la zone non saturée

avec l'atmosphère on peut écrire :

$$q(t) = -K(\psi) \frac{\partial \phi}{\partial z}$$

soit :

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}(0, t) = -\frac{q(t)}{K(\psi)} + 1 \quad (I.16)$$

b) A la base de la nappe : (z = L)

Si $q'(t)$ désigne le débit unitaire d'alimentation ou de fuite, on obtient de même :

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}(L, t) = -\frac{q'(t)}{K_{\text{saturation}}} + 1 \quad (I.17)$$

Le schéma de ce modèle analytique, pour un écoulement monodimensionnel vertical est représenté fig. I.2.

On conçoit que la seule méthode de résolution de ce problème puisse résider dans l'utilisation de méthodes de calcul numérique par différences finies qui nécessitent l'emploi d'une calculatrice de grande capacité [FREEZE (1968)] .

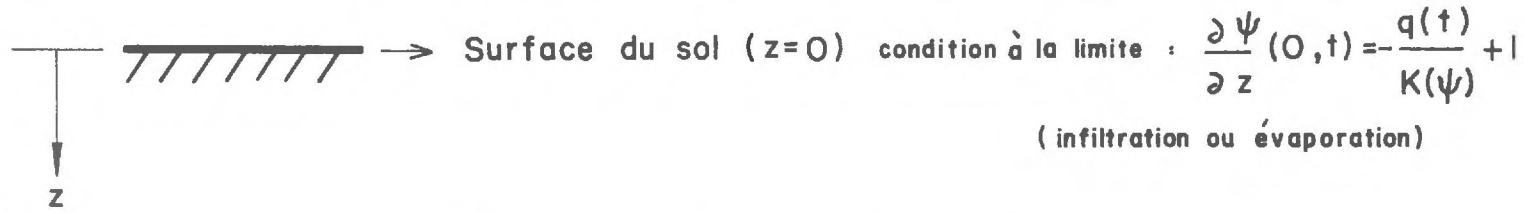
Remarquons une fois de plus, que la simulation numérique de l'écoulement nécessite une parfaite connaissance des caractéristiques hystérétiques du sol afin qu'elles puissent être explicitées. Notons cependant les résultats très encourageants publiés par FREEZE.

5 - LES PHENOMENES D'HYSTERESIS

Au cours de cette brève analyse des transferts d'eau dans les milieux poreux non saturés, l'existence de phénomènes d'hystérésis dans l'écoulement a été sous-entendue à plusieurs reprises et nous avons été amenés à préciser que dans le cas général la relation succion-teneur en eau n'était pas unique. Nous avons signalé par ailleurs que le paramètre principal de l'écoulement (la conductivité hydraulique K) dépendait fortement des variables ψ ou θ et qu'il était par conséquent, lui aussi, affecté par les effets d'hystérésis.

Mouvements des nappes à surface libre

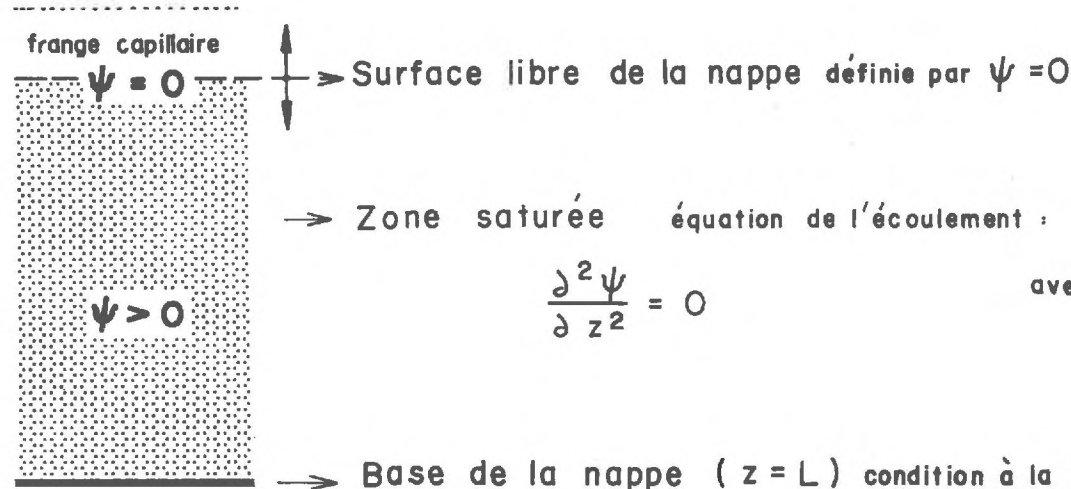
Prise en compte de la zone non saturée (Modèle analytique pour un écoulement vertical)



→ Zone non saturée équation de l'écoulement :

$$\psi < 0$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] = c(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} K = K(\psi) \\ c = c(\psi) \\ \theta = \theta(\psi) \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{(Relations} \\ \text{à} \\ \text{hystérésis)} \end{array}$$



→ Zone saturée équation de l'écoulement :

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = 0$$

$$\text{avec} \quad \begin{array}{l} K = K_{\text{sat.}} = K_0 \\ c = 0 \\ \theta = n \end{array}$$

→ Base de la nappe ($z=L$) condition à la limite :

$$\frac{\partial \psi}{\partial z}(L,t) = -\frac{q'(t)}{K_0} + 1$$

fig. I-2

(alimentation ou fuite)

5.1. Description

Ces effets sont complexes, néanmoins des essais antérieurs ont permis de dégager quelques principes généraux des caractéristiques de l'hystérésis dans la relation $\psi(\theta)$. [POULOVASSILIS (1962), TOPP et MILLER (1966)].

Il est à présent reconnu que cette relation est représentée, pour un matériau donné, par un domaine à forte hystérésis limité par deux courbes uniques principales correspondant :

- la première, à un drainage à partir de l'état saturé
(branche principale de succion en drainage, notée ψ_{1d})
- la seconde, à une humidification à partir de l'état sec
(branche principale de succion en humidification, notée ψ_{1h}).

Ainsi, pour une même succion, la teneur en eau peut varier entre deux limites extrêmes définies par l'intersection de l'horizontale ψ avec les deux courbes de succion principales (fig. I.3.a).

Toute évolution de l'état hydrique du sol, autre que celle correspondant aux deux processus limites, est représentée par une courbe de succion à l'intérieur du cycle limité par les deux branches principales. Les essais de TOPP et MILLER mettent en évidence deux réseaux de courbes de succion : (scanning curves)

- la famille de courbes primaires en drainage
- la famille de courbes primaires en humidification

reliant les deux branches principales (fig. I.3.b).

Ainsi, l'humidification à partir d'une teneur en eau résiduelle, s'effectue selon une courbe primaire en humidification, différente de la branche principale ψ_{1h} . Notons que par un point du domaine passe une courbe de succion appartenant à chaque famille.

Remarquons que ces courbes de succion correspondent à une évolution monotone de la teneur en eau (croissante pour une courbe de succion en humidification et décroissante pour une courbe de succion en drainage), et dans le cas général la variation de teneur en eau en un point du sol peut être plus complexe, comme nous le verrons dans l'analyse d'une redistribution qui succède à une période d'infiltration.

La description des caractéristiques de l'hystérésis de succion que nous venons de présenter est, de ce fait, insuffisante. Il est en particulier nécessaire de déterminer par ailleurs, la façon dont s'effectue dans le plan $\psi - \theta$, le passage d'une humidification à un drainage ou vice-versa d'un drainage à une réhumidification. Cette analyse fera l'objet d'une étude expérimentale, mais il est d'ores et déjà permis de supposer qu'à un processus continu de sorption et désorption correspond un cycle secondaire à l'intérieur du domaine (fig. I.3.c).

On conçoit, dès lors, que si dans de rares cas la loi $\psi(\theta)$ est connue et unique (branches principales de succion), aucune relation simple ne peut être explicitée dans le cas général et on peut penser qu'à priori la courbe de succion pour une évolution quelconque de l'état hydrique du sol dépend très fortement, non seulement des conditions initiales de teneur en eau, mais encore de l'évolution antérieure. Nul doute que ces phénomènes d'hystérésis constituent la difficulté majeure de la physique de ces écoulements, car si l'équation générale de l'écoulement sous la forme (I.12) tient compte implicitement des effets d'hystérésis, sa résolution est impérativement subordonnée à la connaissance non seulement de l'infinité des relations $\psi(\theta)$ mais encore des caractéristiques de l'hystérésis affectant la conductivité capillaire.

5.2. Hypothèse de base

A cet effet une théorie générale de l'hystérésis a été développée par POULOVASSILIS (1962, 1969).

Nous l'exposerons brièvement non sans avoir rappelé auparavant l'hypothèse la plus couramment invoquée pour expliquer ces phénomènes. Selon cette hypothèse émise par HAINES (1930) et reprise par MILLER-MILLER (1956), l'effet des forces de rétention serait plus important en drainage qu'en humidification en raison des effets capillaires.

De ce fait, si nous considérons un pore isolé, limité par ses deux sections de sortie, le ménisque de l'interface eau-air se bloquerait dans un orifice correspondant à un pore plein, au cours d'un drainage, alors qu'en humidification, cette interface s'établirait dans la section correspondant au pore vide.

5.3. Théorie des domaines indépendants

Moyennant ce concept, diverses études théoriques ont été effectuées en adaptant par ailleurs, aux milieux poreux non saturés la théorie des domaines indépendants développée par NEEL (1943) et EVERETT (1952).

L'Hystérésis de succion

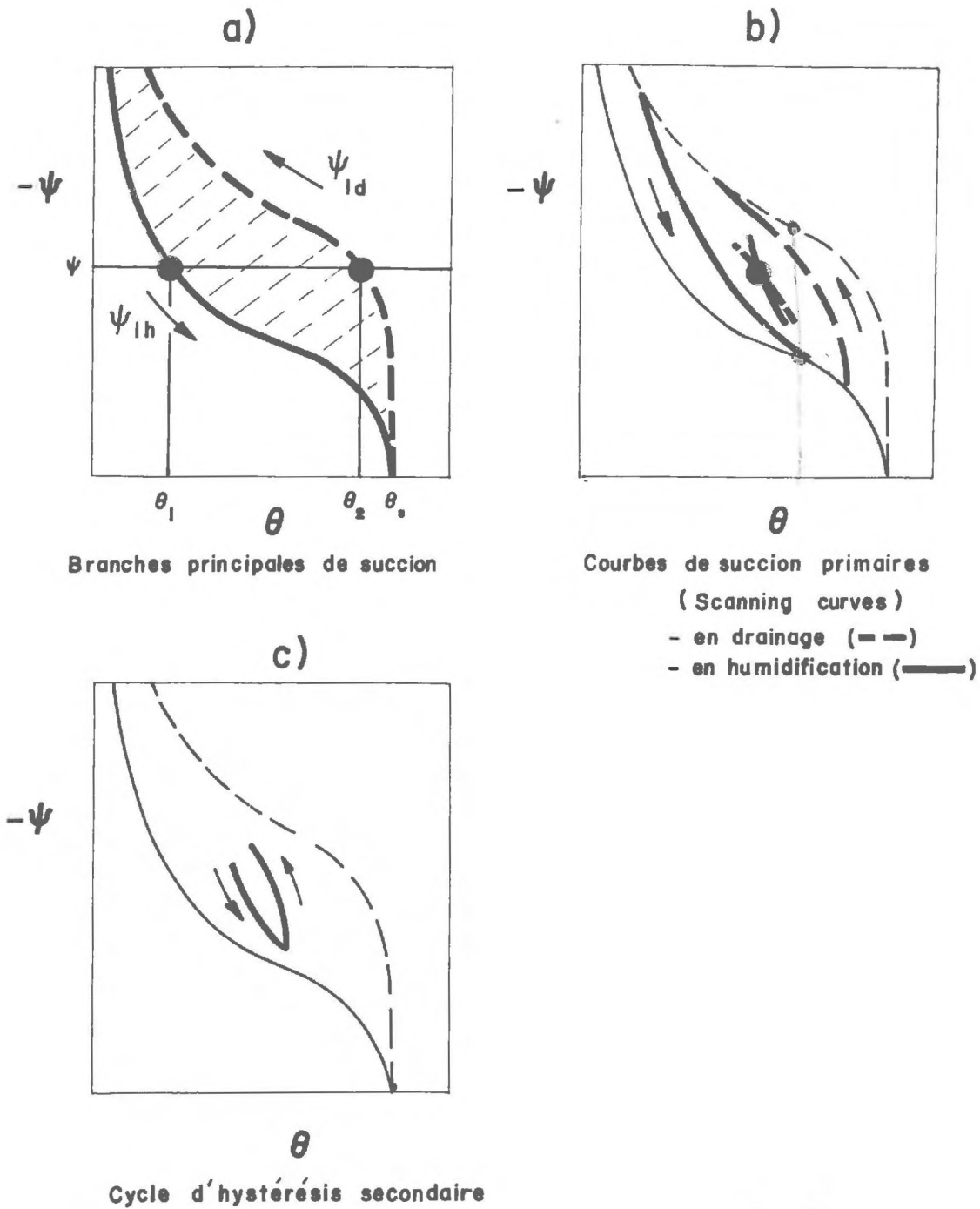


fig. I-3

Ces études reposent sur les deux hypothèses suivantes :

a) les interstices du milieu poreux sont constitués par différentes catégories de pores (ou domaines).

Chaque catégorie étant définie par :

- la succion à laquelle le pore se vide instantanément et au delà de laquelle il reste à l'état vide.
- la succion à laquelle le pore se remplit instantanément et au delà de laquelle il reste à l'état plein.

b) chaque catégorie de pore se comporte indépendamment des autres catégories.

On conçoit que ces hypothèses permettent d'établir à partir des deux branches principales délimitant le domaine d'hystérésis, un diagramme de distribution de l'eau dans ces pores en fonction des succions en drainage et des succions en humidification et d'en déduire les courbes de succion à l'intérieur du cycle d'hystérésis principal.

Citons à ce sujet les travaux de POULOVASSILIS (1962) repris récemment (1969) afin de tenir compte des effets d'air piégé dans le sol.

° °

°

CONCLUSIONS - BUT DE L'ETUDE

L'adaptation par POULOVASSILIS de la théorie des domaines indépendants à l'étude de l'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés ne semble cependant pas être pleinement satisfaisante ainsi que le soulignent TOPP et MILLER (1966) et plus récemment TOPP (1969) après avoir observé des écarts importants entre les courbes de succion expérimentales et théoriques.

Cependant, nous noterons que peu d'analyses tant qualitatives que quantitatives des phénomènes d'hystérésis ont été réalisées jusqu'ici, en raison du grand nombre de résultats expérimentaux qu'elles exigent.

Les méthodes expérimentales traditionnelles s'avèrent fastidieuses. Rappelons qu'elles utilisent des plaques de succion permettant de mesurer la succion imposée à l'échantillon de sol, la teneur en eau correspondante étant déterminée par gravimétrie.

En effet, à chaque point expérimental du domaine (Ψ, θ) doit correspondre un état d'équilibre dans l'échantillon considéré. La durée des essais est par conséquent, généralement très longue.

Il apparaît donc nécessaire de développer une méthode de mesure dynamique permettant de parcourir très rapidement l'ensemble du domaine à hystérésis pour un écoulement dans une colonne de sol.

Un certain nombre de travaux concernant les écoulements dans les milieux poreux non saturés permettent d'observer que durant une période de redistribution succédant à une période d'infiltration, chaque section est drainée après avoir été humidifiée préalablement [WATSON (1967), VACHAUD (1966)].

On conçoit dès lors qu'un tel type d'écoulement puisse permettre d'étudier les caractéristiques de l'hystérésis de succion si dans une section donnée la teneur en eau et la succion capillaire peuvent être mesurées à un instant donné, simultanément et indépendamment.

L'étude d'un dispositif de mesure de teneur en eau et d'un dispositif de mesure tensiométrique adéquats, fait précisément l'objet du chapitre suivant. Nous nous proposerons ensuite d'étudier une série d'infiltrations et de redistributions verticales dans une colonne de sol afin d'en déduire les caractéristiques des effets d'hystérésis dans la relation succion-teneur en eau.

Cette analyse doit permettre en particulier de préciser le mécanisme de passage d'une humidification à un drainage à l'intérieur du domaine d'hystérésis. Le schéma de fonctionnement de l'hystérésis décrit par TOPP et MILLER et qui est rappelé ci-dessus, pourra être ainsi utilement complété et nous espérons pouvoir en déduire quelques principes généraux qui pourront fournir des hypothèses valables pour la simulation des écoulements en milieux poreux non saturés compte tenu des phénomènes d'hystérésis.

BIBLIOGRAPHIE

Chapitre I

- BOLT G.H., 1969 - On the magnitude of coupling effects between different fluxes in porous media.
Publi. AIHS XIV 3.
- ELRICK D.E. et AALDERS J.H.M., 1967 - Mechanics of the movement of moisture and Chemical substances in soils. Soil Moisture.
Proceedings of Hydrology Symposium n°6 - SASKATCHEWAN (51-76).
- EVERETT D.H., 1952 - A general approach to hysteresis.
Trans. Faraday Soc. 48 (749-757).
- FREEZE R.A. et WITHERSPOON P.A., 1966 - Theoretical analysis of regional groundwater.
Water Res. Research 2 (641-656).
- FREEZE R.A., 1967 - The continuity between groundwater Flow systems and flow in the Unsaturated zone.
Soil Moisture. Proceedings of Hydrology Symposium n°6 - SASKATCHEWAN (205-232).
- GUELIN P., 1969 - Milieux poreux non saturés et théorie des mixtures.
Publi. AIHS, XIV, 3 (29-48).
- HAINES W.B., 1930 - Studies in the physical properties of soils.
J. Agric. Sci. 20 (97-116).
- KLUTE A., 1952 - Some theoretical aspects of the flow of water in unsaturated soils.
Soil Sci. Soc. Am. Proc, 2 (641-655).
- MILLER E.E. et MILLER R.D., 1956 - Physical theory for capillary flow phenomena.
J. Appl. Phys., 27 (324-332).
- NEEL L., 1942 - Théorie des lois d'aimantation de Lord RAYLEIGH.
Cahiers de Physique 12 , (1-20).
- PHILIP J.R., 1955 - Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration dependant.
Trans. Faraday Soc. 51 (885-892).

- PHILIP J.R., 1969 - The theory of infiltration.
Advances in Hydrosience, vol.5 (215-296).
- POLOUBARINOVA-KOTCHINA R., 1962 - Theory of groundwater movement.
Princeton University Press.
- POULOVASSILIS A., 1962 - Hysteresis of pore water ; an application of the concept
of independant domains.
Soil Sci. 93 (405-412).
- POULOVASSILIS A., 1969
a) Hysteresis of pore water in granular porous bodies.
Soil Sci. 109 (5-12).
b) The effect of the entrapped air on the hysteresis curves of a
porous body and on its hydraulic conductivity.
Soil Sci. 109 (154-162).
- RICHARDS L.A., 1931 - Capillary conduction of liquids through porous medium.
Physics 1, (318-333).
- RUBIN J., 1966 - Numerical analysis of ponded rainfall infiltration.
Symp. on water in the unsaturated zone - WAGENINGEN
Publi. AIHS B2 (440-451).
- SCHNEEBELLI G., 1966 - Hydraulique souterraine.
Ed. Eyrolles - PARIS.
- SWARZENDRUBER D., 1968 - The applicability of Darcy's law.
Soil Sci. Soc. Am. Proc., 32 (11-18).
- TOPP G.C. et MILLER E.E., 1966 - Hysteretic moisture characteristics an hydraulic
conductivities for glass-bead media.
Soil Sci. Soc. Am. Proc. 30 (156-162).
- TOPP G.C., 1969 - Soil water hysteresis measured in a sandy loam compared with
the Hysteretic Domain Model.
Soil Sci. Soc. Am. Proc. 33 (645-651).
- VACHAUD G., 1967 - Etude d'une redistribution après l'arrêt d'une infiltration
horizontale.
Symposium on water in the unsaturated zone. Publ. AIHS 82 (277-294).
- VACHAUD G., 1967 - Vérification de la loi de Darcy généralisée.
Symposium on Water in the unsaturated zone. WAGENINGEN. Publ. AIHS 82
(415-428).
- VACHAUD G., 1968 - Contribution à l'étude des problèmes d'écoulement en milieux
poreux non saturés.
Thèse de Doctorat ès-Sciences physiques. GRENOBLE.
- VACHAUD G. et THONY J.L., 1969 - Ecoulements non permanents des nappes à surface
libre.
Publ. AIHS XIV, 3 (199-215).
- VACHAUD G. et GUELIN P., 1969 - Equations et modèles mathématiques pour le calcul
des transferts d'eau dans la zone de sol non saturée.
La Houille Blanche, 8 (817-827).

WATSON K.K., 1967 - Experimental and numerical study of column drainage.
Proc. ASCE, J. of Hydraulics Division vol. 93 HY2 (1-15).

WHISLER F.D. et BOUWER H., 1970 - Comparison of methods for calculating vertical
drainage and infiltration for soils.
J. of Hydrology 10 (1-19).

YOUNGS E.G., 1957 - Moisture profiles during vertical infiltration.
Soil Sci. 84 (283-309).

YOUNGS E.G., 1960 - The drainage of liquids from porous materials.
J. of Geophys. Research 5 (4025-4030).

CHAPITRE II

PRINCIPES DE MESURE ET TECHNIQUES EXPERIMENTALES

Après ce rappel de quelques caractéristiques générales essentielles des écoulements isothermes en milieux poreux non saturés, nous nous proposons à présent de décrire les méthodes expérimentales qui permettent de déterminer les évolutions des deux variables fondamentales de l'écoulement : la teneur en eau volumique et la succion capillaire.

Nous présenterons successivement ces deux types de mesure en rappelant tout d'abord brièvement leur principe de base respectif :

- Mesure par radioactivité pour la teneur en eau
- Mesure tensiométrique pour la succion.

Nous nous étendrons davantage sur la technologie des mesures et les mises au point qu'elles nécessitent, notamment afin d'étudier des écoulements transitoires. Nous serons ainsi amenés à analyser l'atténuation par un sol humide, d'un faisceau de rayonnement gamma émis par l'Américium 241. Cet isotope semble être en effet plus approprié que le Césium 137 traditionnellement utilisé jusqu'ici pour la mesure des teneurs en eau. Nous étudierons par ailleurs le fonctionnement d'un dispositif de mesure tensiométrique qui comporte un capteur de pression.

Ces deux techniques seront ensuite éprouvées, afin de déterminer leurs performances réelles, sur un dispositif expérimental simple, lors d'une humidification suivie du drainage d'un échantillon de sol.

CARACTERES PARTICULIERS DES MESURES EN MILIEUX POREUX NON SATURES

Au préalable, citons les exigences particulières auxquelles doivent satisfaire les méthodes de mesure des écoulements transitoires dans un sol. Le dispositif d'une étude expérimentale des écoulements en milieux poreux non saturés et plus particulièrement des phénomènes d'hystérésis doit permettre de mesurer simultanément en un même point, la concentration en eau du milieu défini par la teneur en eau volumique θ ainsi que l'état énergétique de l'eau caractérisé par sa succion Ψ . Remarquons cependant qu'en tout état de cause, la connaissance des profils hydriques et des profils de succion permet d'établir la corrélation $\Psi(\theta)$ désirée.

Par ailleurs, la dynamique de réponse de l'appareillage doit être particulièrement bien adaptée aux évolutions des grandeurs mesurées. Il importe de préciser dès à présent, qu'aucune des deux méthodes de mesure ne permet d'obtenir une vraie valeur instantanée de la grandeur mais une valeur moyenne sur un intervalle de mesure donné. Il est clair que l'analyse d'un phénomène transitoire tel que l'infiltration ou la redistribution que nous nous proposons d'étudier sera d'autant plus précise que la mesure des grandeurs qui caractérisent le phénomène sera rapide. Cette condition est d'autant plus impérative pour cette analyse que les variations peuvent être très brutales, tout au moins durant la phase initiale du mouvement.

Il est d'autre part nécessaire de disposer soit d'un dispositif de mesure mobile, soit d'un appareillage multiple implanté dans le sol afin de déterminer l'évolution spatio-temporelle de la grandeur mesurée.

Notons enfin qu'en aucun cas, la méthode de mesure ne doit comporter une destruction ou un remaniement de l'échantillon. Il est, de plus, indispensable que l'appareillage de mesure ne perturbe pas l'écoulement ni ne crée de singularités au sein du milieu poreux.

Ces quelques remarques nous ont guidés tout au long des mises au point de l'appareillage de mesure que nous exposerons après avoir rappelé brièvement le principe de chaque type de mesure utilisé.

1 - MESURE DES TENEURS EN EAU VOLUMIQUES

Les méthodes de mesure des teneurs en eau sont nombreuses et variées citons en particulier la méthode gravimétrique (prélèvement de quantités de sol séchées à l'étuve), méthode simple mais qui nécessite la destruction de l'échantillon et qui s'avère en fait délicate pour la mesure d'une teneur en eau volumique ; et la méthode radioisotopique.

De toute façon, il n'est pas concevable de prélever des échantillons dans un modèle en cours d'essais lorsqu'il s'agit de déterminer une évolution des teneurs en eau au cours d'écoulements transitoires. Aussi, la mesure de l'humidité par radioactivité a-t-elle fait l'objet de nombreux travaux et a permis des progrès considérables dans le domaine de la physique des écoulements en milieux non saturés en raison du caractère non destructif de cette mesure.

Deux types de mesure par radioactivité ont été développés :

- la transmission d'un faisceau de neutrons thermiques
- la transmission d'un rayonnement gamma absorbé ensuite par la matière.

En laboratoire, une faveur plus grande est accordée à la mesure des teneurs en eau par absorption de rayons gamma en raison des commodités de mise en oeuvre du dispositif.

Cette technique de mesure développée dès 1959 (FERGUSON) a été sans cesse améliorée. Bien que le Césium 137 ait été invariablement utilisé ; [DAVIDSON-BIGGAR-NIELSEN (1963), REGINATO-VAN BAVEL (1964), WACK (1967), VACHAUD (1968)], des progrès sensibles ont été réalisés dans l'appareillage électronique de détection permettant par ailleurs une utilisation plus large de ce dispositif.

Au cours des essais, seule la technique de mesure par absorption de rayonnement gamma a été utilisée. Nous n'en donnerons qu'un principe sommaire en nous étendant davantage sur la technologie de la mesure et sur l'utilisation d'un autre isotope, l'Americium 241.

1.1. Principe de la mesure de teneurs en eau par absorption de rayonnement gamma.

a) Rappel de Radioactivité

Rappelons que les rayons gamma sont comme les rayons X des ondes électromagnétiques. Ils sont émis par une source radioactive caractérisée par son activité

en curies (C_i) ou par l'intensité du rayonnement (nombre de désintégrations par seconde).

L'énergie du rayonnement émis par la source se répartit suivant un spectre caractérisé par l'énergie de ses pics exprimée en électrons-volts ou ses multiples.

L'intensité de la source décroît régulièrement dans le temps suivant une loi exponentielle. Cette décroissance est définie par la demi-vie ou période du radioélément, temps au bout duquel son intensité diminue de moitié.

L'émission du rayonnement est un phénomène aléatoire et on peut admettre qu'elle obéit à la loi de Poisson.

La détection du rayonnement s'effectue à l'aide de compteurs de deux types :

- GEIGER-MULLER, utilisés le plus fréquemment pour les mesures in situ,
- détecteurs à scintillation pour les mesures en laboratoire.

Le principe de ces derniers est le suivant : chaque photon détecté produit une impulsion électrique qui peut être comptabilisée à l'aide d'une échelle de comptage. L'amplitude de cette impulsion est proportionnelle à l'énergie du photon détecté.

Notons que le nombre d'impulsions détecté par unité de temps est proportionnel à l'intensité du faisceau si toutefois le bruit de fond du détecteur est négligeable. Dans ce cas, la loi de Poisson peut également être appliquée à la distribution des comptages.

Le processus d'interaction du rayonnement avec la matière dépend de l'énergie des photons incidents. Les deux effets que l'on observe pour des énergies couramment utilisées et inférieures à un MeV sont les suivantes :

- l'effet photo-électrique (absorption vraie)
- la diffusion Compton (absorption progressive, perte d'énergie par chocs élastiques).

b) Loi d'absorption

Pour un faisceau incident parallèle, d'intensité I , formé de photons gamma monoénergétiques, traversant une couche d'absorbant de masse volumique ρ et

d'épaisseur dx , la variation d'intensité du faisceau est donnée par la relation :

$$dI = -\mu \cdot \rho \cdot I \, dx \quad (II.1)$$

μ étant le coefficient d'absorption massique de l'absorbant qui dépend de sa nature chimique et de l'énergie du faisceau incident [GRODSTEIN (1957)].

Pour un absorbant homogène et un rayonnement monoénergétique, l'équation (II.1) peut s'intégrer sous la forme :

$$I = I_0 \exp(-\mu \rho l) \quad (II.2)$$

ou en remplaçant l'intensité I par le taux de comptage N qui lui est proportionnel :

$$N = N_0 \exp(-\mu \rho l) \quad (II.3)$$

N_0 désignant le taux de comptage avant absorption et N celui après absorption.

La loi exponentielle d'absorption peut être généralisée pour un absorbant hétérogène en particulier pour un sol humide ; elle s'écrit alors, en négligeant l'absorption du faisceau par l'air :

$$N' = N_0' \exp \left[- (\mu_s \rho_d + \mu_w \rho_w \theta) l \right] \quad (II.4)$$

avec μ_s : coefficient d'absorption massique du sol de masse volumique sèche ρ_d

μ_w : coefficient d'absorption massique de l'eau de masse volumique ρ_w

θ : teneur en eau volumique du sol

l : étant l'épaisseur de l'échantillon.

Si l'atténuation du faisceau par le sol sec est connue, la teneur en eau volumique θ peut être déterminée par la relation simple :

$$N_w = N_s \exp(-\mu_w \rho_w \theta l) \quad (II.5)$$

N_W : taux de comptage à travers le sol humide.

N_S : taux de comptage à travers le sol sec.

Soit :

$$\theta = \frac{1}{\mu_w \rho_w l} \ln \frac{N_S}{N_W} \quad (\text{II.6})$$

D'une manière plus générale :

$$\theta_2 = \theta_1 + \frac{1}{\mu_w \rho_w l} \ln \frac{N_{W1}}{N_{W2}} \quad (\text{II.7})$$

N_{W1} : taux de comptage dans le sol de teneur en eau θ_1

N_{W2} : taux de comptage dans le sol de teneur en eau θ_2

La variation du taux de comptage permet donc de déterminer aisément la variation de teneur en eau si le coefficient d'absorption massique de l'eau est connu avec une précision suffisante.

Notons que la sensibilité de la mesure peut être définie par le contraste :

$$\frac{\Delta N}{\Delta(\rho \theta)} = - \mu_w \rho_w N \quad (\text{II.8})$$

Elle dépend de l'énergie du rayonnement (μ_w) et de l'intensité du faisceau (N).

Compte tenu de l'hypothèse sur la distribution du rayonnement détecté, si pendant un intervalle de temps t de comptage, Nt impulsions sont enregistrées, l'écart-type de la mesure vaut :

$$\sigma = \sqrt{Nt}$$

En choisissant un degré de certitude de 95 %, la mesure sera donc définie par un intervalle de confiance :

$$\pm 2 \sigma = 2 \sqrt{Nt}$$

L'erreur relative sur le taux de comptage mesuré pendant un intervalle de temps t sera donc :

$$\frac{\Delta N}{N} = \pm \frac{2 \sqrt{Nt}}{Nt} \quad (\text{II.9})$$

Il en résulte l'erreur relative sur la valeur de la teneur en eau :

$$\frac{\Delta \theta}{\theta} < \frac{\Delta \rho_w}{\rho_w} + \frac{\Delta \mu_w}{\mu_w} + \frac{\Delta l}{l} + \frac{\Delta \ln(N_s/N_w)}{\ln(N_s/N_w)}$$

Soit, compte-tenu de (II.8) :

$$\frac{\Delta \theta}{\theta} < \frac{\Delta \rho_w}{\rho_w} + \frac{\Delta \mu_w}{\mu_w} + \frac{\Delta l}{l} + \frac{2}{\ln(N_s/N_w)} \left[\frac{1}{\sqrt{N_s t}} + \frac{1}{\sqrt{N_w t}} \right] \quad (\text{II.10})$$

Application numérique

$$\mu_w = 0,19981 \pm 0,00002 \text{ cm}^2/\text{g}$$

$$\frac{\Delta \mu_w}{\mu_w} = 1 \cdot 10^{-4}$$

$$\rho_w = 1 \text{ g/cm}^3 \text{ (au lieu de } 0,99907 \text{ à } 20^\circ)$$

$$\frac{\Delta \rho_w}{\rho_w} = 5 \cdot 10^{-4}$$

$$l = 5 \pm 0,002 \text{ cm}$$

$$\frac{\Delta l}{l} = 4 \cdot 10^{-4}$$

$$N_s = 3901,65 \text{ cps}$$

$$N_w = 2889,16 \text{ cps pour une teneur en eau de } 0,30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3.$$

Pour une durée de comptage de 30 secondes :

$$\frac{2}{\ln \frac{N_s}{N_w}} \left[\frac{1}{\sqrt{N_s t}} + \frac{1}{\sqrt{N_w t}} \right] = 4,21 \cdot 10^{-2}$$

Il en résulte :

$$\frac{\Delta \theta}{\theta} < 4,3 \cdot 10^{-2}$$

Handwritten calculations:
 $\frac{2}{\ln \frac{N_s}{N_w}} = 6,67 \cdot 10^{-2}$
 $\frac{1}{\sqrt{N_s t}} + \frac{1}{\sqrt{N_w t}} = 0,0346$
 $\frac{1}{\sqrt{3901,65 \cdot 30}} + \frac{1}{\sqrt{2889,16 \cdot 30}} = 0,0346$

Pour une durée de comptage de 60 secondes :

le dernier terme du calcul d'erreurs vaut $2,97 \cdot 10^{-2}$

soit : $\frac{\Delta \theta}{\theta} < 3,1 \cdot 10^{-2}$.

Il apparaît que le dernier terme est prépondérant. Par conséquent, les comptages devront être effectués pendant un temps suffisamment long. En tout état de cause, la durée des comptages doit être supérieure à 60 secondes pour obtenir une précision absolue de $0,01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Cependant, pour que la mesure puisse être significative d'une variation de teneur en eau, elle pourra dans certains cas être inférieure.

Notons essentiellement que la loi d'absorption donnée par (II.4) n'est correcte que si l'effet Compton est éliminé.

c) Conditions d'utilisation de la méthode

Cette méthode de mesure présente un intérêt incontestable. Rappelons néanmoins que son utilisation est conditionnée par deux impératifs essentiels :

- . le rayonnement doit être monoénergétique ; le spectre du rayonnement doit posséder un pic principal d'émission bien défini.
- . les photons diffusés dont l'énergie est plus faible que celle des photons du faisceau incident, doivent être éliminés par une discrimination électronique des impulsions. Notons dès à présent que cette dernière condition impose par ailleurs une excellente géométrie de mesure caractérisée essentiellement par la finesse du faisceau, obtenue par collimation.

d) Equipement

La méthode de mesure par absorption de rayonnement gamma nécessite par ailleurs un équipement conséquent, représenté par le schéma descriptif de la figure II.1 qui comprend :

- . la source
- . la chaîne de détection
- . l'ensemble de comptage et d'enregistrement.

Cet appareillage est, à présent, d'utilisation courante aux Laboratoires de Mécanique des Fluides de GRENOBLE. Son fonctionnement a été décrit par VACHAUD (1968). Cependant, rappelons très brièvement que la chaîne de détection comprend :

- . un détecteur à scintillation comportant un cristal d'Iodure de Sodium activé au Thallium auquel est associé un photomultiplicateur alimenté

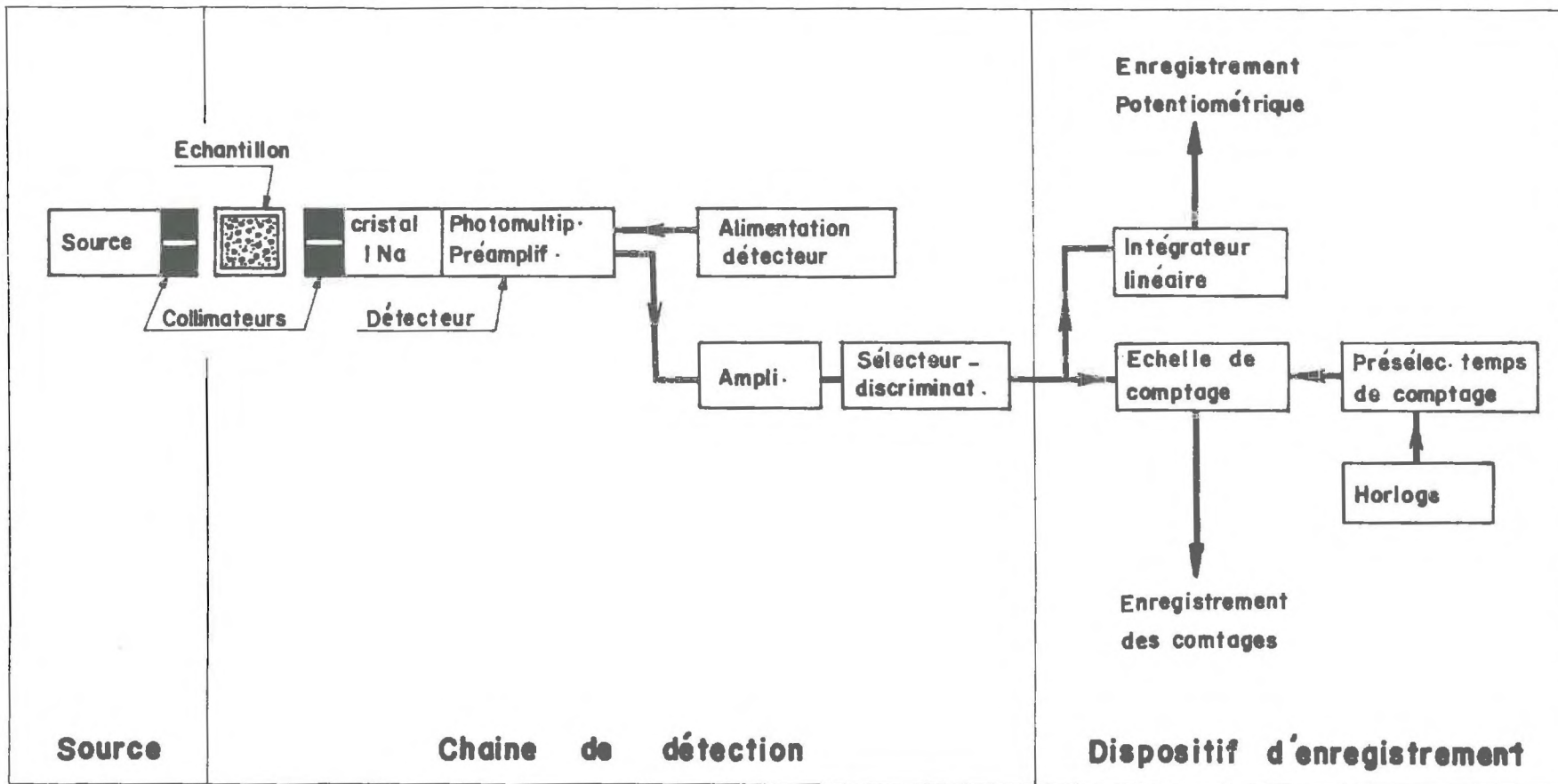


fig. II-1

Dispositif de mesure des teneurs en eau

- par une source haute tension stabilisée, et un préamplificateur.
- . un amplificateur linéaire d'impulsions.
- . un discriminateur-sélecteur d'amplitude qui permet précisément de rejeter les impulsions provenant de photons gamma diffusés et non entièrement absorbés et d'éliminer les bruits de fond du détecteur.

Les impulsions peuvent être soit comptabilisées sur une échelle de comptage pendant un intervalle de temps présélectionné, soit enregistrées en permanence après intégration par un ictomètre.

Notons que cet appareillage est très sensible aux variations de température et ne peut être utilisé que dans une salle climatisée si l'on veut éliminer les dérives thermiques.

e) Pertes de comptages par résolution

Après cette brève description, nous nous étendrons davantage sur une des caractéristiques essentielles de cet équipement qui concerne le temps de résolution de la chaîne de détection et les pertes de comptage qui en résultent.

On conçoit en effet qu'une impulsion ne puisse pas être enregistrée par suite des pertes par résolution dans l'appareillage de la chaîne de détection. Notamment, une particule ionisante ne peut pas fournir d'impulsion à la photocathode du photomultiplicateur si elle bombarde le cristal pendant le court instant où celui-ci a été rendu insensible par la particule précédente. Par ailleurs, le tiroir de sélection d'amplitude des impulsions crée, de par son fonctionnement en bistable, des pertes de comptage.

Si généralement le temps de résolution du détecteur est très faible (de l'ordre de 10^{-8} s), le temps de résolution du tiroir de sélection des amplitudes d'impulsion n'est pas négligeable. Il est en effet de l'ordre de 1 à $5 \cdot 10^{-6}$ s.

Soit τ , le temps minimum qui sépare l'enregistrement séparé de 2 impulsions sur l'échelle de comptages. Si pendant l'unité de temps, l'échelle de comptage a enregistré N impulsions, l'appareillage aura été insensibilisé durant un temps $N\tau$.

Le rapport du nombre N' d'impulsions incidentes au nombre N compté est égal à celui du temps total au temps actif :

$$\frac{N'}{N} = \frac{1}{1 - N\tau} \quad (\text{II.11})$$

le taux de comptage réel est donc obtenu par la relation :

$$N' = \frac{N}{1 - N\tau} \quad (\text{II.12})$$

Les pertes de comptage s'évaluent à l'aide de l'expression dérivée :

$$N' - N = \frac{1}{1 - N\tau} - 1 \quad (\text{II.13})$$

et on observe qu'elles sont d'autant plus importantes que le taux de comptage est grand.

L'évaluation du taux de comptage réel est donc subordonné à la connaissance du temps de résolution de la chaîne de détection.

Compte tenu des pertes par résolution, la loi exponentielle d'absorption s'écrit :

$$\ln \frac{N_0}{N} \cdot \frac{1 - N\tau}{1 - N_0\tau} = \mu \rho l \quad (\text{II.14})$$

N_0 et N étant les taux de comptage mesurés respectivement à vide et à travers un absorbant de coefficient d'absorption massique μ , de masse spécifique ρ et d'épaisseur l .

Ainsi, une mesure à travers une lame d'eau d'épaisseur connue a permis de déterminer le temps de résolution de l'appareillage. Nous avons obtenu : $\tau = 3,10 \pm 0,1 \mu\text{s}$. Notons qu'un système de deux équations analogues à (II.14) obtenues pour deux épaisseurs différentes d'un même absorbant permet de s'affranchir de la connaissance du coefficient d'absorption pour la mesure du temps de résolution.

Le résultat précédent a d'ailleurs été confirmé par des essais au moyen d'un générateur d'impulsions. Rappelons que les pertes de résolution ont lieu essentiellement lors de la sélection des impulsions. Le générateur d'impulsions à fréquence variable a permis de déterminer le seuil de fréquence pour lequel toute impulsion émise à l'entrée du tiroir de sélection est enregistrée à la sortie. Le temps de résolution correspondant était de 3.10^{-6} sec.

**Influence du temps de résolution
de la chaîne de détection dans la détermination
expérimentale du coefficient d'absorption de l'eau μ_w .**

τ (sec)	X = 5 cm	X = 3 cm	X = 1 cm
0	0,18184	0,18248	0,18105
$3 \cdot 10^{-6}$	0,19072	0,19303	0,19361
$5 \cdot 10^{-6}$	0,19666	0,20078	0,20293

$$\mu_w = \frac{1}{\rho_w X} \ln \left[\frac{N_0'}{N'} \right]$$

$$N' = \frac{N}{(1 - N \cdot \tau)}$$

fig.II-2

Ainsi que le soulignent GARDNER (1965) et GROENEVELT (1969) ainsi que FRITTON (1969), il y a généralement lieu de tenir compte des pertes par résolution dans un comptage gamma. Néanmoins, elles peuvent être négligées si le taux de comptage n'est pas trop élevé. Il en est de même pour une mesure de teneur en eau par contraste entre l'absorption dans le sol sec et dans le sol humide, les taux de comptage étant alors du même ordre de grandeur.

Observons cependant, figure II.2, l'influence de la correction de temps de résolution sur la valeur expérimentale du coefficient d'absorption μ_w de l'eau obtenu par atténuation d'un faisceau à travers des lames d'eau de différentes épaisseurs.

1.2. Utilisation de l'AMERICIUM 241

a) Caractéristiques de cet isotope

Parmi les radioisotopes générateurs de rayons gamma, le Césium 137 a été le plus couramment utilisé pour la mesure des teneurs en eau. Son spectre de rayonnement possède un pic principal bien défini. Une discrimination des impulsions s'effectue de ce fait sans difficulté, si bien que pour une géométrie de mesure satisfaisante, la loi d'absorption exponentielle est parfaitement vérifiée, pour une très large gamme de variation du taux de comptage [VACHAUD (1968)]. Par ailleurs, pour cet isotope, la valeur expérimentale du coefficient d'absorption de l'eau est très voisine de la valeur théorique déterminée par GRODSTEIN (1957).

Cependant, le Césium 137 est un isotope très énergétique et compte tenu des dispositions réglementaires de protection, son utilisation exige un blindage de plomb conséquent, ce qui soulève d'importants problèmes technologiques lorsque l'ensemble de mesure doit être mobile.

Dès 1956, MILLER avait suggéré l'utilisation de l'Américium 241 bien moins énergétique. Sa rareté et son coût élevé ne permettait pas son utilisation systématique en remplacement du Césium 137. Cependant compte tenu d'un certain nombre de critères devant fixer le choix d'un isotope énoncés par BERMAN et HARRIS (1954) l'utilisation de l'Américium 241 se justifie pleinement dès lors que son prix est devenu abordable.

Citons en effet les caractéristiques essentielles de cet isotope :

Le spectre de l'émission gamma de l'Américium 241 présente un pic principal d'émission pour une énergie de 60 KeV (l'énergie du pic principal du Césium 137

vaut 662 KeV). Sous réserve d'une discrimination des impulsions, la loi d'absorption doit être exponentielle.

L'énergie du rayonnement étant faible, le faisceau gamma de l'Américium 241 doit être sensible aux variations de teneur en eau. En effet rappelons que le contraste, caractérisant la sensibilité de la mesure, est proportionnel au coefficient d'absorption massique de l'eau (équation II.8). Par ailleurs, le coefficient d'absorption varie en raison inverse de l'énergie de rayonnement, pour les énergies considérées (GRODSTEIN). Le contraste est donc d'autant plus grand que l'énergie du rayonnement est faible. Remarquons que pour une même intensité de faisceau, le contraste obtenu avec l'Américium est bien supérieur à celui du Césium. *→ K_{comp} & Ray!*

Notons que le contraste est par ailleurs proportionnel à l'intensité du faisceau. Il ne peut cependant être amélioré que dans une certaine limite en augmentant cette intensité, par suite des pertes de comptage par résolution.

Comme nous l'avons souligné précédemment, l'Américium 241 est peu énergétique et n'exige pas de ce fait, un blindage de protection important. A titre d'exemple, d'après GARDNER et CALISSENDORF (1967) une épaisseur de plomb de 0,2 cm est suffisante pour une source de 300 mCi. Pour cette même activité, l'épaisseur de plomb correspondante est de 8,7 cm dans le cas du Césium 137.

En pratique, l'épaisseur de l'enveloppe d'un container pour une source d'Américium est de quatre à cinq fois plus faible que celle d'un container de Césium, et le poids de la source est de ce fait cent fois plus faible. D'ailleurs, généralement, les sources d'Américium sont livrées dans une enveloppe en acier.

Enfin, la période de l'Américium 241 est de 458 ans (elle n'est que de 30 ans pour le Césium 137). La correction que nécessite une dérive d'intensité en cours d'essais est de ce fait négligeable.

En effet, la dérive a pour expression :

$$\frac{\Delta N}{N} = 1 - e^{-\lambda \Delta t} \quad \text{d'après la loi exponentielle de décroissance}$$

d'intensité.

avec $\lambda = \frac{\text{Log } 2}{T}$, T étant la période du radio-élément.

Au bout d'un mois d'essais elle vaut :

$1,2 \cdot 10^{-4}$ pour l'Américium

$1,9 \cdot 10^{-3}$ pour le Césium.

D'après ces caractéristiques, il semble que l'utilisation de l'Américium 241 pour la mesure des teneurs en eau soit très prometteuse et il est même permis de penser que ses performances seront supérieures à celles du Césium. Aussi nous a-t-il paru intéressant de procéder à des essais, bien que des résultats peu encourageants sur son utilisation aient été obtenus au cours de recherches antérieures. Citons notamment les travaux de KING (1967) et plus récemment ceux de GROENEVELT, DE SWART et CISLER (1969).

b) Etude de l'atténuation du rayonnement gamma de l'Américium

Pour que l'utilisation de l'Américium 241 puisse se justifier, il nous appartient essentiellement de vérifier que la loi d'atténuation est exponentielle. Cependant, les publications citées précédemment soulignent toutes deux que le coefficient d'absorption massique expérimental de l'eau est généralement fort différent du coefficient théorique calculé par GRODSTEIN et qu'il peut varier très largement. L'utilisation de l'Américium peut donc paraître quelque peu douteuse et il importe avant tout d'étudier de très près le comportement d'un faisceau du rayonnement de cet isotope en présence d'un absorbant.

Comme le souligne GROENEVELT, la diffusion Compton constitue un processus important de l'interaction du rayonnement gamma de l'Américium avec un absorbant et il est probable que la géométrie de mesure influe fortement sur les caractéristiques de l'atténuation, entre autres sur la valeur du coefficient d'atténuation.

GROENEVELT montre que la perte d'énergie d'un photon lors d'une déviation est relativement peu importante pour une énergie de rayonnement faible. Nous notons que si l'angle de déviation est inférieur à 30° , la perte d'énergie correspondante est pour le rayonnement gamma de l'Américium inférieure à 1,5 %, alors qu'elle vaut 15 % pour le Césium.

On conçoit alors qu'un photon dévié plusieurs fois puisse arriver au détecteur avec une énergie supérieure au seuil fixé par la discrimination. Ces photons déviés seront alors comptabilisés comme des photons non absorbés. Le coefficient d'absorption expérimental pourra être, de ce fait, notablement inférieur au coefficient théorique puisque le contraste au cours de l'absorption sera plus faible que le contraste escompté.

Rappelons à ce sujet que le coefficient d'absorption théorique a été calculé en négligeant tous les photons déviés hors des parois d'un angle solide formé par la source supposée ponctuelle et la surface sensible du détecteur. On obtient ainsi pour l'eau :

$$\mu_w = 0,204 \text{ cm}^2/\text{g}$$

La mesure de teneur en eau par atténuation d'un rayonnement γ de l'Américium exige donc non seulement une excellente discrimination électronique des impulsions, mais également une géométrie de mesure très fine. La probabilité de détection du rayonnement diffusé, mais non totalement absorbé sera en effet d'autant plus grande que l'angle solide vu par le détecteur est grand.

Cette hypothèse est confirmée par les essais de GROENEVELT qui montre que le coefficient d'absorption expérimental pouvait être de 15 % inférieur à la valeur théorique et qu'il croissait lorsque l'on augmentait l'épaisseur de la collimation, au droit du détecteur en particulier.

Il apparaît, a priori, qu'en aucun cas la teneur en eau d'un échantillon ne peut être déterminée en utilisant dans la loi d'absorption exponentielle la valeur théorique du coefficient d'absorption de l'eau. Il importe donc de déterminer, pour une géométrie de mesure donnée, la valeur expérimentale de ce coefficient à partir d'atténuations dans l'eau pure. Encore faudra-t-il vérifier que la valeur obtenue satisfait bien à la mesure des teneurs en eau dans un sol en effectuant des essais d'absorption dans un sol humide, car il n'est pas exclu que les phénomènes de diffusion soient influencés par la présence d'une phase solide.

Remarquons enfin qu'on peut concevoir que le coefficient d'absorption de l'eau dépende de l'intensité du faisceau incident. Les essais de GROENEVELT montrent cependant qu'il est très sensiblement constant pour une très large gamme d'intensité. Dans ces essais, la variation d'intensité est obtenue en écartant la source du détecteur ; (l'intensité est inversement proportionnelle au carré de la distance qui sépare la source du détecteur).

Un certain nombre d'essais ont été effectués en utilisant deux géométries de mesure et en étudiant pour chaque géométrie, l'atténuation dans l'eau pure et dans un échantillon de sol humide.

b.1. Vérification de la loi exponentielle d'absorption pour une atténuation dans l'eau pure. Influence de la géométrie de mesure.

Ces essais consistent à étudier l'atténuation d'un faisceau par plusieurs lames d'eau d'épaisseur connues, en établissant une corrélation entre le logarithme des comptages et l'épaisseur par un calcul de régression linéaire, pour les deux géométries de mesure suivantes :

. géométrie (a) : le collimateur du détecteur est constitué par un disque de plomb de 9 mm d'épaisseur percé d'un trou de 4 mm de diamètre.

. géométrie (b) : le collimateur du détecteur est constitué par deux disques de plomb de 5 mm d'épaisseur séparés par 40 mm de duralumin. Le collimateur a ainsi 50 mm de large et il est percé d'un trou de 4 mm de diamètre.

On observe que pour la géométrie b, l'angle solide vu par le détecteur est ainsi considérablement réduit.

Le collimateur de la source est identique pour les deux géométries.

La figure II.3 représente les deux courbes de variation du logarithme des comptages en fonction de l'épaisseur de la lame d'eau, compte tenu des corrections dues aux pertes par résolution dans l'appareillage de détection.

Il résulte de l'analyse de ces deux courbes que la corrélation linéaire est excellente, quelle que soit la géométrie de mesure. Le coefficient d'absorption moyen de l'eau (proportionnel à la pente de la droite de corrélation) dépend fortement de la géométrie de mesure. Il s'avère que la géométrie (b) est relativement satisfaisante, car on observe que le coefficient d'atténuation expérimental ($\mu_w = 0,19981 \pm 0,00002 \text{ cm}^2/\text{g}$) est très voisin du coefficient théorique ($\mu_w = 0,204 \text{ cm}^2/\text{g}$), cette dernière valeur ne peut cependant être atteinte que si l'on a une géométrie infinie. On note cependant, pour cette géométrie, une diminution sensible des taux de comptage, par rapport à ceux obtenus avec la collimation peu épaisse, l'angle solide du faisceau étant plus réduit, et la distance de la source au détecteur plus grande.

b.2. Vérification de la loi exponentielle d'absorption, pour une atténuation par le sol humide. Influence de la géométrie de mesure.

Ces essais ont été réalisés sur un échantillon cylindrique de sol de 5 cm de diamètre et de 4,5 cm de hauteur, compacté uniformément dans un moule en plexiglas. Cet échantillon a été humidifié jusqu'à la saturation puis drainé par étapes successives en imposant à l'échantillon, pour chaque étape, un pas de suction. Nous

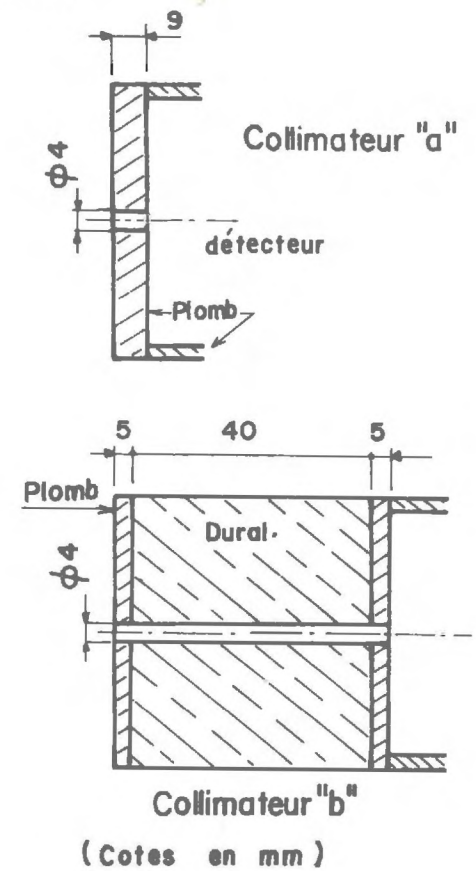
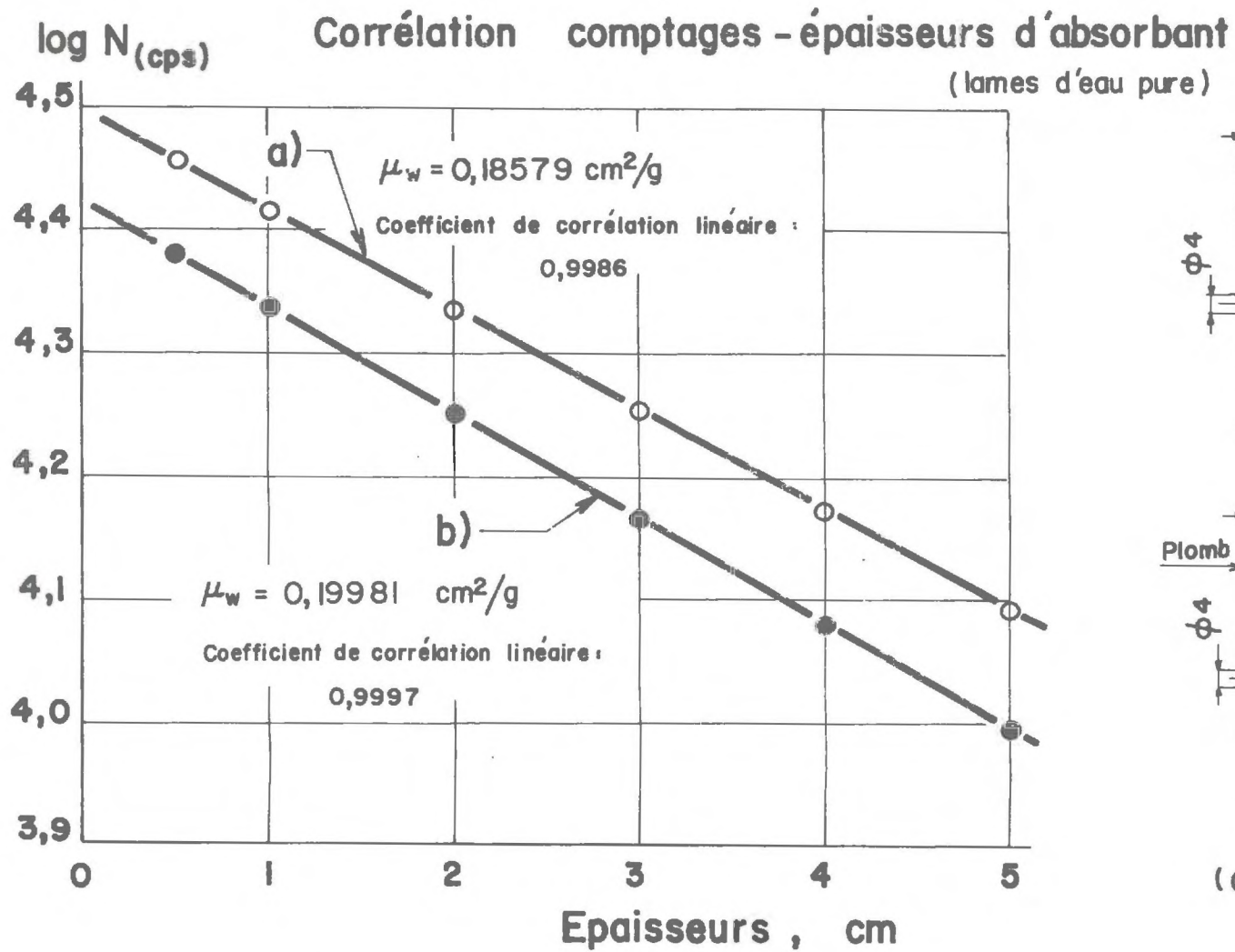


fig.F-3

donnerons plus loin, de plus amples détails sur ce dispositif expérimental. La connaissance des volumes d'eau écoulés de l'échantillon permet de déterminer à tout instant sa teneur en eau moyenne $\bar{\theta}$, tandis qu'une prospection, dans 9 sections de l'échantillon donne le taux de comptage moyen \bar{N} correspondant.

La corrélation $\log \bar{N} = f(\bar{\theta})$, compte tenu des pertes par résolution est présentée figure II.4. La courbe a) représente l'évolution du taux de comptage en fonction de la teneur en eau pour un premier échantillon avec la collimation (a), la courbe b) est relative à un second échantillon pour la collimation (b).

Dans les deux cas, le calcul de régression linéaire donne un coefficient de corrélation moins bon qu'avec l'eau pure et l'on peut à nouveau affirmer que la loi d'absorption exponentielle est vérifiée pour la gamme de variation des comptages considérée, quelle que soit la géométrie de mesure.

Les coefficients d'absorption obtenus sont respectivement :

$$0,17877 \pm 0,0004 \text{ cm}^2/\text{g} \text{ pour la géométrie a) } (r = 0,9979)$$

$$0,2024 \pm 0,0064 \text{ cm}^2/\text{g} \text{ pour la géométrie b) } (r = 0,9914)$$

Comparons donc ces coefficients à ceux obtenus précédemment pour une atténuation par des lames d'eau.

La comparaison de ces résultats permet d'observer que :

- dans le cas d'une mauvaise collimation (type a) les phénomènes de diffusion sont fortement influencés par la présence d'un milieu solide puisque la valeur de μ_w est significativement plus faible dans le cas où l'eau est présente dans le sol que dans celui où l'on a uniquement de l'eau (0,1788 contre 0,1858). On notera que les coefficients de corrélation sont comparables (0,9979 contre 0,9986).
- dans le cas d'une bonne collimation (type b) il ne semble pas que la présence du sol ait une influence significative sur la valeur du coefficient d'absorption. Les deux valeurs de μ_w ne sont en effet que très peu différentes si l'on tient compte des valeurs respectives des coefficients de corrélation, et l'on peut en déduire que l'effet du rayonnement diffusé est éliminé par la géométrie du collimateur.

Corrélation comptages - teneurs en eau

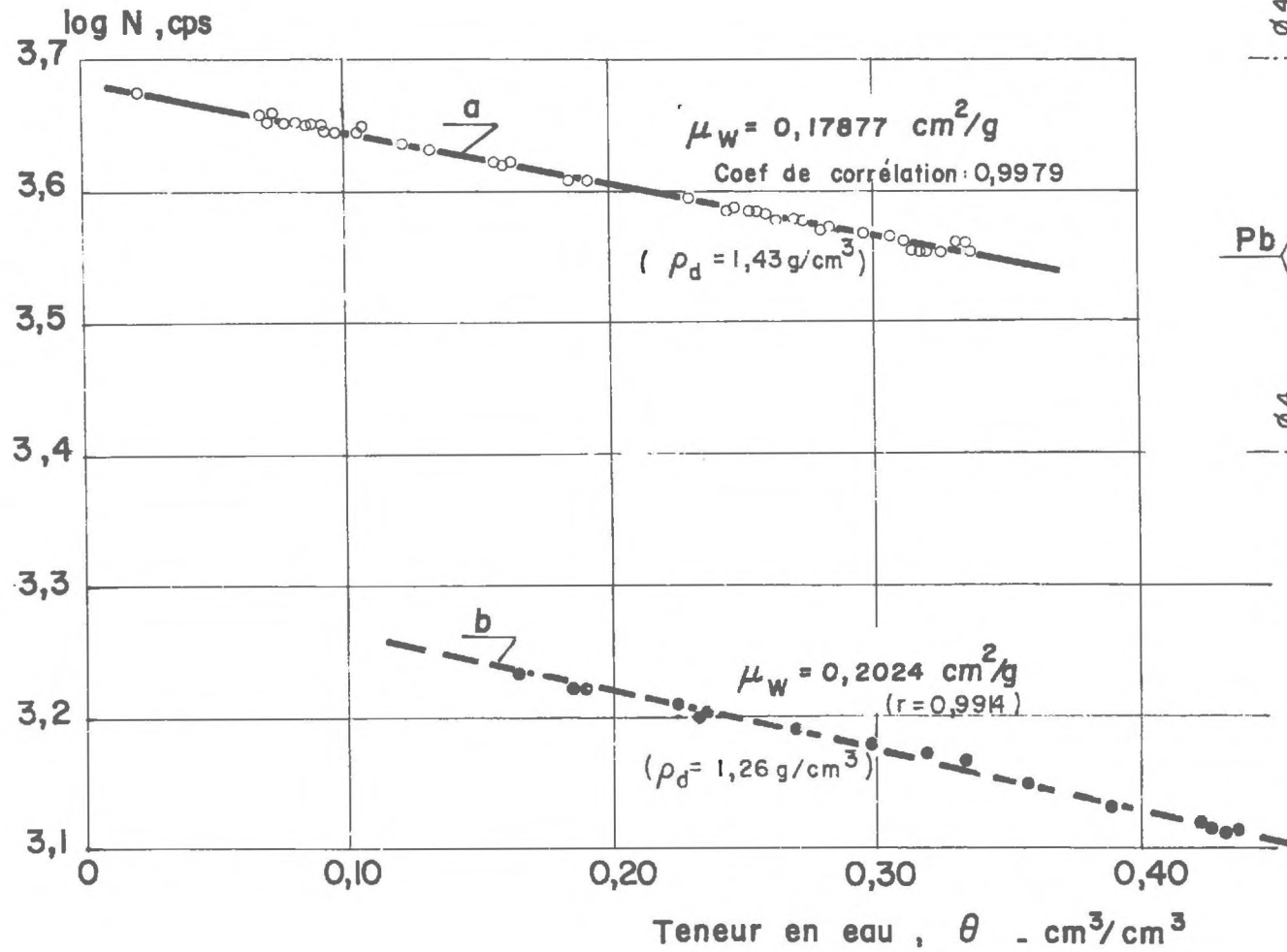


fig. II-4

Dispositif de mesure des teneurs en eau

Vue d'ensemble du montage

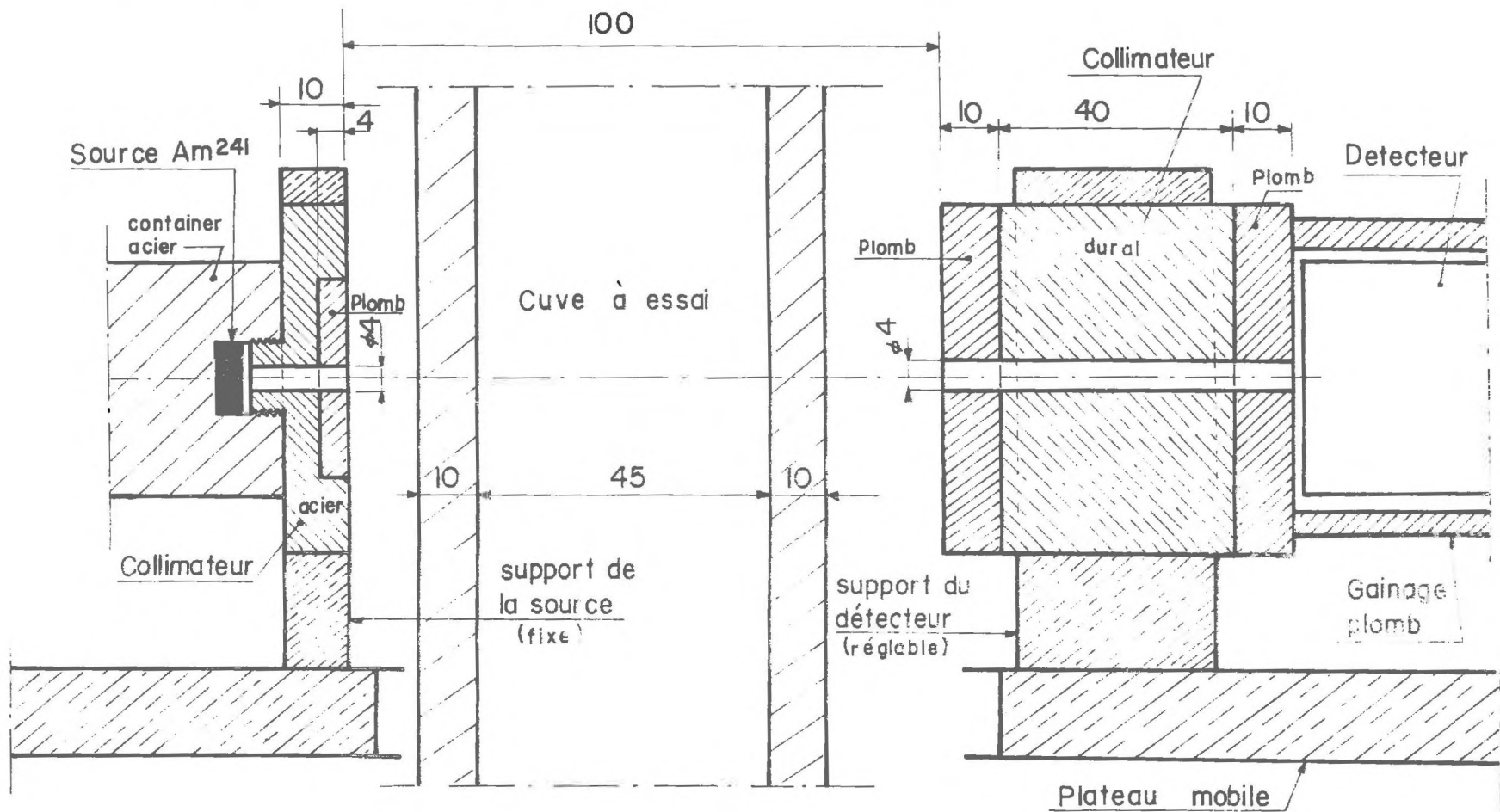


fig-II-5

c) Conclusions

L'influence de la collimation a pu être ainsi nettement mise en évidence au cours de ces quelques expériences. Il importe de souligner qu'une collimation insuffisante permet néanmoins d'effectuer des mesures précises de teneurs en eau à condition de déterminer soigneusement, au préalable, le coefficient d'absorption de l'eau pour la géométrie de mesure donnée, car la valeur théorique n'est atteinte que pour une géométrie idéale. Cet étalonnage doit être effectué impérativement dans des conditions identiques à celles des mesures de teneurs en eau ultérieures. Observons enfin que si la validité de la loi exponentielle a été vérifiée pour les deux géométries choisies, c'est par ailleurs au prix d'une excellente discrimination électronique des impulsions.

La collimation b se révèle en tout état de cause satisfaisante, car elle permet d'éliminer en grande partie l'influence des photons diffusés et non entièrement absorbés dans l'atténuation d'un faisceau de rayons gamma de l'Américium. Cette géométrie de mesure, représentée figure II.5 a été adoptée pour les essais ultérieurs, la valeur choisie pour μ_w étant celle obtenue avec l'eau pure (puisque dans ce cas, le coefficient de corrélation est bien supérieur) :

$$\mu_w = 0,19981 \pm 0,00002 \text{ cm}^2/\text{g}.$$

Ces derniers résultats ont donné lieu à une publication :

- J. CISLER, J-L. THONY et G. VACHAUD (1969) : Mesures des teneurs en eau d'échantillons de sol non saturés par atténuation du rayonnement γ émis par une source d'américium 241. C.R.A.S. t. 269, p. 982-985.

et à une communication au Colloque sur l'emploi de radioisotopes en hydrologie :
A.I.E.A. VIENNE (9-13 Mars 1970).

2 - MESURE DE LA SUCCION CAPILLAIRE

2.1. Principe de la mesure.

Les mouvements de l'eau dans les milieux poreux non saturés et plus particulièrement les phénomènes d'hystérésis qui les caractérisent, ne sauraient être expérimentés valablement à l'aide du seul dispositif de mesure de teneur en eau. Aussi est-il impératif d'élaborer un appareillage de mesure tensiométrique parallèlement à celui des teneurs en eau.

Si des progrès sensibles dans la technologie de cette mesure ont été réalisés depuis la mise au point du tensiomètre de RICHARDS (1949), le principe de la mesure reste cependant invariable et il peut se formuler ainsi :

- la pression de l'eau dans le sol (négative par rapport à la pression atmosphérique (suction), dans le cas d'un sol non saturé) est mesurée à l'aide d'un dispositif manométrique, après avoir été transmise hydrostatiquement depuis le sol jusqu'au manomètre par l'intermédiaire d'une réserve d'eau (figure II.6).

Le tensiomètre est donc constitué essentiellement par un circuit hydraulique reliant une cellule poreuse saturée en contact avec le sol, à un traducteur de pression.

On observe dès à présent que la cellule poreuse doit avoir une rétention capillaire suffisamment forte pour supporter des succions importantes que lui transmet le sol sans se désaturer.

C'est par un transfert d'eau que se réalise la mise en équilibre des pressions de part et d'autre de la paroi poreuse. En effet un gradient de pression entre l'eau au voisinage du tensiomètre et l'eau de la cellule induit un écoulement à travers la membrane poreuse sans cependant que l'air puisse pénétrer dans la réserve d'eau.

La suction est par conséquent mesurée par une méthode d'équilibre. On conçoit dès lors que la dynamique de réponse de l'appareillage requiert une attention toute particulière, lorsqu'il s'agit d'effectuer des mesures au cours d'un écoulement non permanent.

Il est clair que la réponse du dispositif tensiométrique à une variation de suction dépend de l'importance et de la rapidité du transfert d'eau à travers la paroi poreuse.

Notons enfin qu'au voisinage du point de mesure, l'état hydrique du sol risque d'être momentanément modifié par ce transfert. Cette modification sera d'autant plus minime que les échanges d'eau entre le sol et la réserve d'eau sont faibles.

2.2. Dynamique de réponse d'un dispositif tensiométrique.

Il résulte de ces quelques considérations sur le principe de fonctionnement du dispositif tensiométrique qu'un phénomène transitoire peut être considérablement amorti par les pertes de charge à travers la paroi poreuse et par l'inertie de l'appareillage de mesure des pressions.

Principe de fonctionnement du dispositif tensiométrique

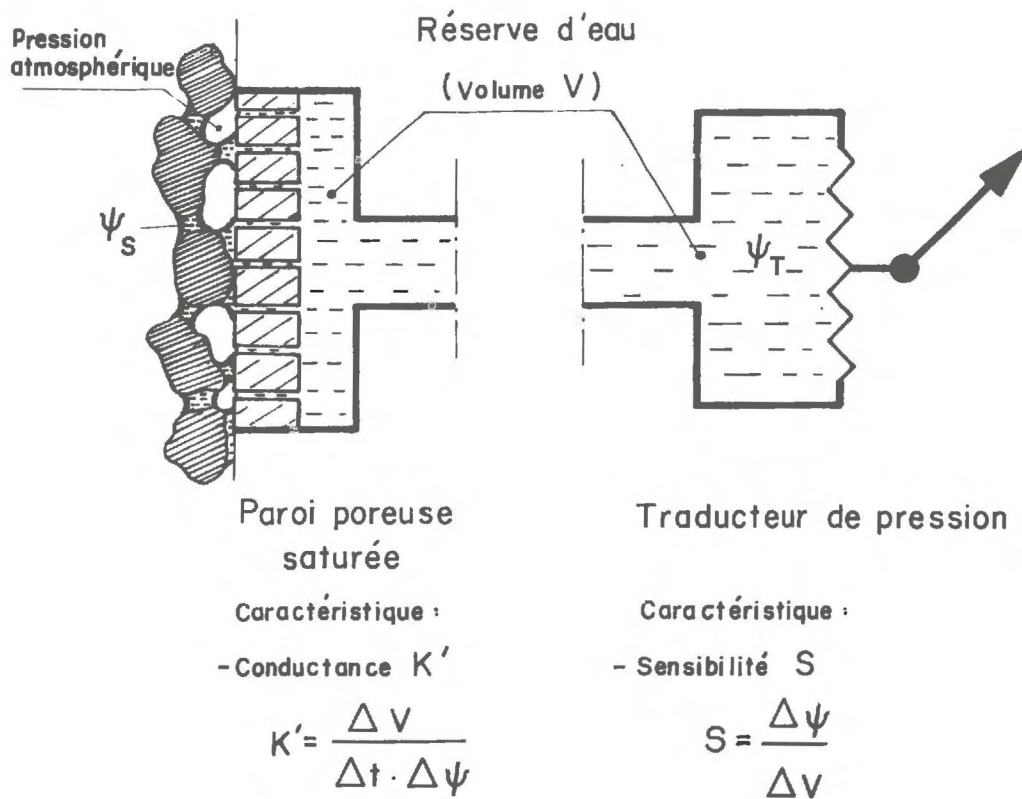


fig-II-6

Ainsi, l'étude d'un dispositif tensiométrique et plus particulièrement de sa dynamique de réponse conduit à définir :

a) Le coefficient de conductance de la paroi poreuse:

$$K' = \frac{\Delta V}{\Delta t \cdot \Delta \psi} \quad (\text{II.15})$$

qui représente la quantité d'eau qui traverse cette paroi dans l'unité de temps et par unité de différence de pression entre l'eau du milieu extérieur et l'eau de la cellule du tensiomètre.

b) Le coefficient de sensibilité du traducteur de pression :

$$S = \frac{\Delta \psi}{\Delta V} \quad (\text{II.16})$$

qui représente la variation de pression par unité de volume.

Soient ψ_T la pression de l'eau dans le système de mesure

ψ_S la pression de l'eau du milieu extérieur.

(Toutes les pressions sont exprimées en terme de hauteur d'eau, par rapport à la pression atmosphérique).

Le débit à travers la plaque poreuse, induit par le gradient de suction peut s'écrire, compte tenu de (II.15) :

$$\frac{dV}{dt} = K' (\psi_S - \psi_T)$$

or, d'après (II.16) :

$$dV = \frac{1}{S} d\psi_T$$

Il en résulte :

$$\frac{1}{K'S} \frac{d\psi_T}{dt} = \psi_S - \psi_T \quad (\text{II.17})$$

Soit en posant $\tau_r = \frac{1}{K'S}$, homogène à un temps et appelé constante de temps de réponse :

$$\frac{1}{\tau_r} \frac{d\psi_T}{dt} = \psi_s - \psi_T \quad (\text{II.18})$$

équation différentielle traduisant le fonctionnement global du dispositif tensiométrique.

L'intégration de cette équation conduit à une solution de la forme :

$$\psi_T = e^{-t/\tau_r} \left[\int \frac{1}{\tau_r} \psi_s e^{+t/\tau_r} dt + C \right] \quad (\text{II.19})$$

Dans le cas général ψ_s est une fonction du temps et c'est de cette fonction que dépendra la forme finale de la solution générale.

Ainsi l'application au milieu extérieur d'un échelon de succion ψ_0 par rapport à la pression de référence à partir d'un équilibre initial ($\psi_s = \psi_T = 0$) permet d'obtenir la solution simple :

$$\psi_T = \psi_0 (1 - e^{-t/\tau_r}) \quad (\text{II.20})$$

représentée graphiquement par une portion d'exponentielle de pente à l'origine $\frac{1}{\tau_r}$.

D'autres solutions pour des fonctions d'entrée $\psi_s(t)$ particulières (entre autres un accroissement linéaire de la succion) sont présentées par WATSON (1965) qui propose, à partir des résultats obtenus, une méthode de correction dynamique de la mesure tensiométrique.

L'équation (II.20) traduit la réponse d'un dispositif tensiométrique à un échelon de succion pour un milieu extérieur à conductivité hydraulique infinie, tel que l'eau libre, et elle permet d'évaluer le temps de réponse τ_r propre au dispositif tensiométrique qui caractérise sa dynamique de réponse. Cependant, pour son utilisation pratique, le dispositif est implanté dans un milieu poreux et il est certain que le temps de réponse global dépendra alors non seulement des caractéristiques de l'appareillage tensiométrique, mais encore des propriétés du milieu poreux et en particulier de sa conductivité hydraulique.

On conçoit en effet que les transferts d'eau entre la réserve d'eau du
-> tensiomètre et le sol caractérisant cette mesure de succion seront d'autant plus
lents que le sol est moins perméable. On note en particulier que ce temps de ré-
-> ponse global dépend de la teneur en eau du milieu poreux puisque sa conductivité
hydraulique est fonction du degré de saturation, mais il est certain que si l'eau
du sol était soumise instantanément à un échelon de succion, la réponse du ten-
siomètre serait identique à celle obtenue en présence d'eau libre. Il importe
de souligner que le temps de réponse propre du dispositif tensiométrique est une
caractéristique indépendante du milieu extérieur si toutefois les transferts
d'eau entre ce milieu extérieur et la réserve d'eau du tensiomètre ne s'accompa-
gnent pas de transports de particules solides qui risquent de s'accumuler dans la
paroi poreuse et de modifier sa perméabilité.

L'étude de la réponse globale d'un tensiomètre en présence d'un sol
humide a fait l'objet de quelques publications. Citons notamment les travaux de
SOEIRO (1968) et SORMAIL-VACHAUD (1969) qui présentent une résolution mathémati-
que transcrite d'un problème de transfert de chaleur. A l'équation différentielle
du transfert d'eau dans le dispositif tensiométrique s'ajoute en effet l'équation
différentielle du transfert d'eau dans le sol, sous la forme d'une équation de
diffusion qui peut être linéarisée dans le cas d'une faible variation de la
teneur en eau au cours de ce transfert.

Elle s'écrit alors :

$$\frac{1}{\bar{D}} \frac{\partial \psi_s}{\partial t} = \Delta \psi_s$$

\bar{D} , étant la diffusivité moyenne du sol pour la teneur en eau moyenne $\bar{\theta}$
du sol.

Le problème est alors analogue à celui d'un transfert par conduction
de chaleur dans un milieu semi-infini de capacité calorifique et de conductivité
constantes et données.

2.3. Mise au point du dispositif

Rappelons tout d'abord que le dispositif tensiométrique est caractéri-
sé par sa constante de temps de réponse :

$$\tau_r = \frac{1}{K'S}$$

et c'est de cette caractéristique que dépend bien évidemment la qualité de la mesure. Le système permettra de suivre d'autant plus fidèlement les variations de succion que sa constante de temps sera plus faible.

Il apparait donc clairement que le dispositif doit comporter une paroi poreuse de forte conductance et un traducteur de pression de haute sensibilité.

a) Choix de la membrane poreuse

Considérons tout d'abord les critères du choix d'une membrane poreuse. Si l'utilisation d'un matériau poreux de grande conductivité s'avère indispensable il est important de noter que ce matériau doit aussi pouvoir supporter de fortes succions sans se désaturer.

Conductance K' et pression d'entrée d'air p_e (dépression au delà de laquelle les pores du matériau se désaturent) varient en raison inverse en fonction de la dimension des pores et il est nécessaire de choisir une dimension de pore qui réalise un compromis entre une forte conductance et une pression d'entrée d'air élevée. En réalité, le critère déterminant le choix d'une membrane poreuse est sa pression d'entrée d'air qui fixe la limite d'utilisation du tensiomètre. La loi de Laplace permet alors théoriquement de déterminer a priori la dimension des pores du matériau :

$$d = \frac{4A}{p_0 - p_e}$$

A : tension superficielle de l'eau (72 dynes/cm)

mais par suite de la non-hétérogénéité des matériaux poreux ce calcul s'avère nettement trop optimiste.

Ainsi, pour une dimension de pore de 3.10^{-4} cm, la pression d'entrée d'air est théoriquement de 1000 mbar ; mais elle n'excède pas en pratique 150 mbar. Cette pression d'entrée d'air doit, en tout état de cause, être déterminée expérimentalement pour une paroi poreuse donnée. Ce ne sont donc guère des considérations sur la dynamique de réponse du dispositif qui guident le choix d'une paroi poreuse. Tout au plus, peut-on être parfois conduit à limiter la valeur de la

succion maximale que l'on désire mesurer.

b) Choix d'un traducteur de pression

La constante de temps de réponse peut, par contre, être considérablement réduite en agissant sur la sensibilité du traducteur de pression. Il est en effet possible de limiter le volume d'eau déplacé dans la réserve au cours du transfert entre le tensiomètre et le sol, en choisissant un dispositif manométrique à variation de volume minimale.

Notons qu'on limitera par ailleurs de ce fait la modification de l'état hydrique du sol au voisinage de la paroi poreuse.

L'utilisation d'un capteur de pression à membrane s'avère très judicieuse, d'autant plus que les variations de succion peuvent alors être enregistrées sans difficultés. (KLUTE et PETERS (1962, 1966), WATSON (1965)).

c) Description de l'appareillage

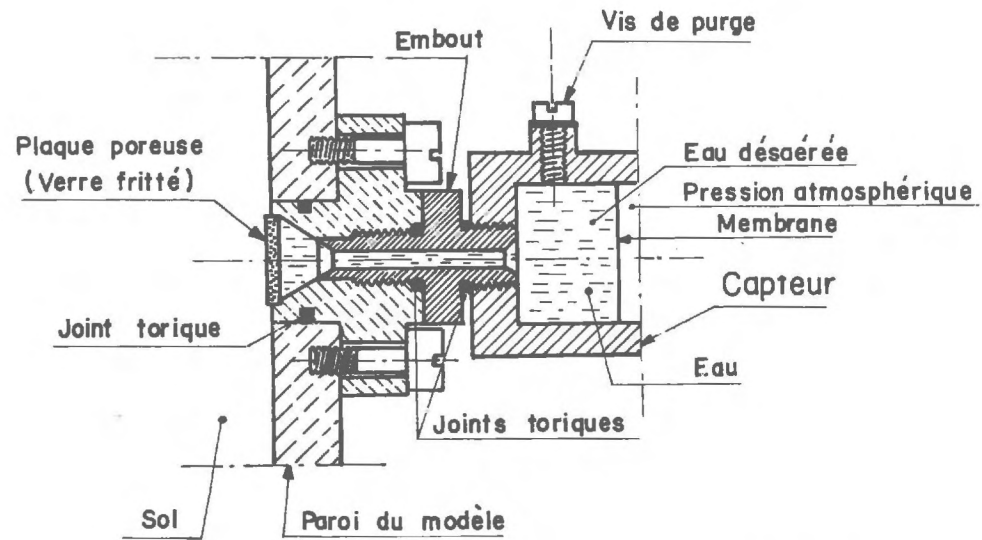
Ces deux considérations générales nous ont guidé dans l'élaboration du dispositif de mesure tensiométrique.

Il doit cependant par ailleurs satisfaire à un certain nombre de spécifications technologiques :

- les circuits de liaison reliant le tensiomètre au traducteur de pression doivent être rigides.
- les pièges à air doivent être évités dans ces circuits dont le volume doit être aussi réduit que possible.
- le dispositif doit pouvoir être purgé. Il importe en effet qu'il soit constamment saturé afin que toute variation de pression soit transmise intégralement et instantanément jusqu'à la membrane du capteur.

Le dispositif tensiométrique, représenté figure II.7 comprend un disque poreux en verre fritté dont la dimension moyenne des pores est de 3μ ; sa pression d'entrée d'air est de l'ordre de 150 mbars .

Cette paroi poreuse est collée sur son pourtour dans un support en plexiglas, un embout en laiton relie directement le tensiomètre au capteur à membrane type STATHAM PM6 TC 2,5 psi. Ce capteur permet de mesurer la succion par rapport à la pression atmosphérique. A cet effet, la membrane est soumise sur la face interne à dépression de l'eau et sur la face externe, à la pression atmosphérique de l'air.



(ECHELLE : 1)

Dispositif de mesures tensiométriques
 (Tensiomètre et capteur associé)

fig.II-7

Sur cette face externe sont collés des fils tendus et les déformations de la membrane sont déterminées selon la méthode classique d'extensométrie en courant continu. Le dispositif comporte donc par ailleurs :

- une alimentation basse tension stabilisée en courant continu
- un potentiomètre permettant le réglage du zéro du capteur
- un voltmètre enregistreur, comportant un réglage de sensibilité.

La tension d'alimentation du capteur est de 6 V (maximum de 10 V). Pour cette alimentation, la tension de sortie correspondant à une pression maximum de 150 Mbars est environ de 20 mV.

Dans le domaine d'utilisation du capteur, la déformation de la membrane est élastique ; la tension de sortie est par conséquent proportionnelle à la pression. Un étalonnage permet d'obtenir la constante de proportionnalité, pente de la loi linéaire.

Des essais ont été réalisés afin d'évaluer le temps de réponse propre τ_r du dispositif tensiométrique que nous venons de décrire en appliquant au milieu extérieur (eau) divers échelons de succion.

Le temps de réponse obtenu à partir des enregistrements de la tension de sortie du capteur est de l'ordre de 1,2 s.

Notons au passage que ces essais ont permis de vérifier que la réponse du dispositif est indépendante du sens de variation de la succion, contrairement aux observations de SORMAIL (1968) qui constate une certaine irréversibilité de la réponse dynamique du tensiomètre.

Cet appareillage présente donc une excellente dynamique de réponse mais il est important de remarquer que la limite d'utilisation de cet ensemble tensiométrique (pression d'entrée d'air de la plaque poreuse de 150 mbars) est relativement basse et il est exclu de pouvoir l'utiliser pour la mesure des suctions élevées dans un sol relativement sec.

3 - ESSAIS PRELIMINAIRES

En raison de leur caractère non destructif et de leur bonne sensibilité, les deux méthodes de mesure que nous venons de décrire semblent satisfaire l'ensemble des conditions qu'exige l'expérimentation des écoulements transitoires en sol non saturé en vue de l'analyse des effets d'hystérésis.

Il est toutefois utile de déterminer préalablement leurs performances réelles dans un dispositif expérimental simple.

Nous nous proposons essentiellement de vérifier que l'appareillage de mesure de teneur en eau permet de déterminer par prospection, la répartition des

teneurs en eau dans un échantillon non seulement pour un état d'équilibre de succion, mais aussi au cours d'écoulements transitoires (profils hydriques instantanés). A cet effet, nous comparerons les volumes écoulés aisément mesurables à ceux obtenus par intégration des profils hydriques instantanés. Nous essaierons, par ailleurs, de vérifier que le tensiomètre répond bien à des variations de succion imposées à l'eau de l'échantillon et qu'à l'état d'équilibre succion-teneur en eau, il indique bien la succion imposée correspondante.

Ces quelques essais préliminaires permettront par ailleurs de déterminer un cycle d'hystérésis comprenant une courbe de succion $\Psi(\theta)$ en drainage et une courbe en humidification.

3.1. Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental, dont une vue d'ensemble est donnée par la photo n°1, se compose d'une cellule de mesure munie sur sa face arrière d'un tensiomètre auquel est associé un capteur de pression, et d'un dispositif source-détecteur tel qu'il a été décrit précédemment.

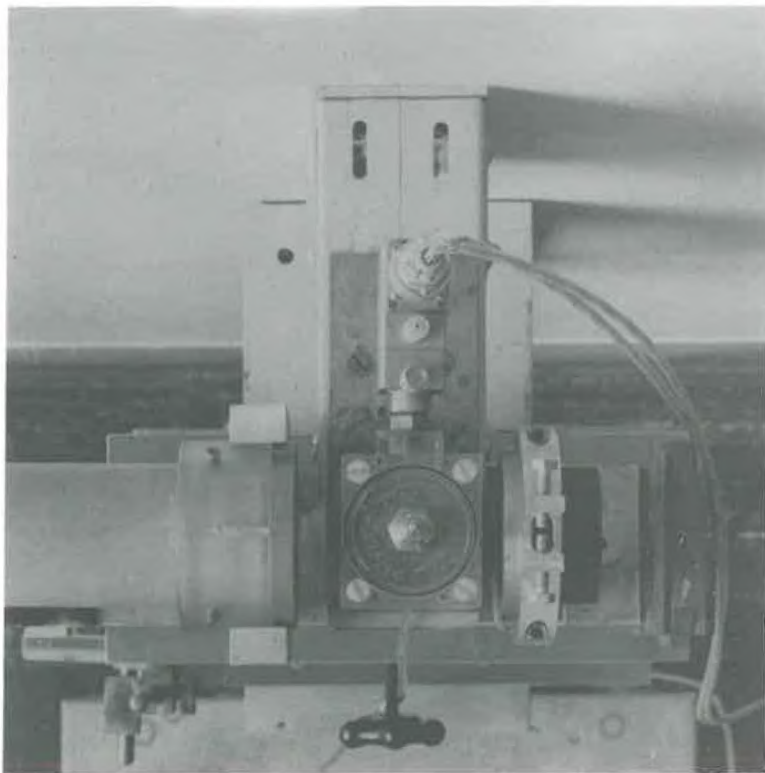
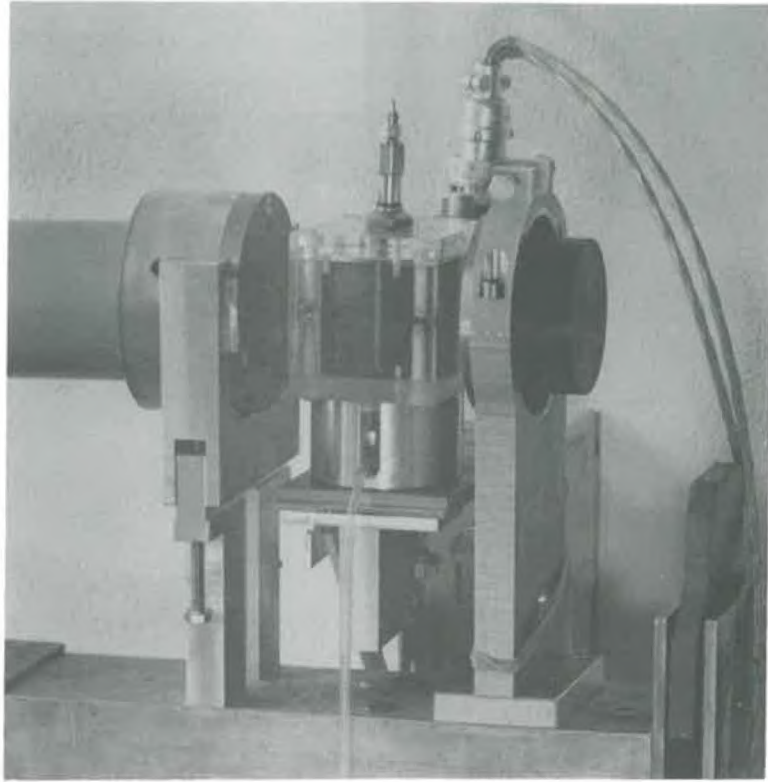
Le sol, (un sable silteux), est compacté uniformément dans la cellule en plexiglas de 4,5 cm de haut et de 5 cm de diamètre intérieur. Notons à ce propos que l'épaisseur optimale d'un échantillon pour la mesure de teneur en eau avec l'Américium 241 est de 5 cm environ [GARDNER-CALISSENDORF (1967)].

Cette cellule est munie à sa base d'une plaque poreuse en verre fritté dont la pression d'entrée d'air est de - 200 mbars environ, reliée par un tube souple en polyvinyl à un capillaire calibré. Celui-ci, fixé sur une planchette horizontale, peut être positionné à différentes cotes par rapport à l'axe du tensiomètre implanté dans l'échantillon de sol, dans la gamme 0, - 125 cm. Ce dispositif permet donc d'imposer une succion moyenne au sol et de mesurer sa teneur en eau moyenne à partir des volumes écoulés dans le capillaire obtenus avec une précision supérieure à $0,01 \text{ cm}^3$.

La cellule comporte à sa partie supérieure un couvercle prévenant l'évaporation, mais est néanmoins ouverte à l'atmosphère. Ce couvercle est muni d'un embout permettant éventuellement de désaturer le sol par pression d'air.

L'ensemble source-détecteur est monté sur un plateau mobile verticalement, tandis que la cellule est placée sur un socle fixe. Après alignement des collimateurs, le faisceau du rayonnement est astreint à passer dans un plan

- Vue de face



- Vue de dessus

Photo 1 - Vues d'ensemble du dispositif expérimental

diamétral de l'échantillon. Il est ainsi possible de prospecter manuellement l'échantillon.

Au cours de ces essais, 9 sections ont été systématiquement prospectées. Les cotes de ces sections sont déterminées à $\pm 0,2$ mm.

L'axe du tensiomètre est positionné à mi-hauteur de l'échantillon, à laquelle correspond la cote arbitraire $z = 30$ cm.

La chaîne de détection que nous avons décrite précédemment comprend en outre une unité de programmation permettant d'enregistrer et d'imprimer les données (comptage et tension de sortie du capteur) sur machine ADDO et une alimentation basse-tension stabilisée du capteur.

Le traitement des données est effectué sur ordinateur IBM 1130.

3.2. Les essais.

a) Détermination d'un cycle d'hystérésis

Une première prospection est effectuée après compactage du sol séché à l'air (teneur en eau initiale $\theta_i = 0,021 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) et pesée de la cellule à $\pm 0,01$ g. Elle permet de déterminer les taux de comptage dans différentes sections du sol sec, taux de comptage de référence pour la mesure des teneurs en eau.

L'échantillon est alors humidifié jusqu'à saturation à l'aide d'une burette de Mariotte, et le tensiomètre, mis en place dans la cellule. Il est ensuite drainé progressivement en lui imposant des suctions croissantes, obtenues pour différentes positions du capillaire par rapport à l'axe du tensiomètre, en prenant soin d'obtenir pour chaque suction imposée, l'équilibre suction-teneur en eau (plus d'écoulement dans le capillaire).

L'échantillon est ainsi porté jusqu'à une suction de -125 cm, limite d'utilisation du dispositif, mais qui est aussi la limite pratique d'utilisation du tensiomètre fixée par la pression d'entrée d'air de sa plaque poreuse.

A cette phase de drainage succède une réhumidification graduelle selon une procédure identique à celle du drainage, jusqu'à la saturation de l'échantillon. Notons que pour chaque pas de suction, l'équilibre est atteint au bout de 24 heures environ.

Pour chaque équilibre, la teneur en eau moyenne de l'échantillon peut être obtenue à partir du poids initial et du volume d'eau écoulé dans le capillaire. En corrélant, pour chaque équilibre, teneur en eau et succion imposée, on obtient les courbes de succion en drainage et en humidification reportées figure II.8.

Observons que la courbe en drainage est la branche principale de succion en drainage, limite supérieure du domaine à hystérésis, car elle est obtenue en drainant l'échantillon à partir de l'état saturé. La courbe en humidification n'est quant à elle, qu'une courbe primaire en humidification située à l'intérieur de ce domaine, car elle n'est pas obtenue en humidifiant le sol à partir de l'état sec. Nous pouvons cependant déjà noter l'importance des effets d'hystérésis.

Ces essais permettent par ailleurs de déterminer le coefficient d'absorption massique de l'eau comme nous l'avons indiqué dans le paragraphe 1.2.b, en établissant pendant un écoulement, une corrélation entre le taux de comptage moyen \bar{N} , moyenne des comptages obtenus par prospection dans 9 sections de l'échantillon et la teneur en eau moyenne $\bar{\theta}$, obtenue par le volume d'eau écoulé dans le capillaire depuis le début de l'essai jusqu'au temps moyen de la prospection.

Cette corrélation ne peut cependant être valablement établie au cours de la phase initiale de l'écoulement qui doit être éliminée, car les variations de teneur en eau peuvent être assez rapides. D'autre part, la durée des comptages est adaptée à l'évolution de l'écoulement de façon à toujours obtenir une variation globale de teneur en eau inférieure à $0,01 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ durant une prospection.

Les valeurs des taux de comptage à l'équilibre dans les différentes sections permettent ensuite de déterminer les teneurs en eau et d'obtenir les profils hydriques dans l'échantillon, pour les différents équilibres succion-teneur en eau.

Ces profils sont représentés, pour la phase d'humidification, figure II.9.

Nous observons que pour les différents états d'équilibre, le tensiomètre indique à $\pm 0,2 \text{ cm}$, la valeur de la succion moyenne imposée.

Figure II.9 sont représentés en pointillé les profils hydriques théoriques obtenus à partir de la courbe de succion en humidification, compte tenu du gradient de succion auquel est en réalité soumis l'échantillon.

Courbe de succion $\psi(\theta)$

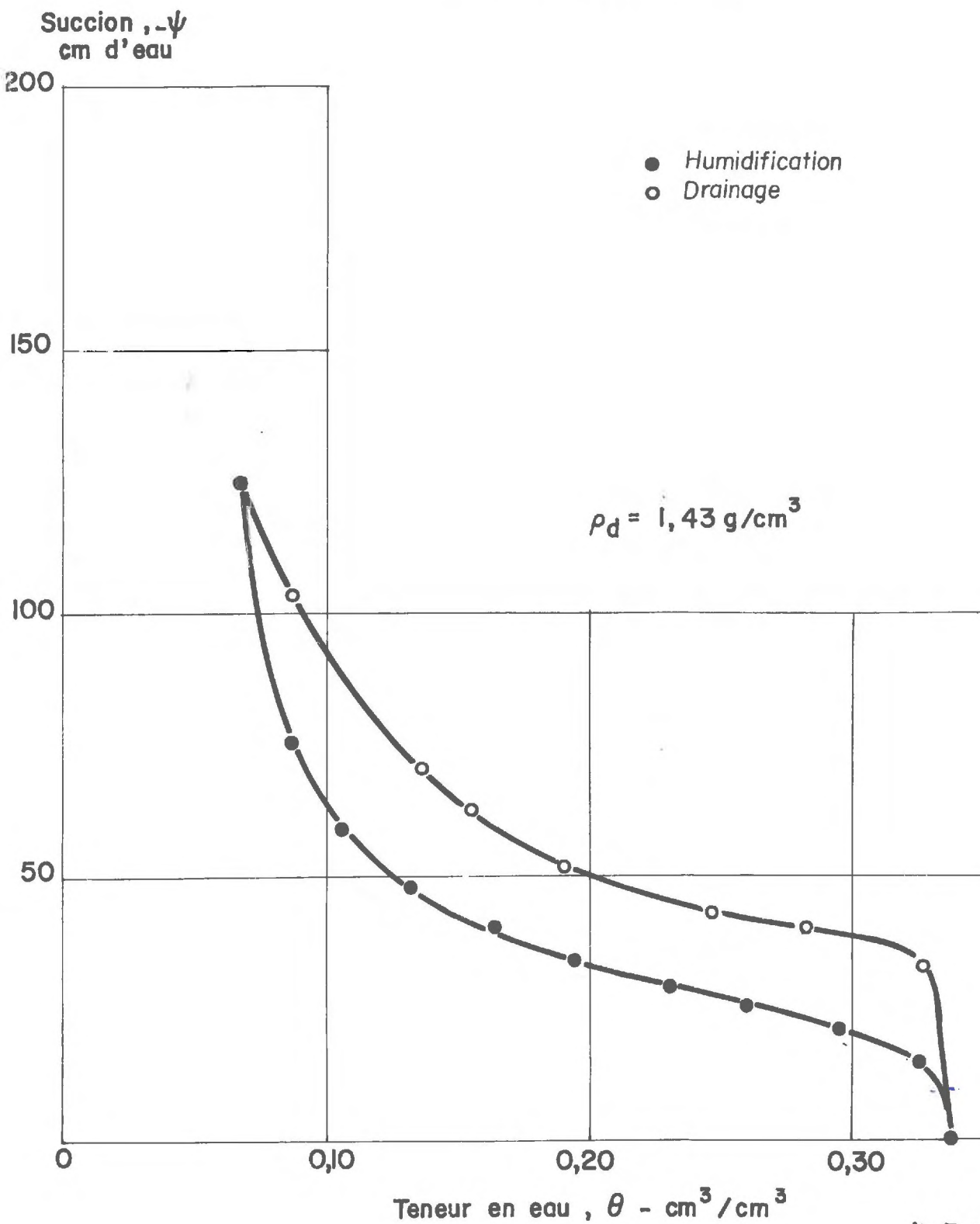


fig. II-8

HUMIDIFICATION

Profils hydriques à l'équilibre

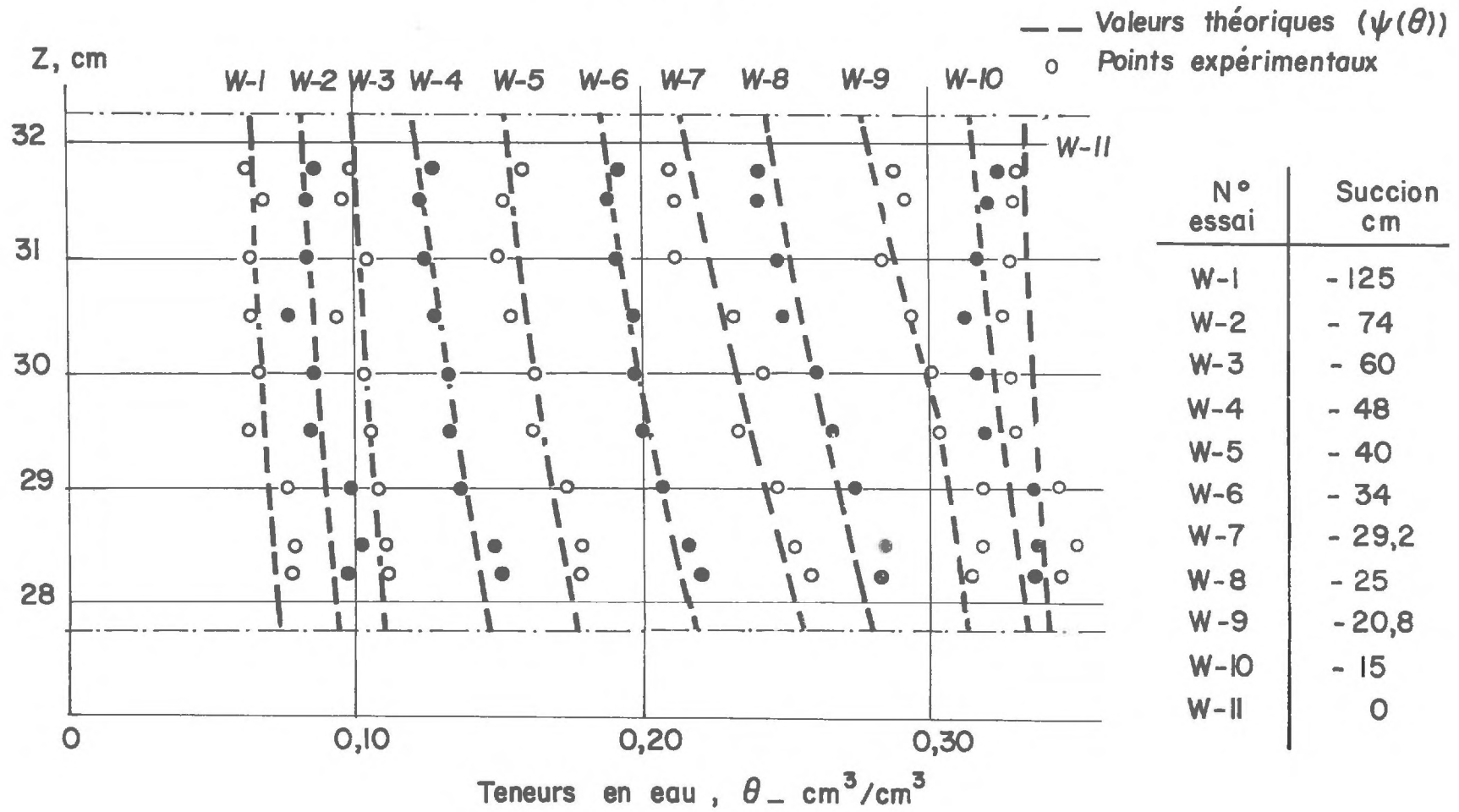


fig. II-9

b) Profils hydriques en écoulements transitoires

Au cours de ces essais, l'échantillon est tout d'abord soumis à une humidification en lui imposant instantanément une forte variation de succion de - 125 à - 23,5 cm. L'équilibre étant obtenu, il est ensuite drainé brutalement de - 23,5 à - 125 cm et nous nous proposons de suivre l'évolution des teneurs en eau durant ces deux écoulements non permanents selon la méthode décrite par VACHAUD (1968).

La première phase de chaque écoulement nécessite, de par sa rapidité, des comptages de courte durée (30 secondes) dans quelques sections. Au bout d'une heure environ, la durée des comptages est portée à 100 secondes et des inspections systématiques dans tout l'échantillon sont effectuées de loin en loin.

Les figures II.10 et II.11 représentent les variations de teneur en eau pour plusieurs sections de l'échantillon durant les cent premières minutes de chaque essai.

Ces deux séries de courbes permettent ensuite, par changement de paramètre, de tracer les profils hydriques dans l'échantillon au cours du drainage et de l'humidification reportés figure II.12.

Observons que les deux processus sont fondamentalement différents. En effet, tandis qu'en drainage, les teneurs en eau sont à tout instant pratiquement constantes dans l'échantillon, un fort gradient de teneur en eau s'établit dès les premiers instants de l'humidification, la base de l'échantillon s'humidifiant beaucoup plus rapidement que le sommet.

Cette remarque a fait l'objet d'une discussion sur la validité de la méthode de détermination du coefficient de diffusivité établie par GARDNER (1962) (One Step, out flow-method) [VACHAUD-CISLER (1969)].

L'intégration des profils hydriques permet d'obtenir la variation du volume d'eau contenue dans l'échantillon en fonction du temps qui peut alors être comparée à la variation du volume écoulé dans le capillaire.

La comparaison de ces deux variations est reportée, pour l'essai de drainage, figure II.13

° °
°

Teneur en eau,
 $\theta - \text{cm}^3/\text{cm}^3$

HUMIDIFICATION

$\psi : -125 \rightarrow -23,5 \text{ cm}$

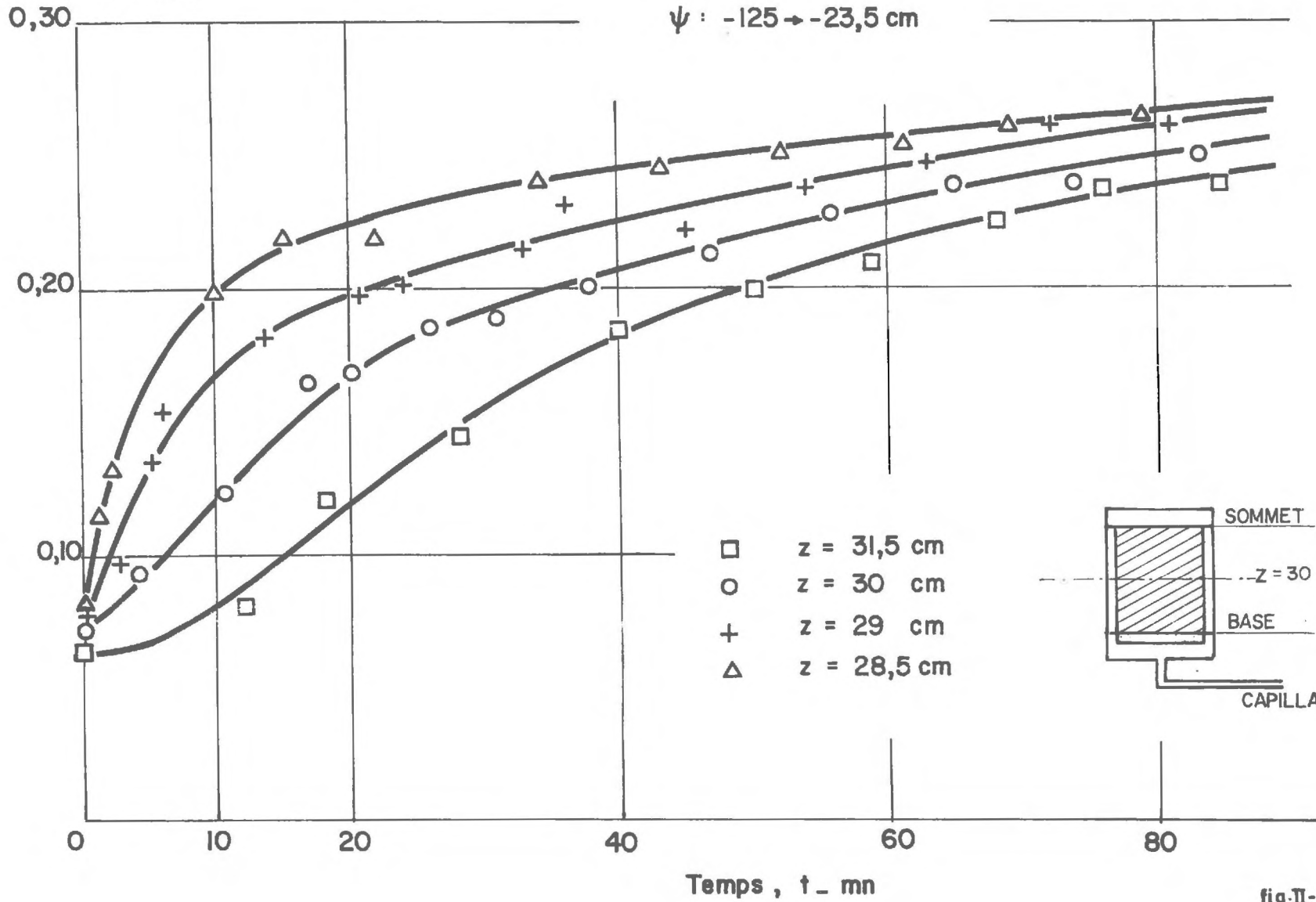


fig-II-10

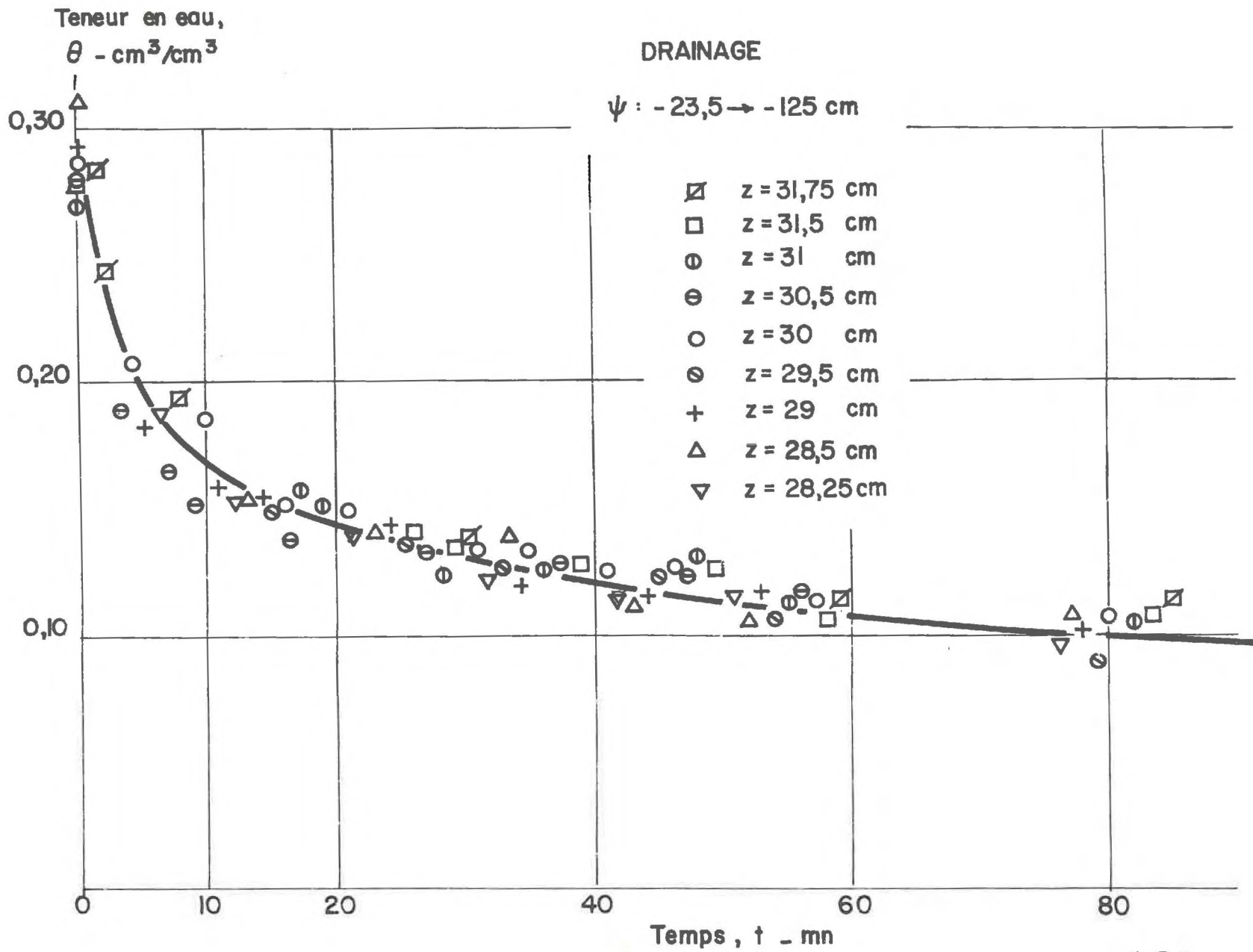
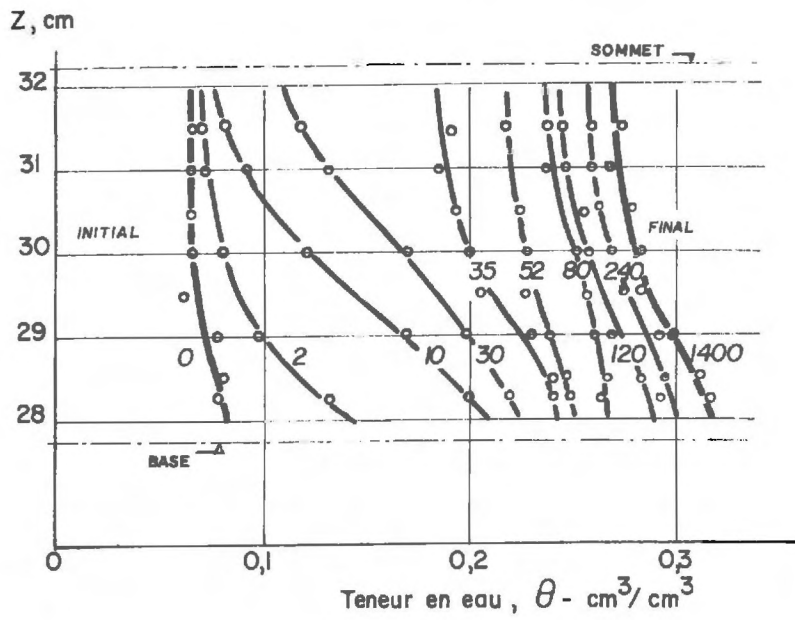


fig-I-11

HUMIDIFICATION

$\psi = -125 \rightarrow -23,5 \text{ cm}$



DRAINAGE

$\psi = -23,5 \rightarrow -125 \text{ cm}$

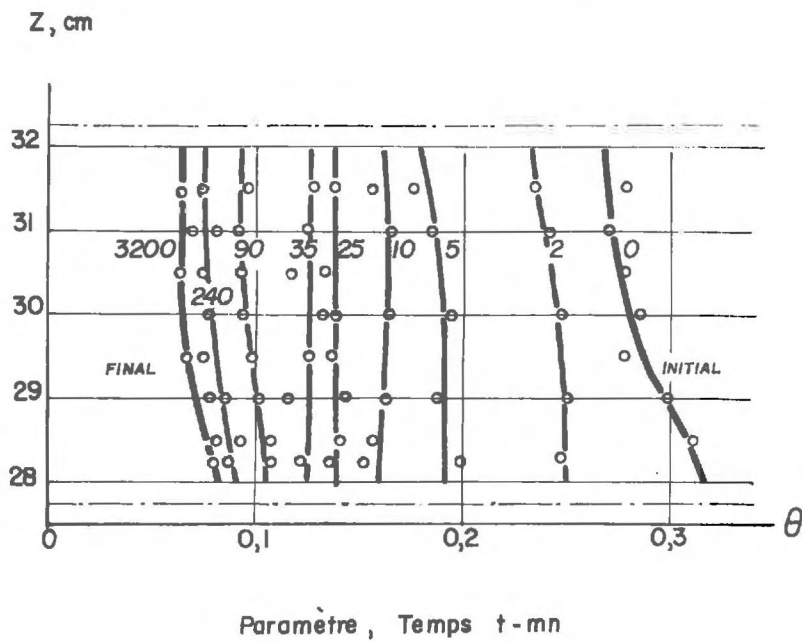


fig-II-12

Drainage $\psi = 23,5 \rightarrow \psi = 125\text{cm}$

Comparaison des volumes écoulés

○ obtenus par intégration des profils hydriques ($A \int \theta dz$)

● obtenus par mesure directe

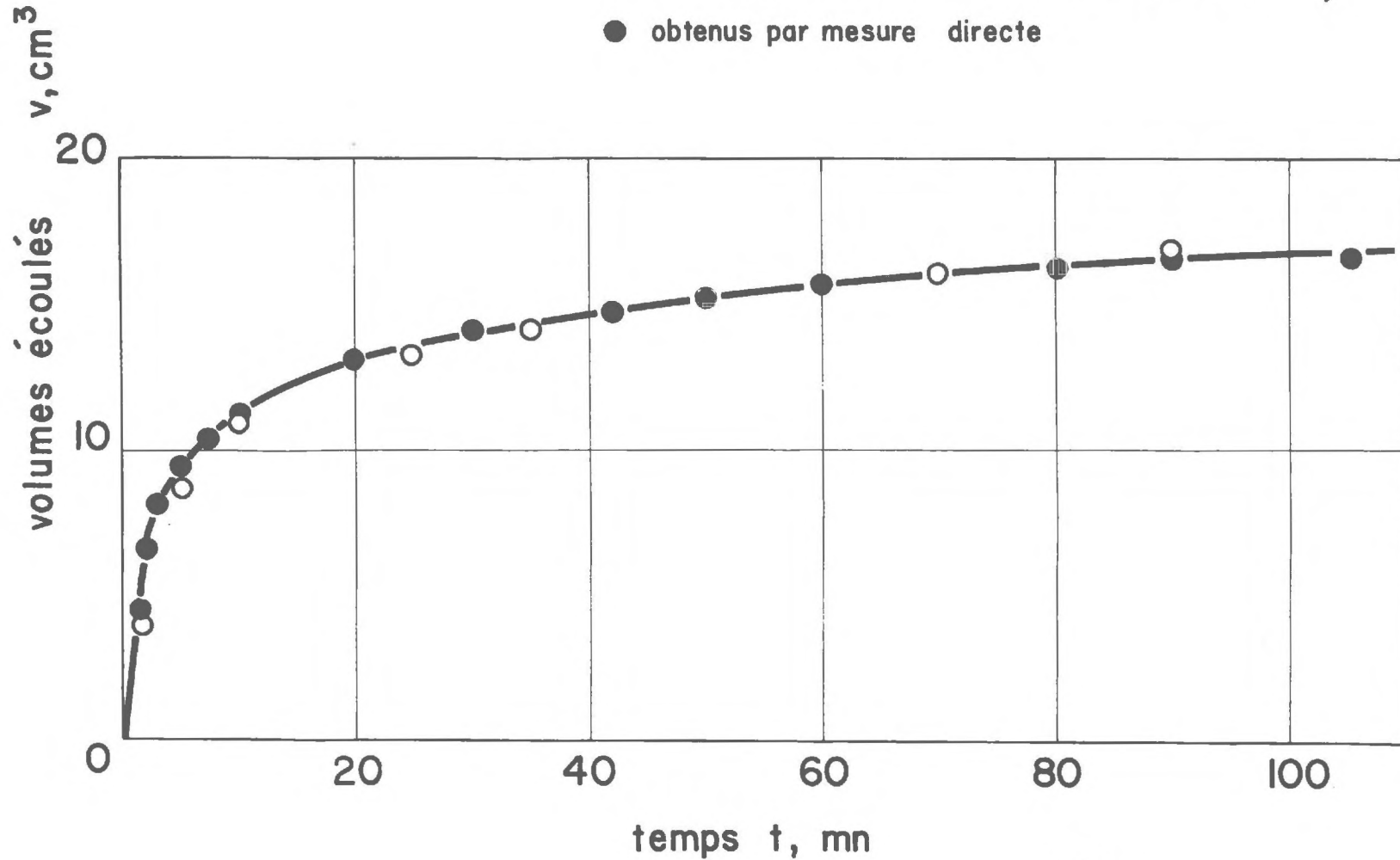


fig-II-13

RESULTATS ET CONCLUSIONS

Il s'avère, de l'analyse des quelques résultats expérimentaux obtenus, que les deux méthodes de mesure sont particulièrement bien appropriées à l'étude d'un écoulement dans un sol non saturé.

L'atténuation d'un faisceau de rayons gamma de l'Américium 241 permet d'obtenir d'excellentes mesures des teneurs en eau. On note en particulier, figure II.9, le très bon agrément entre les profils hydriques théoriques et expérimentaux. Par ailleurs, la détermination des teneurs en eau en écoulements transitoires est satisfaisante, car la comparaison des volumes d'eau directement mesurés et ceux obtenus par intégration des profils hydriques instantanés conduit à des écarts maximum de 2 % pendant la phase initiale rapide, puis toujours inférieurs à ± 1 %.

Enfin, le dispositif de mesure tensiométrique présente non seulement une très bonne sensibilité, comme le laissait prévoir l'étude expérimentale de sa dynamique de réponse, mais encore une excellente fidélité, car en aucun cas, une dérive dans l'étalonnage du capteur de pression, si minime soit-elle, a pu être constatée.

Il est utile de remarquer que ces appareillages de mesure seront d'autant mieux adaptés à l'étude des infiltrations et des redistributions que nous nous proposons d'analyser par la suite, car les variations de teneur en eau et de succion seront généralement plus lentes.

Notons enfin que pour la mesure des succions, la précision obtenue est toujours inférieure à $\pm 0,2$ cm. Quant à la mesure des teneurs en eau, elle dépend fortement de la durée des comptages. Pour une durée de comptage de 60 s et une teneur en eau moyenne de $0,30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, l'erreur relative est inférieure à 3 % pour un degré de certitude de 95 %.

BIBLIOGRAPHIE

Chapitre II

- BERMAN A.I. et HARRIS J.N., 1954 - Precision measurement of uniformity of material by gamma-ray transmission.
The Review of Scient. Inst. 25-1 (21-29).
- CISLER J. et VACHAUD G., 1969 - Sur les limites de la méthode de mesure du coefficient de diffusivité hydrique en drainage et en humidification par variation brutale de la succion.
C.R. Acad. Sci., PARIS, 269.
- DAVIDSON J.M., BIGGAR J.W. et NIELSEN D.R., 1963 - Gamma-radiation attenuation for measuring bulk density and transient water flow in porous media.
J. of Geophysical Research 68 , 16 (4777-4783).
- FERGUSON A.H., 1959 - Movement of soil water as inferred from moisture content measurement by gamma-rays absorption.
Ph. D, Thesis, Washington State University, PULLMANN.
- FRITTON D.D. , (1969) - Resolving time, Mass absorption Coefficient an Water content with gamma-ray attenuation.
Soil Sci. Soc. Am. Proc. 33, (651-655).
- GARDNER W.H. et CALISSENDORF C., 1967 - Gamma-ray and neutron attenuation in measurement of soil bulk density and water-content. "Isotopes and radiations techniques in soil physics and irrigation studies".
(Proc. IAEA Symposium, ISTAMBUL) (101-113).
- GARDNER W.R., 1962 - Note on the separation and solution of diffusion type equations.
Soil Sci. Soc. Am. Proc., 26 (404).
- GRODSTEIN G.W., 1957 - X-ray attenuation coefficients from 10 Kev to 100 Kev
NBS Circular 583.
- GROENEVELT P.H., DE SWART J.G., CISLER J., (1969) - Water content measurement with 60 KeV gamma ray attenuation.
Bulletin AIHS 14, 2 (67-77).

- KING L.G., 1967 - Gamma ray attenuation for Soil, water content measurement using ^{241}Am . - "Isotopes and radiations techniques in soil physics and irrigation studies".
(Proc. IAEA Symposium, ISTAMBUL) (17-29).
- KLUTE A. et PETERS D.B., 1962 - A recording tensiometer with a short response time. Soil Sci. Soc. Am. Proc. , 26 (87-88).
- KLUTE A. et PETERS D.B., 1966 - Hydraulic and pressure head measurements with strain gauge pressure transducers.
Symposium on water in the unsaturated zone. WAGENINGEN (1966).
- MILLER D.G., 1956 - Americium ^{241}Am as a photon source for the gamma-absorptiometric technique.
USAEC Rep. Hw - 39971.
- REGINATO R.J. et VAN BAVEL C.H.M., 1964 - Soil water measurement with gamma attenuation.
Soil Sci. Soc. Am. Proc., 28 (721-724).
- RICHARDS L.A., 1949 - Methods of measuring soil moisture tension.
Soil Sci. 68 (95-112).
- SOEIRO F.A., 1969 - Problèmes posés par la mesure de la pression interstitielle dans les sols.
Bulletin AIHS 14,2.
- SORMAIL L., 1969 - Quelques considérations sur l'emploi des tensiomètres.
Bulletin AIHS 14,2.
- SORMAIL L. et VACHAUD G., 1969 - Mesure des potentiels d'humidité dans les sols non saturés au moyen de tensiomètres classiques et osmotiques.
La Houille Blanche, 8 (849-860).
- VACHAUD G. , 1968 - Contribution à l'étude des problèmes d'écoulement en milieux poreux non saturés.
Thèse de Doctorat ès-Sciences Physiques.
Faculté des Sciences de GRENOBLE.
- VACHAUD G., CISLER J., THONY J-L., 1969 - Mesures des teneurs en eau d'échantillons de sol non saturés par atténuation du rayonnement gamma émis par une source d'américium ^{241}Am .
C.R. Acad. Sci. PARIS 269 (982-985).
- WACK B., 1969 - Mesures par radioactivité en mécanique des sols.
Thèse de Doctorat ès-Sciences Physiques. Faculté des Sciences de GRENOBLE.
- WATSON K.K., 1965 - Some operating characteristics of a rapid response tensiometer system.
Water Res. Research, 1,4 (577-586).
-

CHAPITRE III

EXPERIMENTATION DES EFFETS D'HYSTERESIS

1 - INTRODUCTION A L'ETUDE EXPERIMENTALE

Des quelques considérations sur la théorie des écoulements en milieux poreux non saturés exposées dans le premier chapitre il apparait que les relations $\theta(\psi)$ et $K(\psi)$ conditionnent fortement la solution de tout problème d'écoulement et que par ailleurs, ces relations sont soumises à des effets d'hystérésis importants.

Il est clair que la simulation mathématique d'un écoulement ne peut être valable si elle ne prend en compte les phénomènes d'hystérésis dont l'importance considérable a pu être observée précédemment pour la relation succion-teneur en eau.

Si à présent le traitement numérique de l'équation générale du transfert, en lui-même ne soulève plus de difficultés importantes, il n'en reste pas moins que le problème majeur consiste à expliciter les relations à hystérésis afin de les introduire dans la résolution du problème.

C'est une entreprise qui parait difficile si l'on songe qu'il existe une infinité de courbes de succion dans le plan $\psi - \theta$. Aussi s'agit-il de préciser de quelle manière ces courbes de succion s'inscrivent dans le faisceau à hystérésis afin d'établir quelques principes généraux du mécanisme de l'hystérésis en $\psi - \theta$, tout en vérifiant les quelques rares hypothèses émises jusqu'ici,

sur lesquelles nous reviendrons, qui permettent d'expliciter la relation $\psi(\theta)$ dans la résolution numérique des équations d'écoulement.

Rappelons cependant que les travaux de TOPP et MILLER (1966) ont permis de mettre en évidence, l'existence de deux familles de courbes bien distinctes :

- les courbes de succion primaires en drainage,
- les courbes de succion primaires en humidification,

dont chacune dépend apparemment non seulement des conditions initiales de teneur en eau et de leur évolution au cours de l'écoulement mais encore de l'évolution antérieure de l'état hydrique du sol.

Il est de ce fait très important de pouvoir préciser la façon dont s'effectue dans le domaine à hystérésis $\psi(\theta)$ le passage d'une humidification à un drainage, ou inversement d'un drainage à une humidification, en déterminant l'évolution continue de la relation succion-teneur en eau par des mesures simultanées de ces deux grandeurs.

Un certain nombre d'études expérimentales d'écoulements, montrent que dans une colonne soumise à une redistribution d'un certain volume d'eau infiltré, toute section subit un drainage après avoir été préalablement humidifiée jusqu'à une teneur en eau maximale θ_* [VACHAUD (1966), WATSON (1967)]. L'analyse numérique de l'écoulement confirme d'ailleurs l'existence de ce mécanisme [RUBIN (1966)].

Il est clair que l'analyse d'un tel mouvement d'eau permettra de caractériser le processus de transition d'un type d'écoulement à un autre.

Nous nous proposons donc d'étudier une série de trois cycles d'infiltration - redistribution sur une même colonne de sol verticale en analysant la corrélation succion-teneur en eau obtenue au cours de ces essais pour différents points de la colonne.

Nous essaierons en particulier d'observer si une courbe de succion en drainage peut être caractérisée par le seul paramètre θ_* , teneur en eau de transition entre une humidification et un drainage, en quel cas le réseau de courbe peut être défini bien plus clairement. Notons que si, de plus, $\theta_*(\psi)$ constituait une courbe unique, les effets d'hystérésis ne dépendraient pas de l'évolution antérieure des teneurs en eau du matériau. Notons que cette dernière hypothèse a très souvent été émise afin de tenir compte, dans des études analytiques, des effets d'hystérésis [FREEZE (1969), GUELIN (1969), STAPLE (1969)].

La connaissance des profils hydriques et de succions instantanés permettra par ailleurs de déterminer le coefficient de conductivité K de l'écoulement et sa variation en fonction de la teneur en eau et de la suction. Nous essaierons d'établir dans quelle mesure sa valeur est affectée par les phénomènes d'hystérésis, car si l'hystérésis en $K(\psi)$ ne fait aucun doute, il semble que celle en $K(\theta)$ soit très controversée [POULOVASSILIS (1969), TOPP (1969)]. Mais décrivons tout d'abord le dispositif expérimental.

2 - LE DISPOSITIF EXPERIMENTAL

Ces essais ont été réalisés en laboratoire climatisé (température : $20^{\circ} \pm 1^{\circ}$) afin de respecter la condition d'isothermie de l'écoulement, mais aussi en raison de l'utilisation d'un appareillage électronique sensible aux variations de température.

Après avoir décrit sommairement l'appareillage de mesure, nous nous étendrons plus longuement sur quelques particularités de ce dispositif entre autre sur la procédure de centralisation des mesures et le traitement des données. Cet ensemble expérimental permet en effet de centraliser automatiquement les informations et de les traiter directement sur ordinateur.

2.1. La colonne de sol

L'étude expérimentale des phénomènes d'hystérésis a été réalisée sur une colonne de sol verticale parallélépipédique de 4,0 cm d'épaisseur moyenne, de 25cm de large et de 85,5 cm de haut.

Le sol utilisé est un sable silteux provenant d'une fouille dans la plaine alluviale de l'Isère. C'est un matériau sédimentaire à granulométrie néanmoins relativement serrée. La courbe granulométrique est représentée figure III.1. Les rares particules de diamètre supérieur à 2 mm ont été éliminées par tamisage du matériau préalablement séché à l'air. Le sol contient par contre environ 10 % de particules de diamètre inférieur à 74 microns et ce sont précisément ces particules fines qui confèrent au matériau ses propriétés hystérétiques.

La mise en oeuvre de cette colonne nécessite un soin particulier. Il est en effet essentiel, pour que les effets d'hystérésis soient effectivement significatifs que les dispersions expérimentales dues à l'hétérogénéité du sol soient minimales, ce qui implique une répartition homogène des éléments fins au

Granulométrie du sol

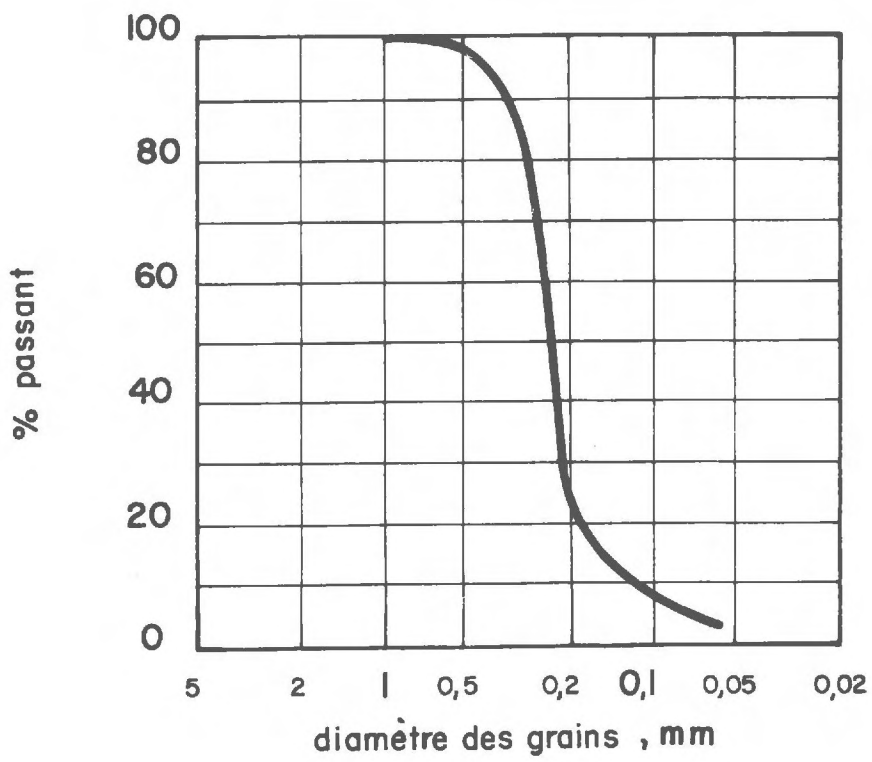


fig. II-1

sein du matériau et, par voie de conséquence, une dispersion minime dans les valeurs de la masse spécifique ρ_d du sol. Il importe par ailleurs que la teneur en eau, à un instant donné, puisse être considérée comme uniforme dans toute une section donnée de la colonne car comme nous le verrons, les mesures de teneur en eau et de succion ne sont pas effectuées en un même point d'une section.

Le sol préalablement séché à l'air et bien remanié est déposé par faibles quantités (environ 300 cm^3) dans la cuve et compacté uniformément. Les effets de ce compactage sont contrôlés à l'aide du dispositif de mesure par absorption de rayons γ en enregistrant les comptages à travers le sol sec.

Un ensemble de deux comparateurs, montés sur un équipage mobile et alignés de part et d'autre de la cuve, permet d'obtenir en fin de remplissage l'épaisseur X_s de sol contenu dans la cuve suivant la verticale explorée, des comptages γ dans la cuve vide ayant permis de déterminer préalablement l'épaisseur de la cuve vide. La variation de l'épaisseur X_s du sol est certes faible (elle varie de 3,929 à 4,167 cm) mais il est néanmoins important d'en tenir compte dans les calculs des teneurs en eau d'après la relation exponentielle d'absorption.

La cuve étant remplie, une dernière série de comptages γ permet de déterminer la variation de la masse volumique de sol sec suivant la verticale d'exploration. La loi exponentielle d'absorption conduit en effet à la relation :

$$\rho_d = \frac{1}{\mu_s X_s} \ln \frac{N_0}{N_1}$$

N_0 désigne pour une section donnée, le taux de comptage à travers la cuve vide et N_1 celui à travers la cuve pleine de sol sec, μ_s étant le coefficient d'absorption massique du sol.

Le profil de masse volumique du sol sec en place est représenté figure III.2. La colonne de sol repose sur une couche de sable grossier de 5 cm d'épaisseur. Notons enfin que les parois latérales de la cuve sont munies de prises d'air réparties uniformément de telle sorte que l'air présent dans le sol soit en tout point soumis à la pression atmosphérique au cours des essais. Une mise à l'atmosphère est par ailleurs prévue au fond de la cuve.

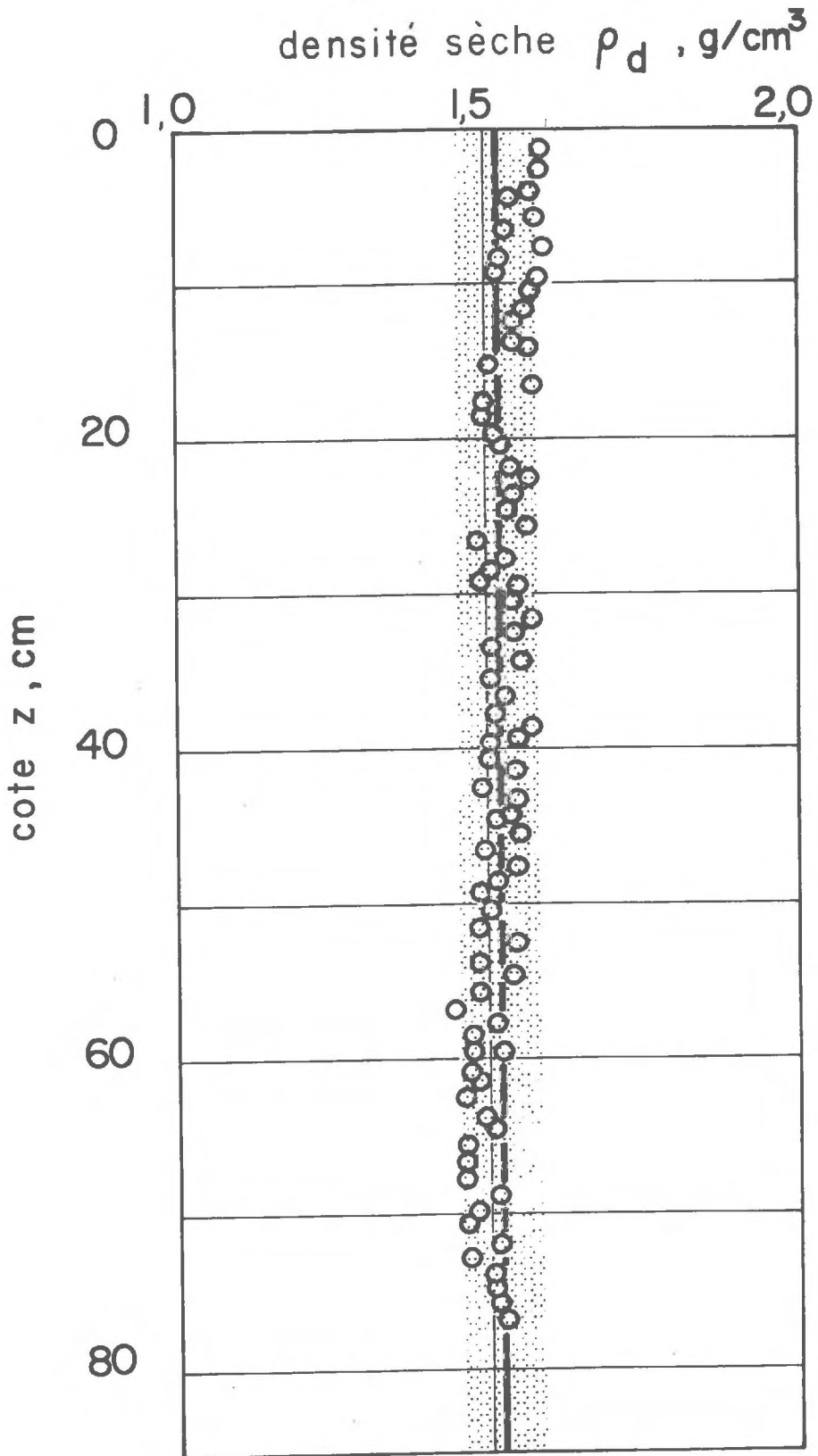


fig. III-2

Notons qu'il sera constamment nécessaire de pouvoir disposer rapidement des valeurs du taux de comptage en sol sec N_s , de l'épaisseur X_s pour une section donnée de cote Z , lors du calcul de la teneur en eau θ dans cette section.

Aussi sera-t-il utile de répertorier l'ensemble de ces valeurs sous la forme d'un fichier.

2.2. Le dispositif de mesure des teneurs en eau et son équipage mobile

La mesure des teneurs en eau par absorption d'un faisceau de rayonnement gamma émis par l'Américium 241 qui a fait l'objet d'une mise au point exposée précédemment a été effectuée à l'aide d'un dispositif identique à celui utilisé dans les essais préliminaires et présenté figure II.5.

Rappelons simplement que le montage doit assurer une bonne géométrie du faisceau afin d'éliminer les photons diffusés et que l'appareillage électronique doit permettre une discrimination des impulsions afin de pouvoir rejeter les photons d'énergie plus faible que celle du faisceau incident ; la loi d'absorption exponentielle n'étant valable que pour un rayonnement monoénergétique.

Compte tenu de la géométrie de mesure adoptée, les coefficients d'absorption massique du sol (μ_s) et de l'eau (μ_w) qui ont été déterminés préalablement sur des échantillons de teneur en eau connue, valent respectivement :

$$\mu_s = 0,2835 \pm 0,0005 \text{ cm}^2/\text{g}$$

$$\mu_w = 0,19981 \pm 0,00002 \text{ cm}^2/\text{g}$$

Une vérification expérimentale de la valeur du coefficient d'absorption massique de l'eau a été effectuée au cours d'une des infiltrations que nous allons décrire, en comparant le volume d'eau effectivement infiltré avec celui obtenu par intégration du profil hydrique et une excellente concordance a été obtenue.

La source et le détecteur sont fixés sur un plateau mobile verticalement. Ce plateau doit être suffisamment rigide pour ne pas avoir, en cours d'essai, de déplacements différentiels des axes des collimateurs qui doivent être alignés préalablement. Un guidage assure le déplacement vertical de cet équipage qui permet donc de déterminer les teneurs en eau dans toute section de la colonne de sol suivant un axe vertical.

Le déplacement du plateau est commandé par un moto-réducteur. En bout d'arbre du moteur est fixé un disque percé de deux trous qui en tournant passe devant une cellule photo-électrique reliée à une échelle de comptage d'impulsions. Ce dispositif permet ainsi de comptabiliser le nombre de tours du moteur. Ces impulsions dont chacune correspond à un demi-tour du moteur sont comptées positivement pour un déplacement vertical ascendant. Elles sont décomptées pour un déplacement en sens inverse. La position de l'équipage mobile peut être ainsi repérée par le nombre d'impulsions affiché sur l'échelle de comptage. Un présélecteur permet de fixer le pas du déplacement en imposant au moteur un nombre n tours de rotation. La vitesse de déplacement du plateau est de l'ordre de 2 cm/sec. La corrélation impulsions-déplacements de l'équipage mobile est rigoureusement linéaire et la constante d'étalonnage vaut 4 impulsions/mm. La précision du déplacement est supérieure à 0,2 mm.

Par ailleurs, deux relais positionnés à chaque extrémité de la colonne permettent, en fin de course, d'inverser automatiquement le sens de rotation du moteur et les polarités des impulsions. Cet ensemble permet donc d'effectuer une prospection automatique et continue.

Notons enfin que les essais que nous nous proposons de réaliser sont d'assez longue durée et qu'il est alors indispensable de s'assurer périodiquement de la stabilité des comptages ou de déterminer éventuellement leurs variations aléatoires voire une dérive.

A cet effet, des comptages à travers un absorbant de référence, une cale en duralumin de 20 mm d'épaisseur, sont réalisés toutes les deux heures environ, en tout état de cause au début et à la fin de chaque prospection. Cette précaution, indispensable dans le cas d'une émission γ par une source de faible durée de vie est cependant moins impérative dans le cas de l'Américium (cf. Chap. II - 1.2). Toutefois, elle permet de détecter toute défaillance de l'appareillage électronique de la chaîne de détection.

Ainsi, toute valeur du taux de comptage pourra être affectée de la variation relative des comptages de référence.

2.3. Le dispositif de mesures tensiométriques

Le dispositif de mesures tensiométriques a été réalisé dans le but de mesurer simultanément la succion en plusieurs sections de la colonne dans lesquelles des variations importantes de cette grandeur peuvent être enregistrées.

La répartition des tensiomètres est de ce fait plus dense dans la partie supérieure de la colonne.

Le dispositif comporte une série de 10 tensiomètres alignés sur une même verticale distante de 8 centimètres environ de la verticale d'exploration des teneurs en eau correspondant à l'encombrement du détecteur, afin de laisser le libre passage de l'équipage mobile.

Notons que de ce fait, les mesures de θ et de ψ bien qu'effectuées dans une même section sont légèrement décalées ce qui implique, comme nous l'avons souligné précédemment, l'hypothèse d'une répartition uniforme des teneurs en eau et des succions dans une section donnée.

Les références des tensiomètres et leurs cotes respectives comptées à partir du sommet de la colonne sont données par le tableau suivant :

! Réf. !	! C ₁ !	! C ₂ !	! C ₃ !	! C ₄ !	! C ₅ !	! C ₆ !	! C ₇ !	! C ₈ !	! C ₉ !	! C ₁₀ !
! Cotes !	! 1,5 !	! 6,5 !	! 11,5 !	! 16,5 !	! 26,5 !	! 34 !	! 41,5 !	! 46,5 !	! 51,5 !	! 71,5 !
! en !										
! cm !										

A chaque tensiomètre est associé un capteur de pression. Le montage du tensiomètre et de son capteur sur la colonne est identique à celui présenté figure II.8. Les capteurs sont connectés en permanence à une baie distributrice de courant alimentée par une source basse-tension continue stabilisée. La courbe d'étalonnage de chaque capteur doit être déterminée préalablement pour cette tension d'alimentation commune.

La sortie de chaque capteur peut être connectée à un voltmètre digital par l'intermédiaire d'un sélecteur multivoies. La commutation des voies peut être effectuée manuellement, mais en cours d'essais, elle est réalisée par une commande automatique incluse dans un programme séquentiel.

2.4. La centralisation de mesure

Le dispositif expérimental comporte par ailleurs, un ensemble d'automatisation conçu d'une part pour centraliser et enregistrer les informations et pour permettre d'autre part une programmation séquentielle et continue des opérations.

A cet effet, cet ensemble se compose :

- d'une centrale de mesure permettant d'enregistrer les différentes informations sous forme analogique ou digitale.
- d'un dispositif de commande automatique exécutant un programme séquentiel cyclique.

Les informations sont recueillies sur une imprimante TELETYPE qui permet par ailleurs de les perforer simultanément sur bande. Cette bande perforée peut être alors traitée directement sur ordinateur IBM 1130.

La centralisation de mesure peut s'effectuer selon 3 programmes qui limitent la capacité d'enregistrement de la centrale à :

- . soit 1 capteur et 2 échelles de comptage en programme I
- . soit 11 capteurs et 3 échelles de comptage en programme II
- . soit 24 capteurs et 8 échelles de comptage en programme III

Le schéma général du dispositif expérimental est présenté figure III.3. La photographie n°2 donne une vue d'ensemble de ce dispositif. Une vue de détail du montage des tensiomètres et de leurs capteurs est présentée, photographie n°3.

3 - LA METHODE EXPERIMENTALE

3.1. Procédure séquentielle cyclique

Si une simple lecture de voltmètre permet de connaître la valeur de la succion en un point donné du sol, la mesure d'une teneur en eau nécessite un comptage gamma durant un temps relativement long dans une section donnée de la colonne.

Une détermination des variations spatio-temporelles des teneurs en eau exige de ce fait une procédure séquentielle cyclique comportant une phase de comptage dans une section donnée et une phase d'enregistrement de l'ensemble des informations suivie du déplacement de l'appareillage de mesure des teneurs en eau vers la section voisine. Cette programmation séquentielle est obtenue à l'aide d'un dispositif de commande électronique.

Ainsi à une cote Z_i , s'effectue tout d'abord un comptage gamma durant un intervalle de temps présélectionné. A la fin de cette période de comptage de

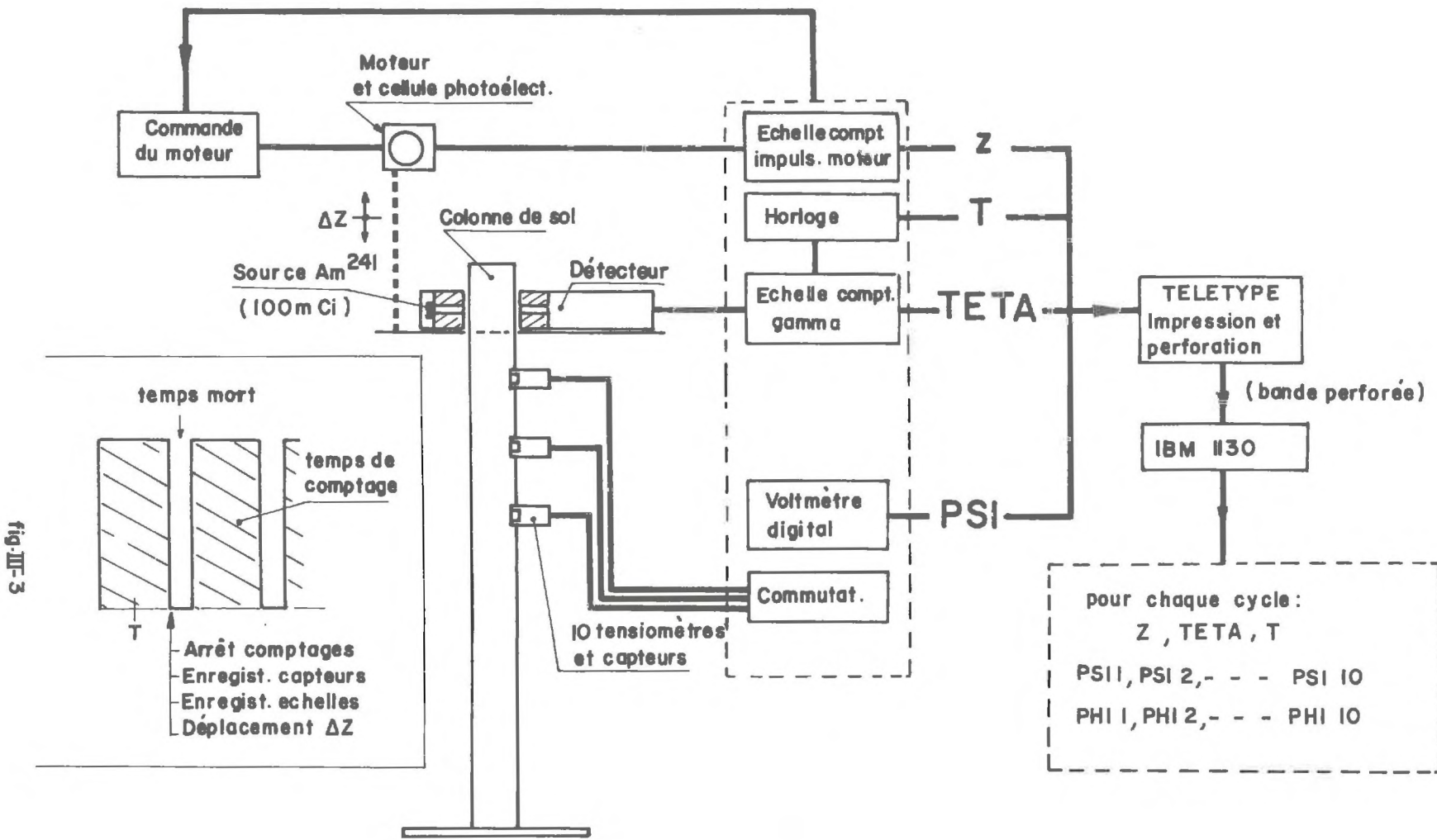


fig. III-3

Schéma général du dispositif expérimental

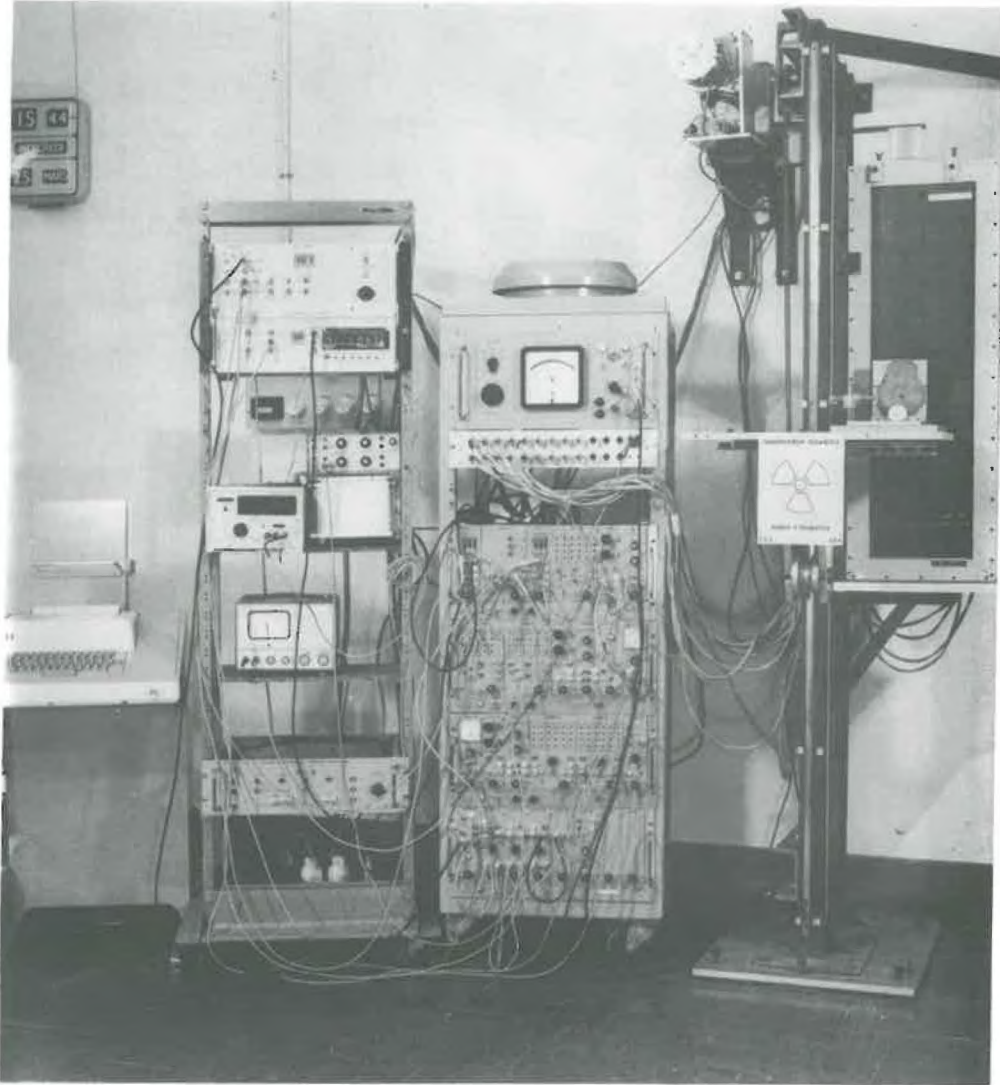


Photo n°2 - Vue d'ensemble du dispositif expérimental

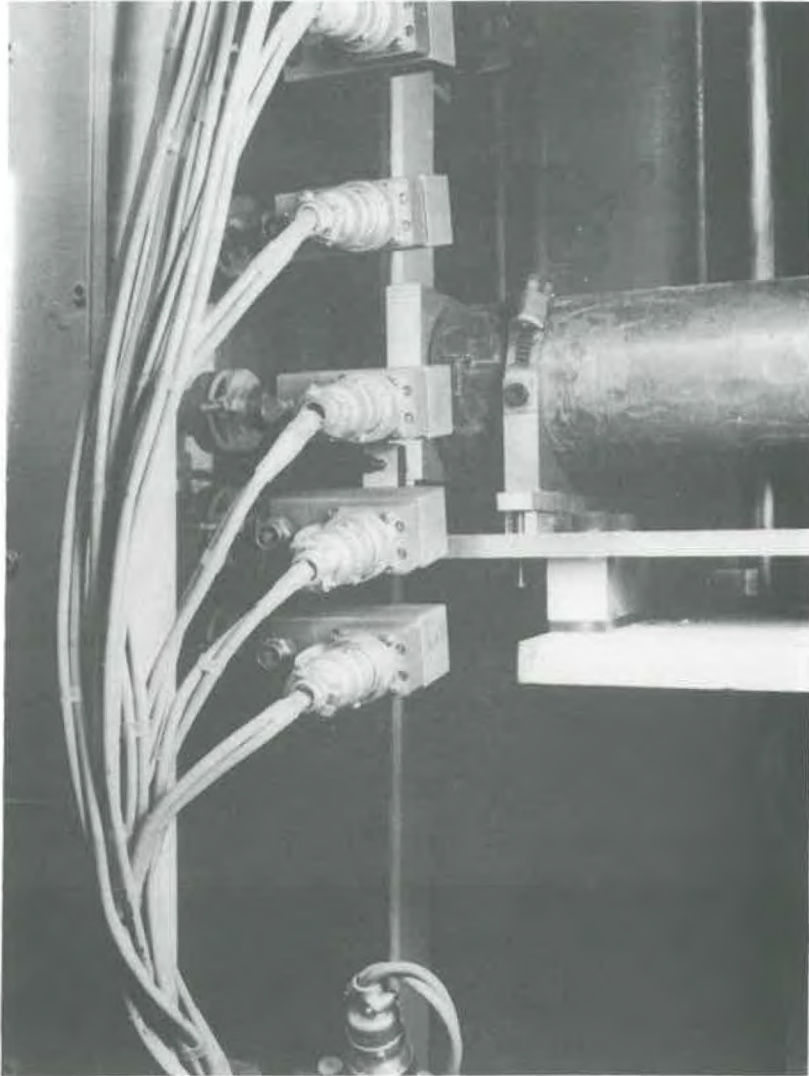


Photo n°3 - Vue de détail des tensiomètres et des capteurs associés
(face arrière de la colonne)

durée t_c une impulsion électrique émise par le tiroir de présélection du temps de comptage déclenche simultanément la commande d'impression et l'ouverture d'un tiroir de présélection (tiroir de présélection du temps mort).

Sont enregistrés successivement (impression et perforation de bande simultanée) :

- les tensions aux bornes des capteurs proportionnelles aux succions par commutation des différentes voies au voltmètre.
- l'échelle de comptage gamma
- l'échelle des impulsions correspondant à la cote Z de la plateforme
- le temps écoulé depuis l'instant initial de l'essai, par lecture d'horloge.

Une impulsion en fin d'impression commande alors le déplacement présélectionné de la plateforme vers la cote Z_{i+1} .

A la fin du temps mort t_m , dont la durée est supérieure à celle de l'impression et du mouvement de la plateforme, redémarre une nouvelle période de comptage dans la section Z_{i+1} . A cet effet, une impulsion électrique émise à la fin du temps mort par le tiroir de présélection correspondant déclenche la présélection du temps de comptage.

Le cycle i est représenté figure III.4. On notera que l'échelle des temps n'est pas respectée sur ce schéma t_c et t_m valent en effet en moyenne respectivement 60 et 20 sec.

Notons que la durée du cycle ($t_c + t_m$) est constante et prédéterminée. Chaque cycle est repéré dans le temps, à partir de l'instant initial des essais, par l'instant T atteint à la fin de la demi période de comptage ; à cet instant, une horloge à mémoire affiche le temps qui sera lu au cours de l'enregistrement suivant.

Ainsi, la valeur de la teneur en eau obtenue pour la cote Z_i sera affectée du temps T_i . Remarquons en effet que la valeur de la teneur en eau n'est qu'une valeur moyenne obtenue par intégration des comptages pendant le temps t_c et il est de ce fait logique de lui affecter l'instant moyen de la période de comptage.

Par contre aux valeurs instantanées des succions sera affecté l'instant $T_i + \frac{t_c}{2}$, le temps d'impression des capteurs étant relativement court.

Procédure séquentielle de l'exploration

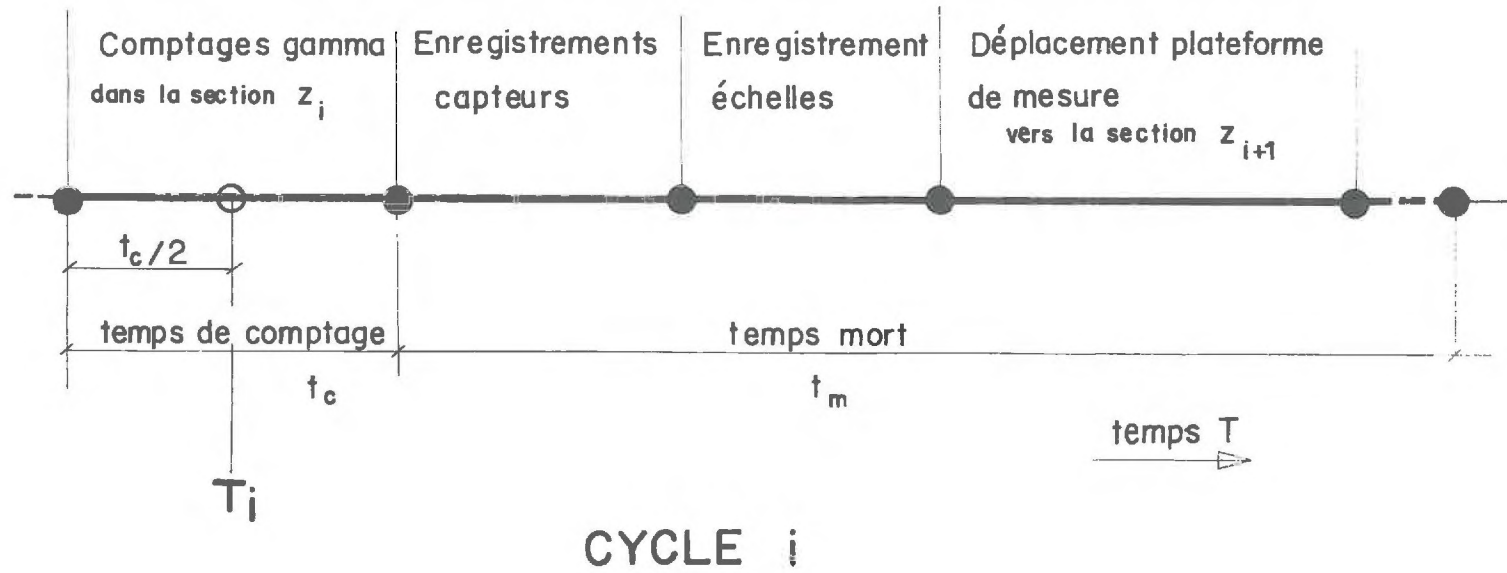


fig. III-4

3.2. Traitement des données

Comme nous l'avons indiqué précédemment, les différentes informations sont perforées sur une bande qui peut être traitée directement sur ordinateur moyennant une procédure de transcodage bande perforée TELETYPE - langage ordinateur (procédure EQUAT-PAPTI-PAPT Z).

Un certain nombre de données, entre autres pour une cote donnée, l'épaisseur de sol X_S , le comptage en sol sec N_S , intervenant fréquemment dans les calculs, sont mis préalablement en mémoire sur disque magnétique sous forme d'un fichier.

Le traitement de l'information prévoit pour chaque cycle :

- le calcul de la teneur en eau, compte tenu de la correction de dérive des comptages α .

$$\alpha = \frac{\text{CSTD0}}{\text{CSTD}} = \frac{\text{Taux de comptage de référence initial}}{\text{Taux de comptage de référence en cours d'essai}}$$

$$\theta = \theta_0 + \frac{1}{\mu_w \rho_w X_S} \ln \left(\alpha \frac{N_S}{N_W} \right)$$

θ_0 étant la teneur en eau résiduelle du sol séché à l'air

X_S l'épaisseur de sol

N_S le taux de comptages dans le sol séché à l'air (pour la teneur en eau θ_0)

N_W le taux de comptages en sol humide.

- le calcul de la cote de la section explorée à partir du nombre d'impulsions P affiché sur l'échelle de comptage des impulsions délivrées par le moteur :

$$Z = CP + D$$

C et D étant les constantes de la loi linéaire du déplacement de la plateforme de mesure.

- le calcul des suctions ψ pour chacun des 10 capteurs d'après la relation linéaire d'étalonnage de ces capteurs :

$$\text{PSI} = AV + B$$

REDISTRIBUTION SUCCEDANT A UNE INFILTRATION A DEBIT CONSTANT

	Z=51.69 CM.	TETA=0.2791	T= -0.012 H.								
TH= -0.004 H.	PSI	-16.87	-16.79	-17.59	-20.03	-22.62	-22.33	-22.84	-24.38	-25.31	-16.38
	PHI	-18.37	-23.29	-29.09	-36.53	-49.12	-56.33	-64.34	-70.88	-76.81	-87.88
	Z=56.71 CM.	TETA=0.2575	T= 0.012 H.								
TH= 0.020 H.	PSI	-26.39	-21.90	-20.65	-21.67	-22.93	-22.12	-22.39	-23.47	-24.16	-15.95
	PHI	-27.89	-28.40	-32.15	-38.17	-49.43	-56.12	-63.89	-69.97	-75.66	-87.45
	Z= 1.48 CM.	TETA=0.2931	T= 0.066 H.								
TH= 0.074 H.	PSI	-32.63	-27.46	-25.19	-25.01	-24.37	-22.53	-21.61	-21.94	-22.07	-14.96
	PHI	-34.13	-33.96	-36.69	-41.51	-50.87	-56.53	-63.11	-68.44	-73.57	-86.46
	Z= 6.50 CM.	TETA=0.2888	T= 0.091 H.								
TH= 0.099 H.	PSI	-34.34	-29.05	-26.55	-26.20	-24.99	-22.80	-21.39	-21.52	-21.27	-14.64
	PHI	-35.84	-35.55	-38.05	-42.70	-51.49	-56.80	-62.89	-68.02	-72.77	-86.14

RESULTATS OBTENUS A L'IMPRIMANTE IBM

(Les valeurs de PSI et de PHI sont données respectivement pour C₁, C₂, C₃ ... C₉, C₁₀)

fig. III-5

LISTING DU PROGRAMME DE CALCUL

```
LOG DRIVE   CAPT SPEC   CART AVAIL   PHY DRIVE
  0000       0002       0002       0000

V2 M07   ACTUAL   BK   CONFIG   BK

*EQUAT(PAPT7,PAPT1)

// FOR
*IOCS(KEYBOARD,PAPERTAPE,1132PRINTER,DISK)
*ONE WORD INTEGERS
*LIST SOURCE PROGRAM
  INTEGER X1,X2,X3
  REAL NO,NS,NW
  DIMENSION AV(10),RV(10),V(11),H(10),ZC(10),PHI(10)
  DATA AV/0.152284,0.088106,0.088106,0.158730,0.160428,0.147783,0.08
19286,0.143540,0.086505,0.091524/
  DATA RV/4*1.,0.,5*1./
  DATA ZC/1.5,6.5,11.5,16.5,26.5,34.,41.5,46.5,51.5,71.5/
  DATA CSTD0,ALPHA,TETO,A,9/337215.,5.,0.0065,-0.050211,76.8/
  DATA CSTD,TC,TR/222743.,60.,7000./
  DEFINE FILE 1(91,6,U,11)
  WRITE(3,100)
  K=0
1  READ(4,110)X1,V(1),V(2),V(3),V(4),V(5),V(6),V(7),V(8),X2,V(9),V(10)
  V(11),X3,NW,P,TAU
  K=K+1
  C=CSTD/CSTD0
  IF(NW)1,1,22
22 IF(P)1,2,3
  2 I1=1
  GO TO 10
  3 IF((IFIX(P))/10-P/10.)4,6,1
  4 P1=P+1
  IF((IFIX(P1))/10-P1/10.)5,11,1
11 P=P1
  GO TO 6
  5 P2=P-1
  IF((IFIX(P2))/10-P2/10.)1,12,1
12 P=P2
  GO TO 6
  6 IF((IFIX(P))/20-P/20.)8,7,1
  7 P=P/2.
  I1=1+(IFIX(P))/20
  GO TO 10
  8 IF((IFIX(P))/50-P/50.)1,9,1
  9 I1=76+(IFIX(P))/100
  GO TO 10
10 READ(1,I1)NO,NS,XS
  T=(TAU-TR)/3600.
  TETA=TETO+(ALOG(NS*C/NW))*ALPHA/XS
  Z=A*P+B
  WRITE(3,101)Z,TETA,T
  DO 20 L=1,10
20 H(L)=(V(L)+BV(L))/AV(L)
  WRITE(3,102)H(1),H(2),H(3),H(4),H(5),H(6),H(7),H(8),H(9),H(10)
  TH=((TAU+TC/2.)-TR)/3600.
  WRITE(3,103)TH
  DO 24 L=1,10
24 PHI(L)=H(L)-ZC(L)
  WRITE(3,104)PHI(1),PHI(2),PHI(3),PHI(4),PHI(5),PHI(6),PHI(7),PHI(8)
  1),PHI(9),PHI(10)
  GO TO 1
100 FORMAT(2X,'INFILTRATION A DEBIT CONSTANT'///)
101 FORMAT(10X,'Z='F5.2,1X,'CM.',10X,'TETA='F6.4,7X,'T='F7.3,1X,'H.
  1'/)
102 FORMAT(18X,'H',4X,F7.2,3X,F6.2,3X,F6.2,3X,F6.2,3X,F6.2,3X,F6.2,3X,
  1F6.2,3X,F6.2,3X,F6.2,3X,F6.2)
103 FORMAT(2X,'TH='F7.3,1X,'H. ')
104 FORMAT(18X,'PHI',2X,F7.2,2X,F7.2,2X,F7.2,2X,F7.2,2X,F7.2,2X,F7.2,2
  1X,F7.2,2X,F7.2,2X,F7.2,2X,F7.2//)
110 FORMAT(4X,I3,3X,E5.2,3X,E5.2,3X,E5.2,3X,E5.2,3X,E5.2,3X,E5.2,3X,E5
  1.2,3X,E5.2,2X/4X,I3,3X,E5.2,3X,E5.2,3X,E5.2,2X/4X,I3,2X,E6.0,4X,E4
  2.0,2X,E6.0,2X)
  CALL EXIT
  END
```

V étant la tension aux bornes du capteur en mV

A et B les constantes d'étalonnage du capteur.

- le calcul du potentiel ϕ dans les différentes sections :

$$PHI = PSI - Z$$

Z étant la cote de la section.

- le calcul du temps

T , instant moyen de la période de comptage

$$TH, = T + \frac{t_c}{2} , \text{ instant de scrutation des capteurs.}$$

Les résultats expérimentaux sont donnés sous la forme d'un tableau reporté figure III.5. Le listing complet du programme de calcul est reproduit figure III.5bis. Il est certain qu'un sous-programme de traçage permettrait d'obtenir l'ensemble des courbes de variation de la teneur en eau et de la succion ainsi que la corrélation teneur en eau - succion. Cependant la procédure est complexe en raison du grand nombre d'informations recueillies au cours d'un essai. Elle suppose en effet que toutes ces informations soient préalablement remises en mémoire, ce qui nécessite non seulement une capacité de mémorisation importante, mais encore une durée de compilation très longue au cours du traçage.

4 - LES ESSAIS

L'étude expérimentale des phénomènes d'hystérésis que nous nous proposons d'exposer à présent, comporte plusieurs essais d'infiltration et de redistribution réalisés sur la même colonne de sol, afin d'obtenir le maximum d'observations sur les effets de l'hystérésis. Il importe en particulier que les conditions initiales et aux limites de ces essais soient très variées. Ainsi sera-t-il possible de parcourir le domaine d'hystérésis (ψ, θ) dans son ensemble et de déterminer l'influence éventuelle de l'histoire du matériau sur les effets d'hystérésis.

Chaque essai se compose d'une phase d'infiltration à charge constante (capacité d'infiltration du sol maximale) ou à débit constant imposé et d'une phase de redistribution à laquelle peut être associée une évaporation. Nous précisons à cette occasion le mécanisme d'une redistribution en notant dès à présent, qu'elle comprend schématiquement le drainage de la zone supérieure préalablement

humidifiée et l'humidification des zones profondes qui peuvent être à leur tour redrainées.

Ainsi, le premier essai concerne une infiltration à charge constante et une redistribution sans évaporation dans la colonne initialement sèche jusqu'à obtention de l'équilibre hydrostatique des succions. A cet essai succède une réinfiltration à charge constante suivie d'une redistribution sans évaporation. Enfin, un troisième essai, réalisé lorsque l'équilibre du second est atteint, comprend une infiltration à débit constant inférieur à la capacité d'absorption du sol à laquelle succède une redistribution tandis qu'une évaporation se produit à la surface du sol.

Nous étudierons successivement ces trois cycles d'infiltration-redistribution en déterminant pour chaque essai les profils hydriques et les profils de succion au cours de l'écoulement et en établissant la corrélation teneur en eau - succion pour les différentes sections de la colonne dans lesquelles sont implantés des tensiomètres.

4.1. Infiltration à charge constante et redistribution en sol sec

La colonne de sol séché à l'air (teneur en eau initiale constante et uniforme $0,0065 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) est soumise à une infiltration à charge constante ($\psi = -12 \text{ cm}$) à son sommet, en appliquant sur le sol, à l'instant initial, une plaque en bronze poreux alimentée par une burette de Mariotte. Cette plaque permet de répartir l'eau sur toute la surface de la colonne. Le sol peut être ainsi humidifié uniformément.

Nous notons au cours de cette infiltration, que le front d'humidification avance uniformément ce qui permet de supposer que la mesure d'une teneur en eau en un point de la section est significative de la teneur en eau dans toute la section.

Les tensiomètres sont mis en place au fur et à mesure de l'avancement de ce front, car dans le sol sec la succion dépasse très largement leur limite d'utilisation au delà de laquelle ils se désaturent.

L'infiltration est arrêtée au bout de 4000 s et toutes précautions sont prises pour éviter l'évaporation en couvrant la surface du sol. En fin d'infiltration, le front d'humidification atteint la cote 41,5 cm correspondant à la position du tensiomètre C7. Le profil hydrique dans la colonne en fin d'infiltra-

tion est représenté figure III.10 et il correspond bien évidemment au profil initial de la redistribution.

L'eau infiltrée dont le volume est obtenu par lecture de la burette de Mariotte se redistribue ensuite et nous nous proposons d'analyser tout d'abord plus particulièrement le processus de cette redistribution.

a) Etude du processus de la redistribution

Au cours d'une redistribution succédant à une période d'infiltration, l'eau migre de la zone humide vers la zone sous-jacente sèche sous les effets complémentaires de gravité et de capillarité. Cependant, comme nous l'avons indiqué précédemment, le processus peut paraître complexe car des sections humidifiées en cours de redistribution peuvent être à leur tour drainées.

Il est à présent établi d'une manière générale que dans une colonne de sol semi-infinie soumise à une redistribution à la fin d'une infiltration, l'évolution des teneurs en eau dans toute section de cette colonne est tout d'abord croissante (humidification) puis décroissante (drainage).

La courbe des teneurs en eau en fonction du temps pour une section donnée présente donc un maximum. Le temps au bout duquel ce maximum est atteint dans une section dépend de l'abscisse de cette section (de sa profondeur, pour une colonne verticale). Par ailleurs, ce maximum de teneur en eau est atteint d'autant plus lentement que la section est plus éloignée de la section origine.

Si nous ne considérons ici que le cas d'une colonne verticale soumise à une redistribution vers le bas, la description de ce processus est cependant valable dans tous les cas quelle que soit, dans le mouvement, l'influence de la composante gravitaire sur le transfert (positive, négative ou nulle).

Si à l'instant t_i , z_{*i} désigne la cote de la section dans laquelle le maximum de teneur en eau θ_{*i} est atteint, le sol est drainé, à cet instant dans toute la zone supérieure ($0 \leq z \leq z_{*i}$) tandis que toute section inférieure est humidifiée (ou a tendance à être humidifiée suivant que le front d'humidification aura déjà ou non atteint cette section).

Les notations sont celles employées très récemment par PECK (1970).

Notons qu'au voisinage immédiat de la surface du sol, le maximum de teneur en eau θ_* peut être atteint durant la période d'infiltration qui précède la redistribution (il est atteint instantanément à la surface du sol). La teneur en eau reste alors constante durant l'infiltration. Soulignons que cette teneur en eau maximale ne correspond pas nécessairement à la teneur en eau de saturation comme nous le verrons lors de la 3ème infiltration. Durant la redistribution, toute la zone pour laquelle $\theta = \theta_*$ est soumise instantanément à un drainage. Toute section pour laquelle la teneur en eau est inférieure à θ_* à l'instant initial de la redistribution est tout d'abord humidifiée. Cependant, dans la région où la teneur en eau est initialement très voisine, bien qu'inférieure à θ_* , ce phénomène d'humidification est si rapide qu'on ne peut généralement l'observer.

Il est donc possible de distinguer à un instant donné de la redistribution deux zones bien distinctes dans la colonne :

- une zone en drainage dont l'étendue s'accroît au cours du temps,
- une zone sous-jacente à celle qui est drainée, limitée vers le bas par la position du front d'humidification à cet instant, soumise à une humidification, la frontière étant caractérisée par un maximum dans l'évolution de sa teneur en eau et de sa succion ($\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \psi}{\partial t} = 0$)

Le processus de la redistribution est schématisé figure III.6.

Pour ce premier essai d'infiltration-redistribution, l'évolution des teneurs en eau en fonction du temps, dans différentes sections de la colonne, est représentée figure III.7, pour les 20 premières heures de la redistribution (l'origine des temps étant prise à l'instant final de l'infiltration).

Ces différentes courbes montrent clairement que l'évolution des teneurs en eau présente un maximum pour chaque section considérée quoique moins nettement cependant au voisinage de la surface du sol par suite de la variation rapide des teneurs en eau et des faibles écarts entre la teneur en eau en fin d'infiltration et la teneur en eau maximale.

Ces maxima de teneur en eau s'établissent sur une courbe enveloppe Γ obtenue antérieurement dans des essais de redistribution horizontale par VACHAUD (1966).

Des évolutions analogues de la succion peuvent être mises en évidence car succions et teneurs en eau varient corrélativement comme l'indiquent les

Redistribution verticale dans une colonne de sol semi-infinie - Schéma du processus (d'après PECK, [1970])

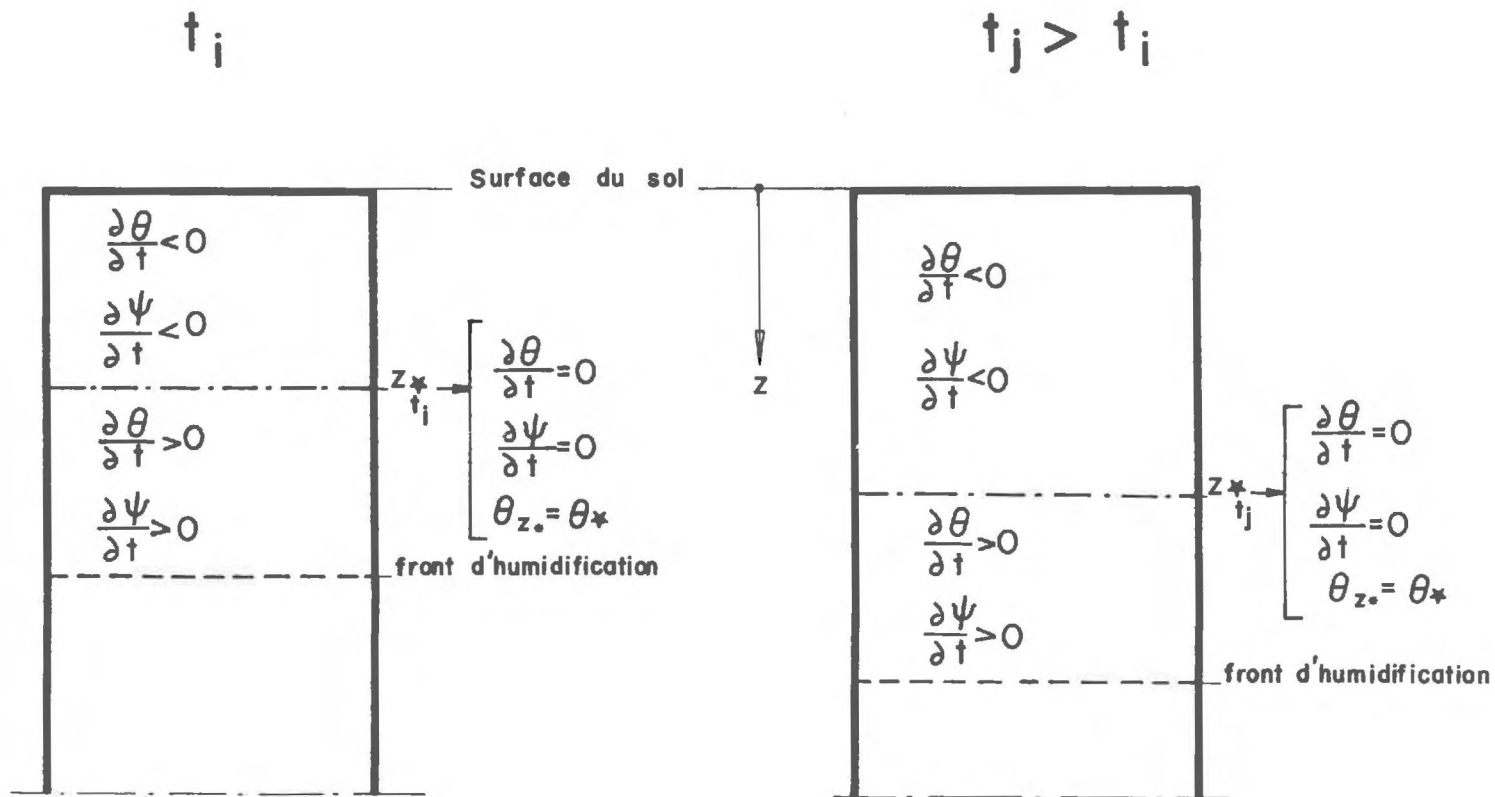
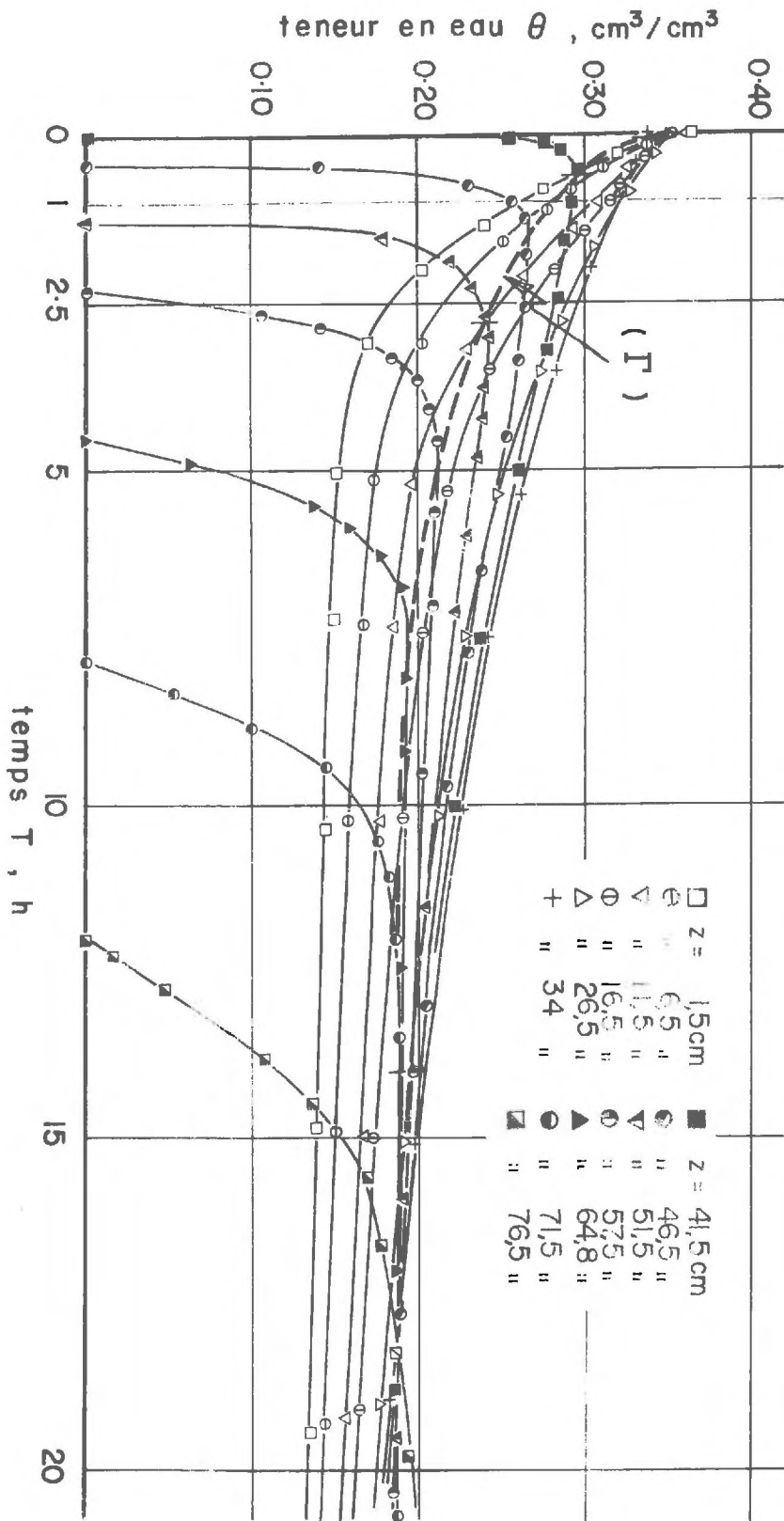


fig. III-6

fig. III-7



figures III.8 et III.9 qui représentent, pour différentes sections, les variations de θ et ψ en fonction du temps.

Ces réseaux de courbes permettent de déterminer les profils instantanés de teneur en eau et de succion dans la colonne au cours de la redistribution. Ces profils reportés figures III.10 et III.11, montrent que le front d'humidification atteint le fond de la colonne au bout de 25 heures environ.

Cette condition aux limites impose une modification du processus de la redistribution que nous venons d'exposer, car, rappelons-le, ce mécanisme n'est valable que pour un écoulement dans une colonne semi-infinie.

Il est donc intéressant d'étudier séparément les deux phases bien distinctes de la redistribution.

b) Analyse des courbes d'évolution des teneurs en eau et des succions

(i) 1ère phase ($T < 25$ heures)

Nous observons le processus classique décrit précédemment.

L'enveloppe des profils de teneurs en eau permet de définir la courbe $\theta_*(z)$ et celle des succions, la courbe $\psi_*(z)$ et on peut ainsi observer la propagation dans la colonne de la zone soumise au drainage.

D'autre part :

$$\psi \rightarrow -\infty \text{ si } \theta \rightarrow 0$$

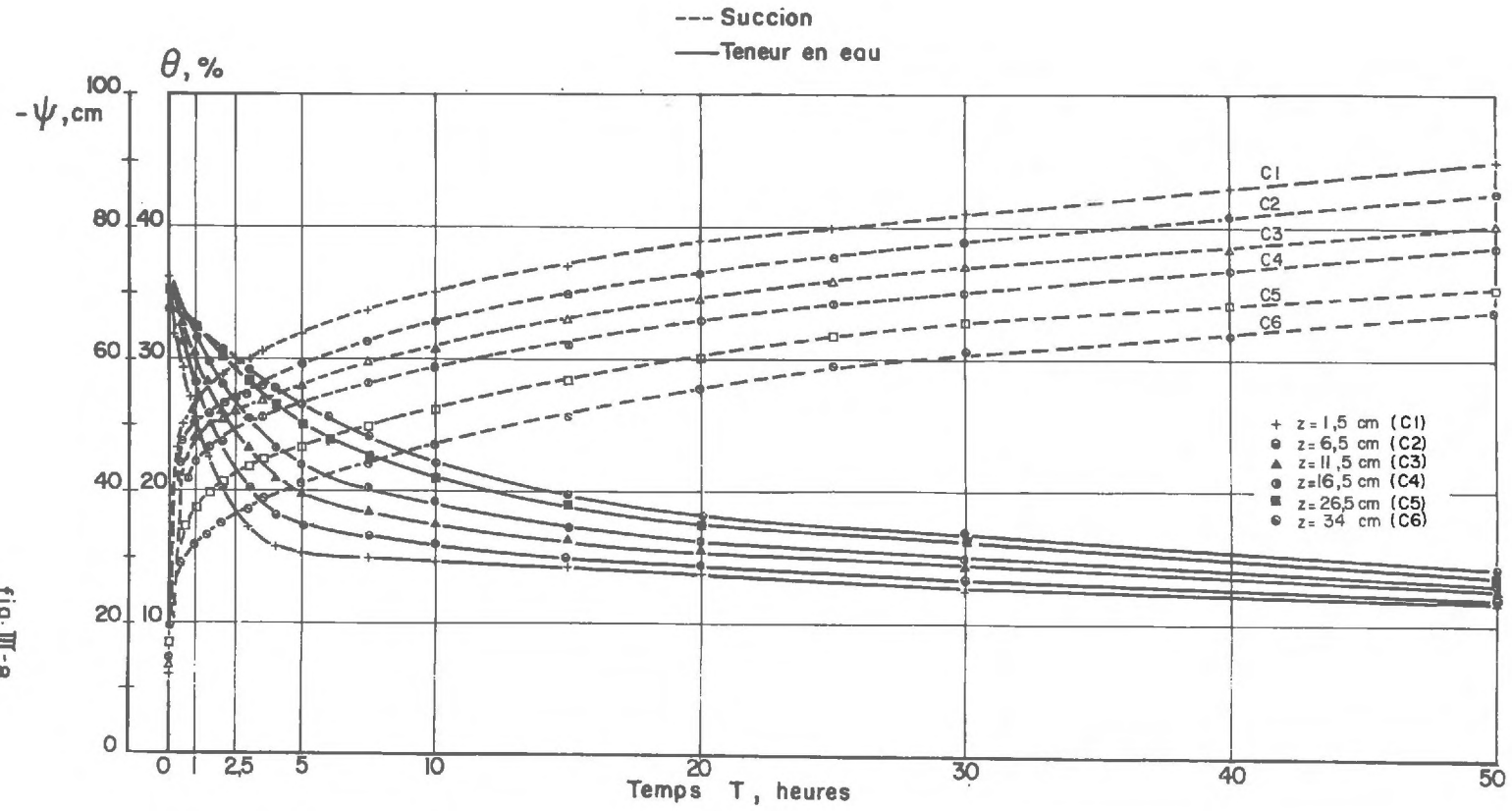
Chaque profil instantané de succions $\psi(z)_T$ présente donc une asymptote correspondant à la position z du front d'humidification à l'instant T .

Cette dernière considération permet de préciser le tracé des courbes de succion dans les régions où la succion est supérieure à la limite d'utilisation des tensiomètres.

Notons par ailleurs, que, durant toute cette phase, la continuité du transfert d'eau est assurée. Un planimétrage des profils hydriques permet en effet de vérifier que la relation de continuité :

$$\lambda \int_0^L \theta \, dz = \text{constante } V_0$$

8-III-8
fig. 614



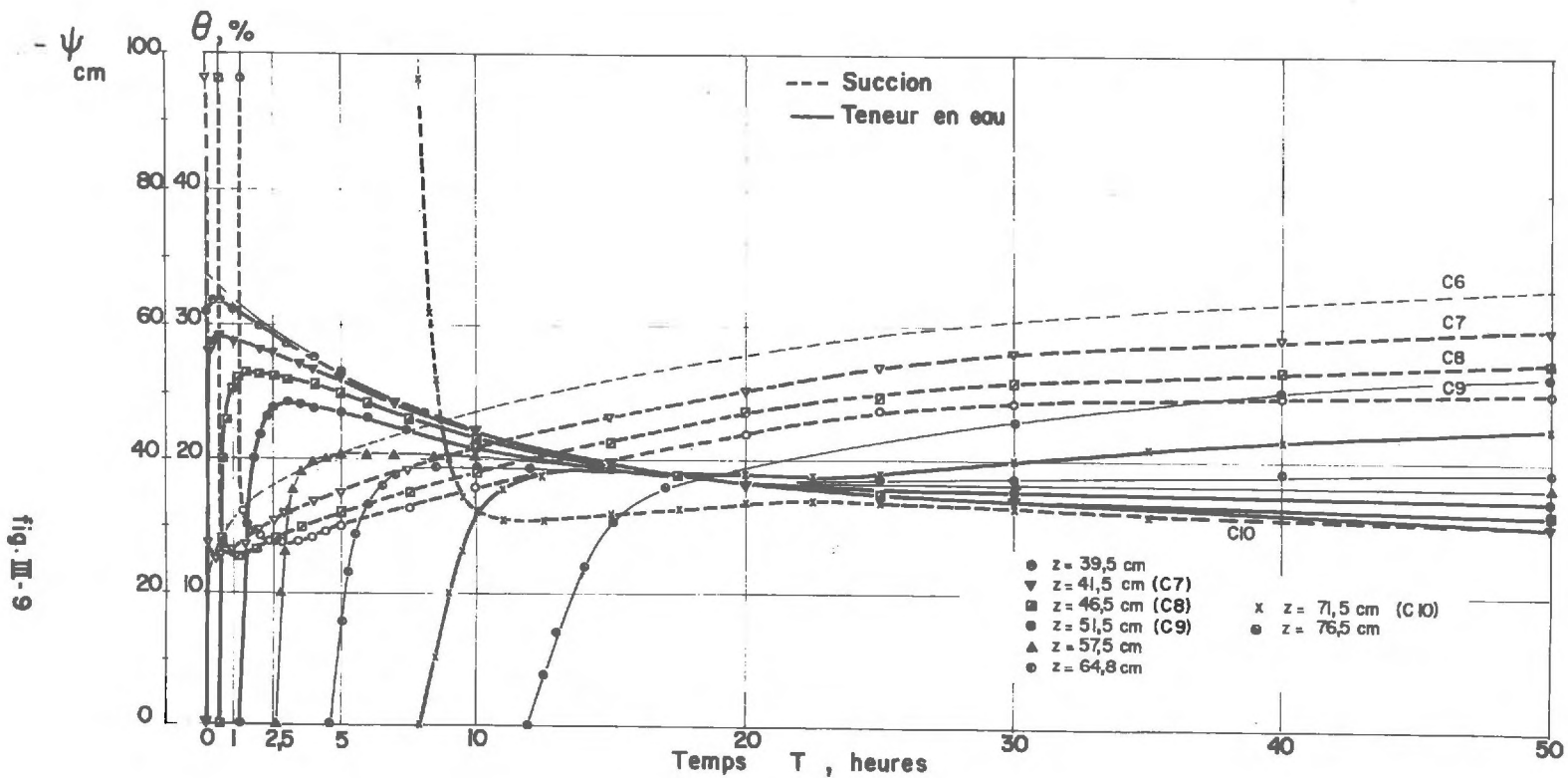


fig. III-9

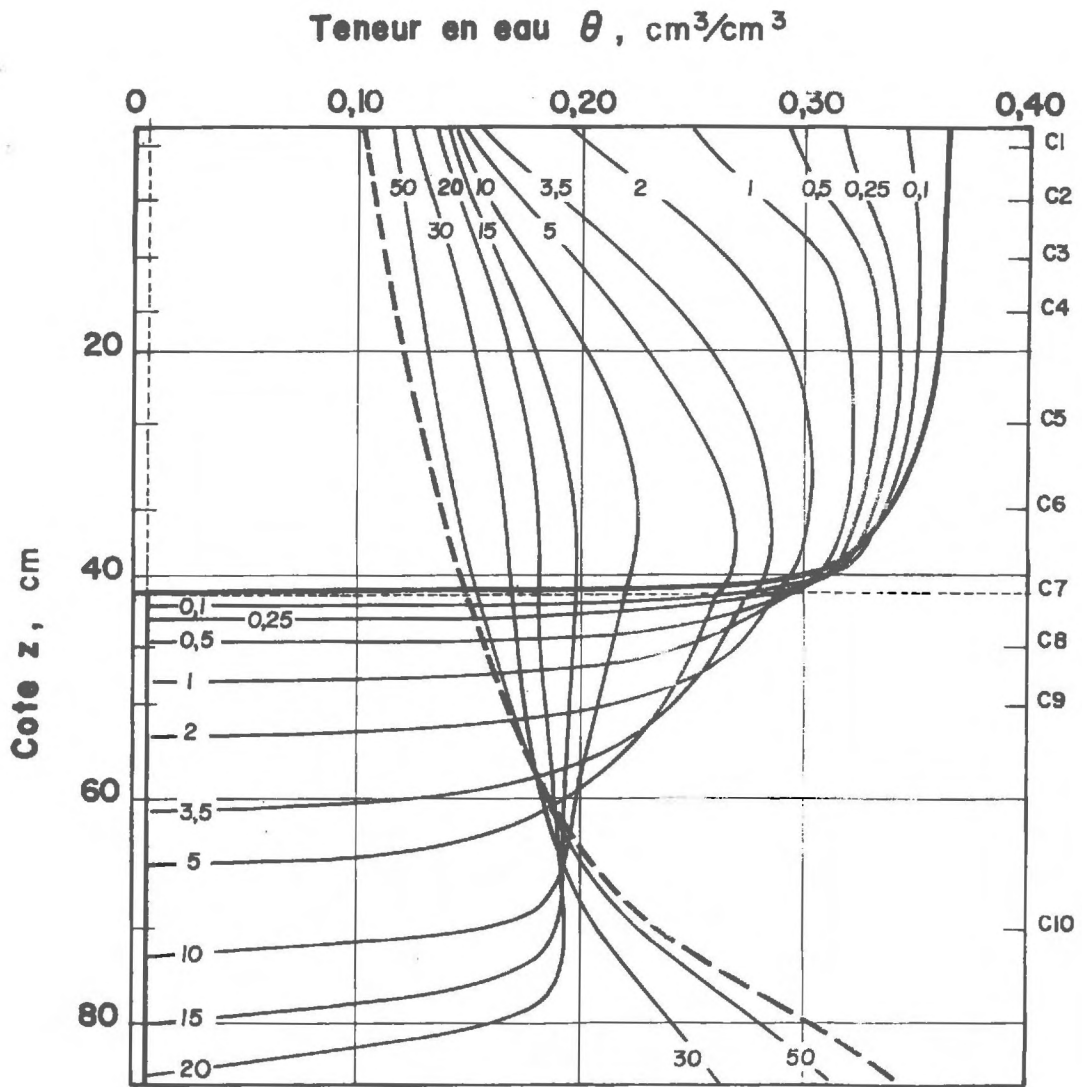


fig.III-10

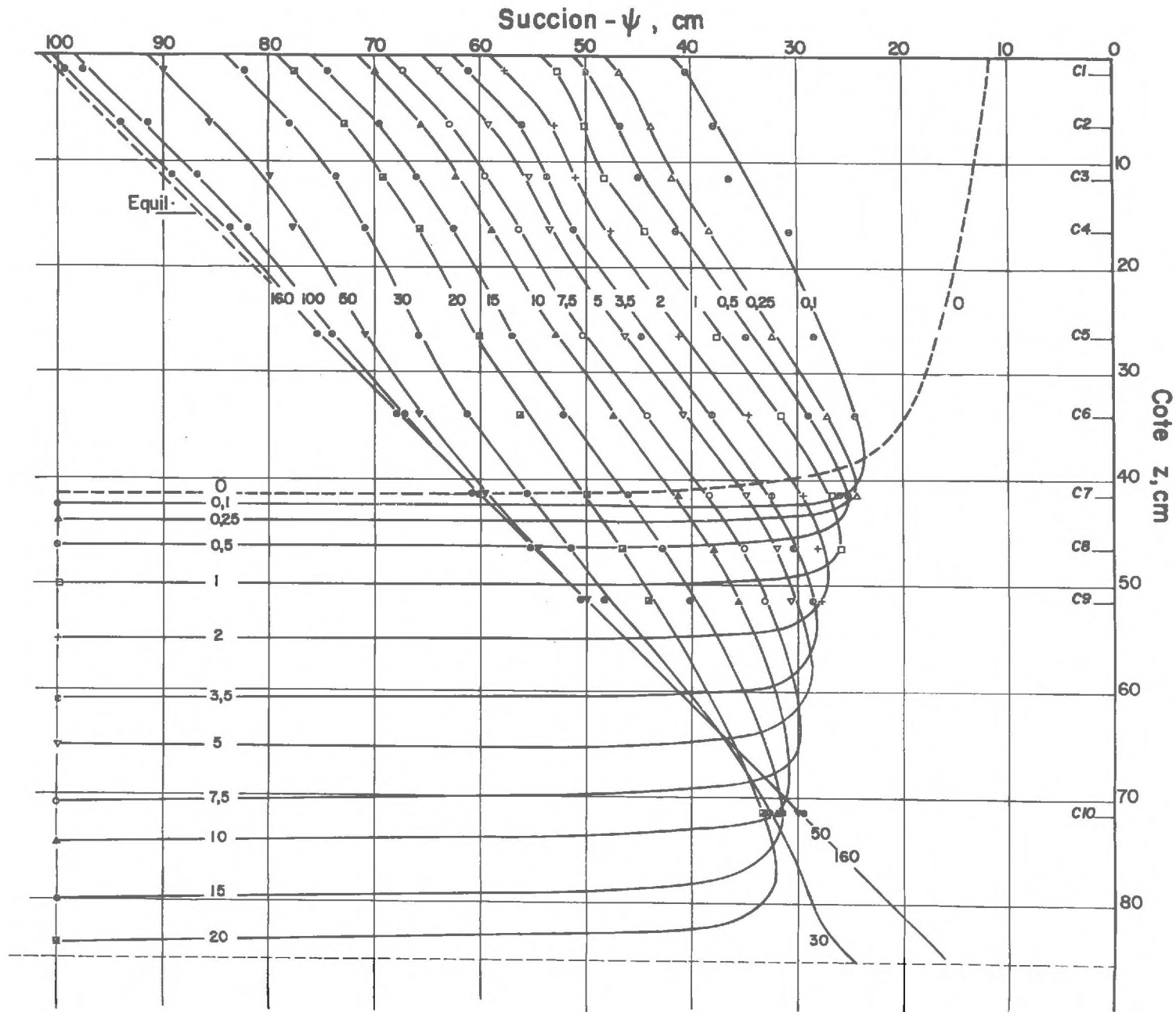


fig. III - II

L étant la longueur de la colonne

A l'aire d'une section

V_0 le volume total d'eau infiltrée.

Remarquons enfin que les profils de succion sont caractérisés par leur pente au sommet de la colonne, imposée par la condition de flux nul à travers la surface du sol :

$$\text{soit : } \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)_{z=0} = 0$$

$$\text{ou } \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_{z=0} = 1 \text{ pour toute valeur du temps.}$$

(ii) 2ème phase ($T > 25$ heures)

A cet instant, le front d'humidification atteint la couche de gravier et l'eau s'accumule dans le fond de la colonne ainsi que le montrent les profils hydriques de la figure III.10. L'intégration des profils hydriques permet d'observer qu'il n'y a pas percolation d'eau dans la couche de gravier (le volume d'eau V_0 se conserve dans la colonne de sol) et que les couches profondes s'humidifient constamment. Ce lit de gravier se comporte donc comme une couche perméable à l'air, mais non perméable à l'eau. On observe en effet, figure III.11, qu'à aucun moment, la succion dans l'interface sol gravier, n'excède la valeur de la succion à laquelle le gravier peut s'humidifier. Elle est pour ce matériau de l'ordre de - 5 cm alors que la succion maximale obtenue à l'interface avoisine - 15 cm.

De ce fait, une condition identique à celle du sommet s'établit à la base de la colonne :

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_{z=L} = + 1$$

imposée par l'absence d'écoulement à travers cette interface.

Au bout de 160 heures, l'essai est arrêté alors que l'équilibre hydrostatique des succions est pratiquement atteint, ainsi que le montre le profil des succions final.

Le profil des teneurs en eau final correspond sensiblement à celui d'un équilibre statique obtenu à la fin d'un drainage.

c) Analyse de la corrélation succion-teneur en eau

L'ensemble de ces différents réseaux de courbes permet ensuite d'établir une corrélation très complète entre les teneurs en eau et les succions, du moins dans les sections de la colonne où ces deux grandeurs ont été mesurées indépendamment (sections comportant un tensiomètre).

Les courbes de succion $\Psi (\theta)$ sont représentées figure III.12.

L'existence des phénomènes d'hystérésis ne fait aucun doute et ses effets sont très importants.

Le tracé des courbes de succion permet de mettre en évidence la domaine à hystérésis limité par les 2 courbes extrêmes :

- la branche principale en drainage Ψ_{1d} partant de la teneur en eau maximale $\theta_0 = 0,36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ voisine de la teneur en eau de saturation. Cette courbe est obtenue pour les trois sections C_1, C_2 et C_3 qui drainent uniformément à partir d'un même état $\Psi - \theta$. Notons qu'on vérifie bien que la courbe est unique.
- la branche principale en humidification Ψ_{1h} déterminée partiellement par les évolutions de succion et de teneur en eau dans les sections C_7 à C_{10} au cours de leur humidification à partir de l'état sec.

Ces deux courbes principales délimitent le faisceau à hystérésis à l'intérieur duquel s'inscrit un certain réseau de courbes de succion en drainage (scanning curves) dont nous analysons l'évolution pour les différentes sections considérées :

L'ensemble des sections C_4 à C_9 sont soumises à un drainage après s'être humidifiées préalablement suivant la branche limite Ψ_{1h} jusqu'à une teneur en eau maximale θ_* qui dépend de la section considérée inférieure à la teneur en eau de saturation θ_s .

Notons cependant que pour les sections C_4, C_5 et C_6 cette humidification préalable est très rapide et l'amplitude de variation de teneur en eau correspondant, très faible. Elle ne peut être de ce fait suivie avec précision.

Les différentes courbes de succion primaires correspondantes sont issues de la branche principale en humidification et on observe qu'un faible gradient initial

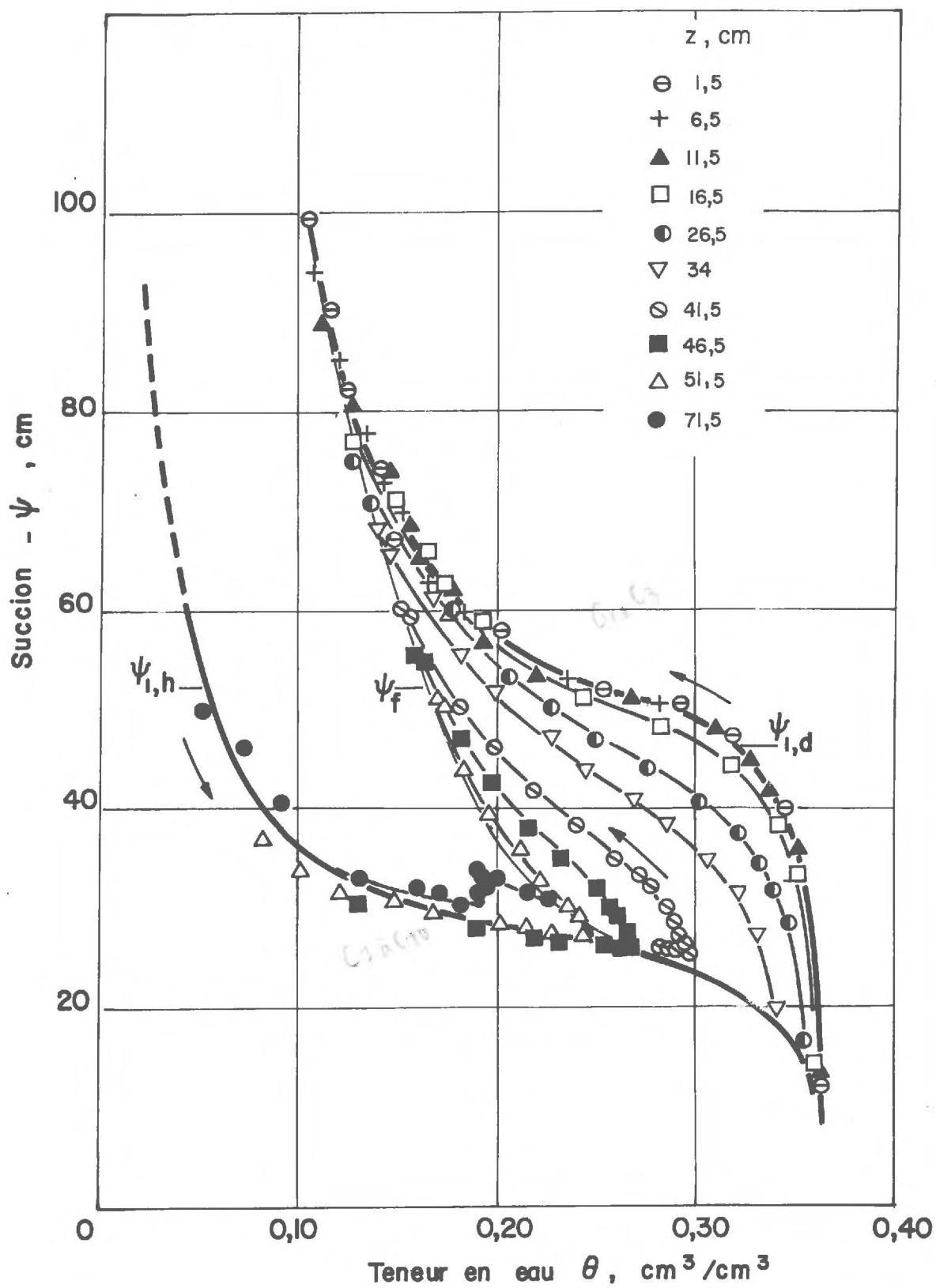


fig. III-12

de teneur en eau $\Delta \theta_*$ entraîne cependant des courbes primaires en drainage nettement distinctes. On remarque, par ailleurs, qu'une inflexion brutale sur la courbe $\Psi(\theta)$ marque le passage d'une humidification à un drainage.

Pour la section C_{10} , fortement influencée, comme nous l'avons vu par une réhumidification due à l'accumulation d'eau dans le fond de la colonne, on observe après l'humidification primaire et le drainage qui lui succède, une réhumidification selon une courbe de succion secondaire en sorption nettement distincte de la branche principale.

Les états finaux $\Psi(\theta)$, pour l'ensemble des sections s'ajustent, en fin d'essai lorsque l'équilibre hydrostatique est pratiquement atteint, sur une courbe Ψ_f très différente des deux branches primaires Ψ_{1d} et Ψ_{1h} .

Un certain nombre de principes caractérisant les effets d'hystérésis dans la relation $\Psi(\theta)$ au cours d'une redistribution peuvent dès à présent être énoncés,

- pour toute section ayant même teneur en eau initiale, la courbe de succion est unique dès lors que l'évolution de l'état hydrique est monotone.

Ainsi pour toute section qui draine à partir de la teneur en eau de saturation, la relation $\Psi(\theta)$ peut être définie par la branche principale en drainage. De même, l'humidification à partir de l'état sec est représentée par la courbe unique Ψ_{1h} .

Notons que ce principe n'a été vérifié que pour des conditions initiales de teneur en eau particulières : $\theta = \theta_0$ et $\theta = 0$.

- Un changement de pente brusque sur la courbe $\Psi(\theta)$ caractérise le passage d'une humidification à un drainage.

- Chaque courbe de succion en drainage est issue de la branche principale en humidification et l'évolution $\Psi(\theta)$ est fortement influencée par la valeur de la teneur en eau de transition θ_* obtenue au cours du processus de redistribution.

- L'existence de courbes de succion secondaires ne doit pas être exclue.

Ces essais ont en effet permis de mettre en évidence une courbe de succion secondaire en humidification issue d'un point quelconque du domaine pour la section C_{10} .

Il est bien clair que ces quelques principes ne peuvent être généralisés dès à présent, car l'écoulement est assujéti à une condition initiale particulière : le sol est initialement sec. Cette condition particulière ne permet pas en effet de déterminer l'influence des évolutions antérieures de l'état hydrique du

sol sur les effets d'hystérésis.

Aussi est-il nécessaire de réitérer cette expérimentation pour un milieu poreux initialement humide et précisément pour des conditions initiales correspondant aux conditions finales de l'essai précédent.

4.2. Infiltration à charge constante et redistribution en sol humide

a) Analyse des évolutions de la teneur en eau et de la succion.

La colonne de sol est soumise à une seconde infiltration à charge constante et égale à celle appliquée lors de la première infiltration. Cette infiltration succède donc à la précédente redistribution au bout de laquelle l'équilibre hydrostatique des succions est pratiquement atteint.

D'une durée de 3900 secondes, elle est arrêtée lorsque le front d'humidification atteint sensiblement la section du tensiomètre C_9 . Une redistribution d'une durée de 500 heures fait suite à cette infiltration.

Les évolutions des teneurs en eau et des succions au cours de ce cycle en fonction du temps sont représentées :

- . figure III.13 pour l'infiltration
- et figure III.14 pour la redistribution.

Ces deux séries de courbes permettent de tracer les profils hydriques représentés figure III.15 ainsi que les profils de succion (figure III.16) pour les deux phases de l'écoulement.

L'analyse de l'infiltration suscite quelques remarques. Nous noterons tout d'abord que la teneur en eau maximale obtenue au sommet de la colonne ($\theta_o = 0,352 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$), est très légèrement inférieure à celle obtenue au cours de la précédente infiltration ($\theta_o = 0,360 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). On observe par ailleurs d'après les profils de succion, que la succion à la surface du sol est constante durant toute l'infiltration et égale à la charge imposée ($h = - 12 \text{ cm}$).

Analysons à présent la redistribution en remarquant tout d'abord que les profils hydriques sont très différents de ceux obtenus au cours de la redistribution en sol sec. Nous noterons aussi que le processus de la redistribution décrit précédemment ne peut être clairement mis en évidence car le front d'humidification atteint rapidement le fond de la colonne et nous avons vu que le mécanisme classique est alors profondément modifié. L'eau atteint la couche de gravier au bout de 1,5 heures. Elle s'accumule alors au fond de la colonne en humidifiant les zones profondes. Ce n'est qu'au bout de 3,5 heures environ qu'elle

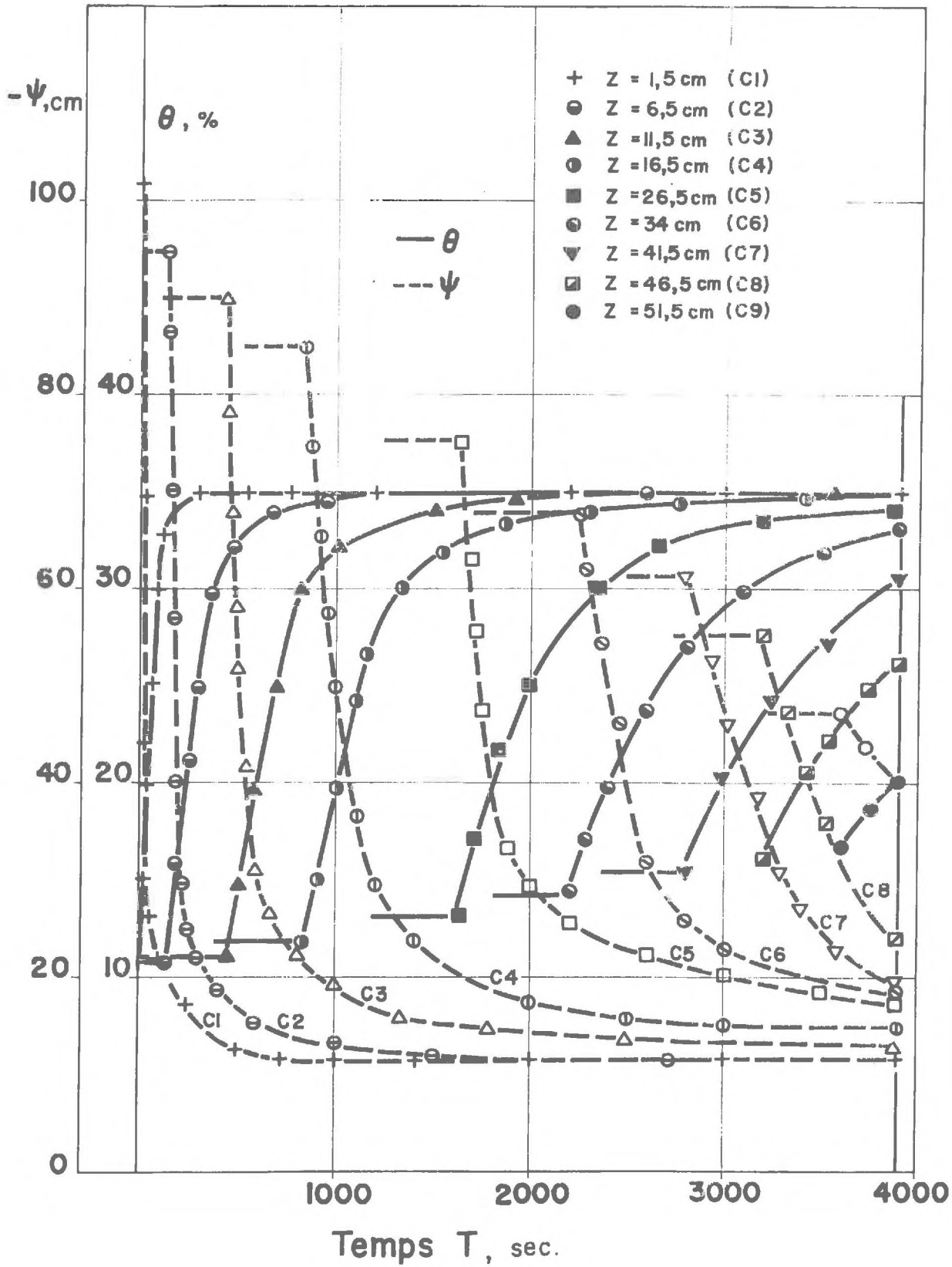


fig. III-13

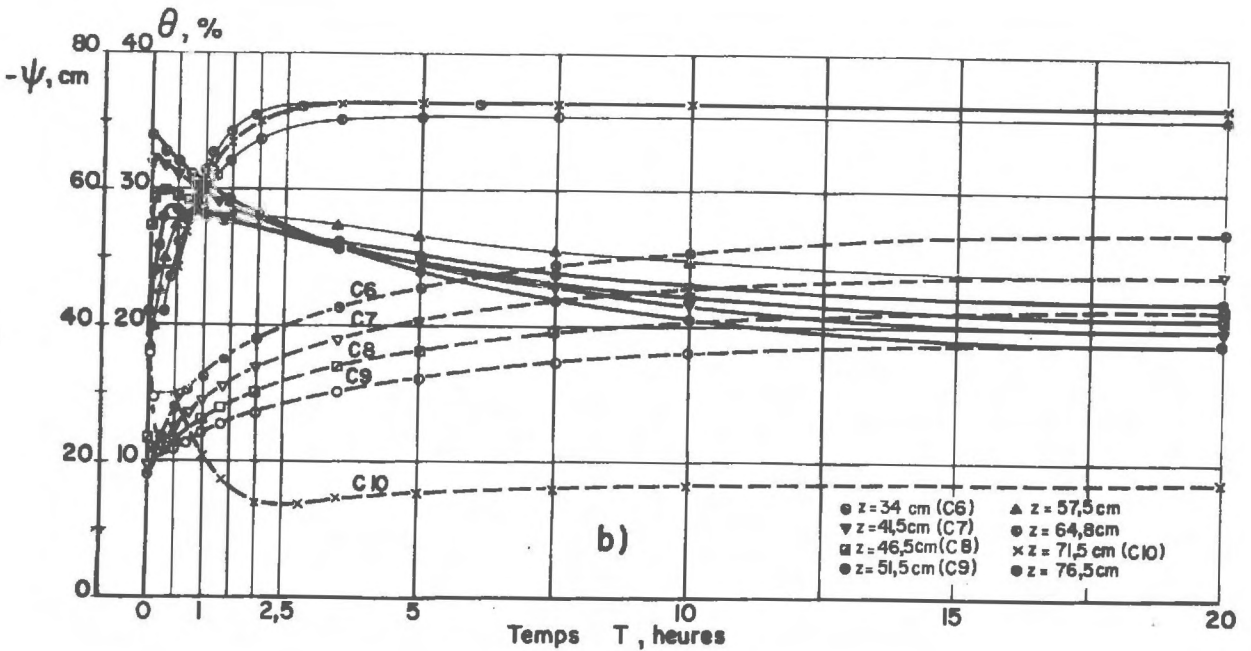
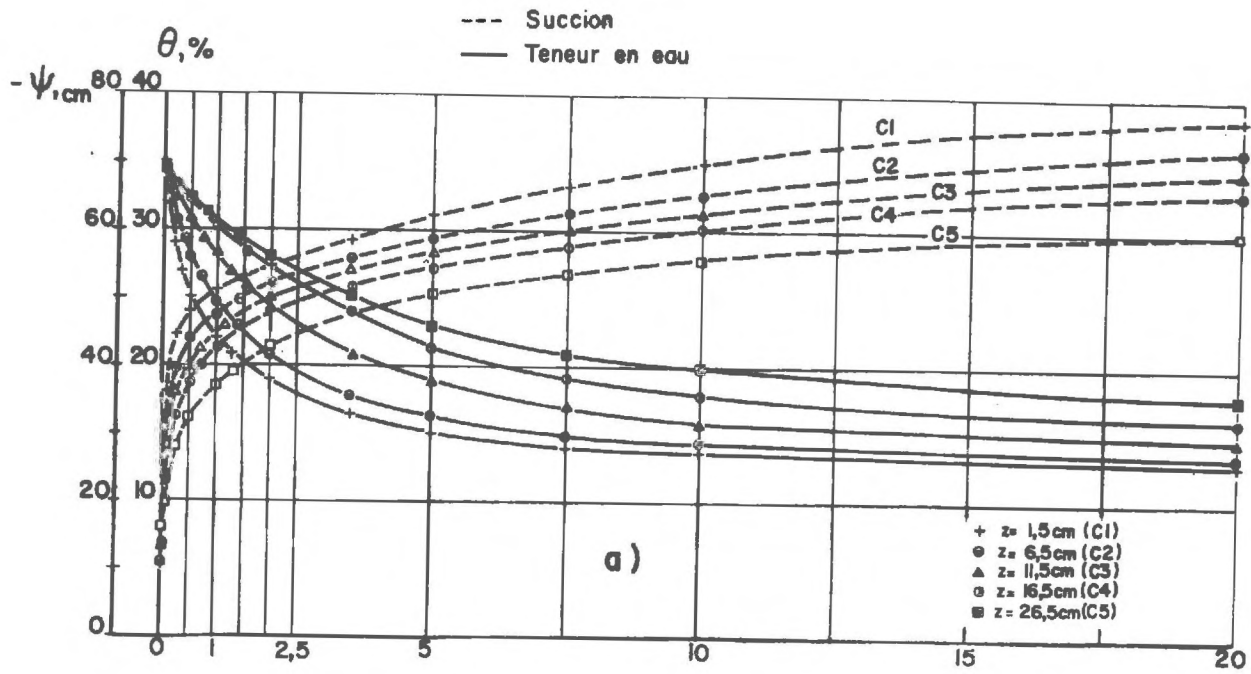


fig. III-14

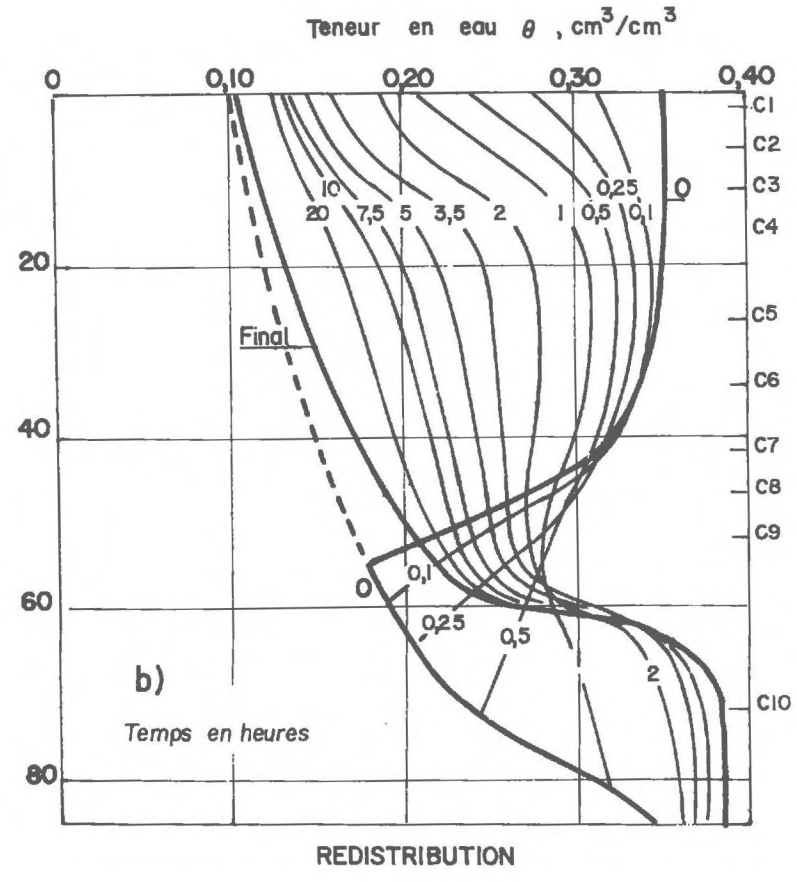
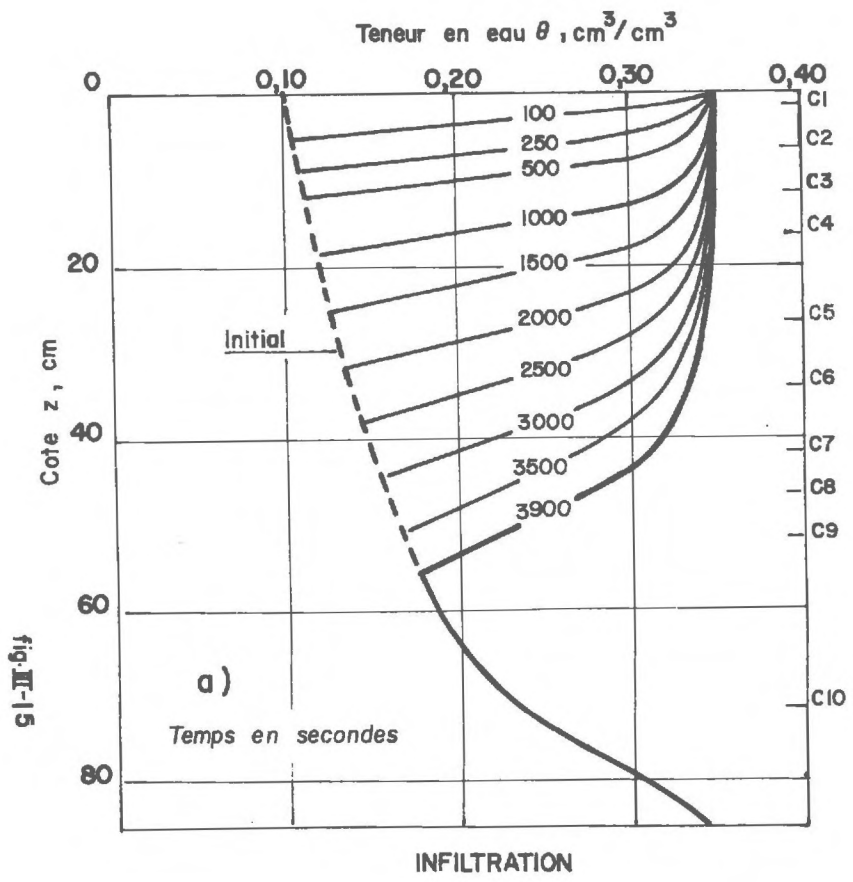


fig. II-15

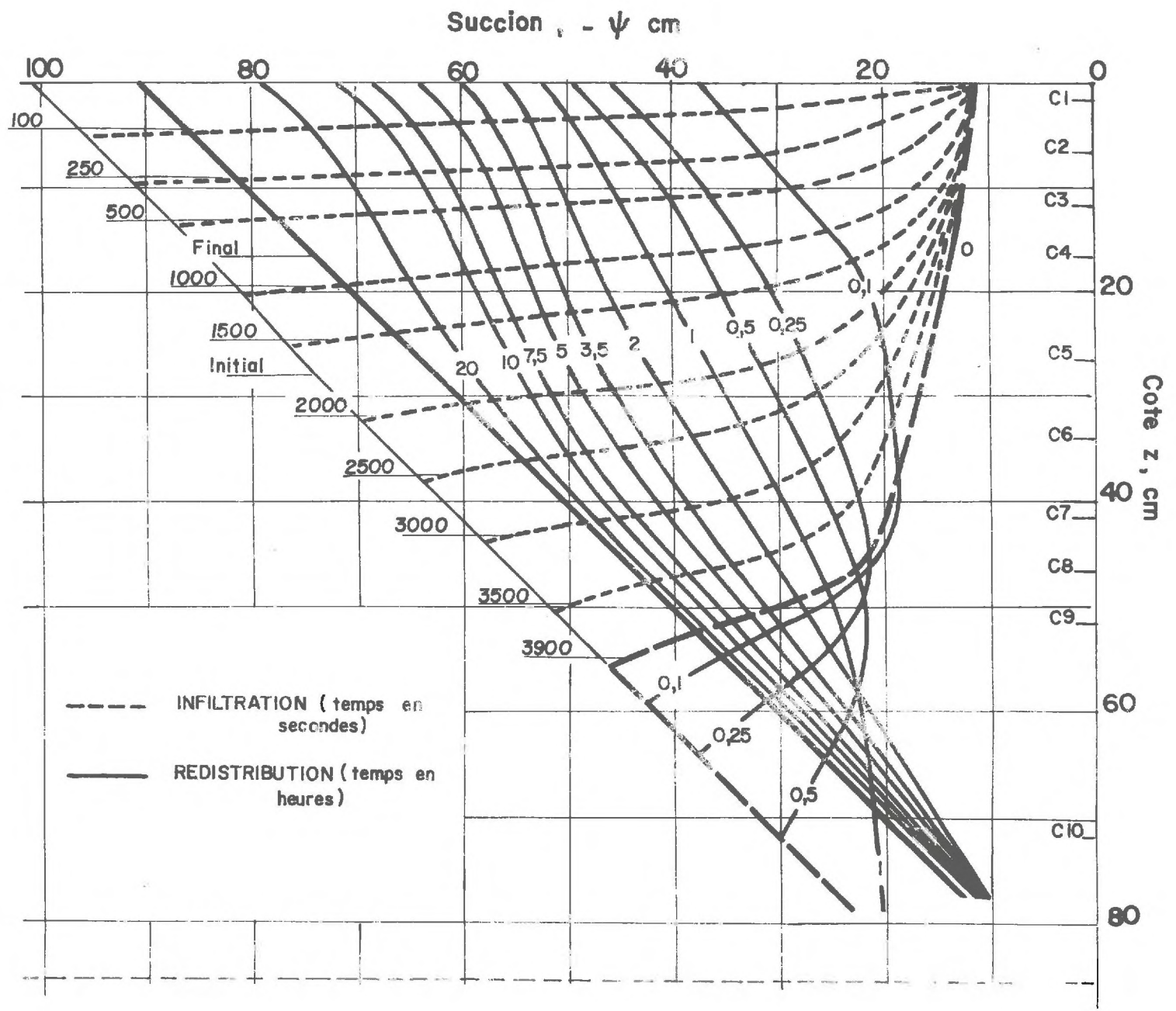


fig. III-16

s'écoule à travers le gravier, car la succion atteint alors la valeur à laquelle le gravier s'humidifie (environ - 5 cm), la teneur en eau dans le sol étant de $0,36 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, environ.

L'analyse des profils de succion permet d'observer que la condition de flux nul à la surface :

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_{z=0} = 1$$

est satisfaite à tout instant de la redistribution.

Au bout de 100 heures l'équilibre hydrostatique des suctions est atteint. Il correspond à un équilibre statique de drainage. Cependant pendant les heures suivantes, on observe un très lent accroissement de la teneur en eau sans variation notable de la succion, dans les zones profondes de la colonne.

Il est permis de supposer que ce phénomène est dû à la dissolution de l'air piégé dans le sol.

Cette teneur en eau atteint $0,385 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ à la fin de l'essai (au bout de 500 heures).

Il est intéressant de remarquer que l'aire comprise entre le profil hydrique initial et le profil final représente l'accroissement du volume d'eau du sol au cours d'une recharge par infiltration superficielle.

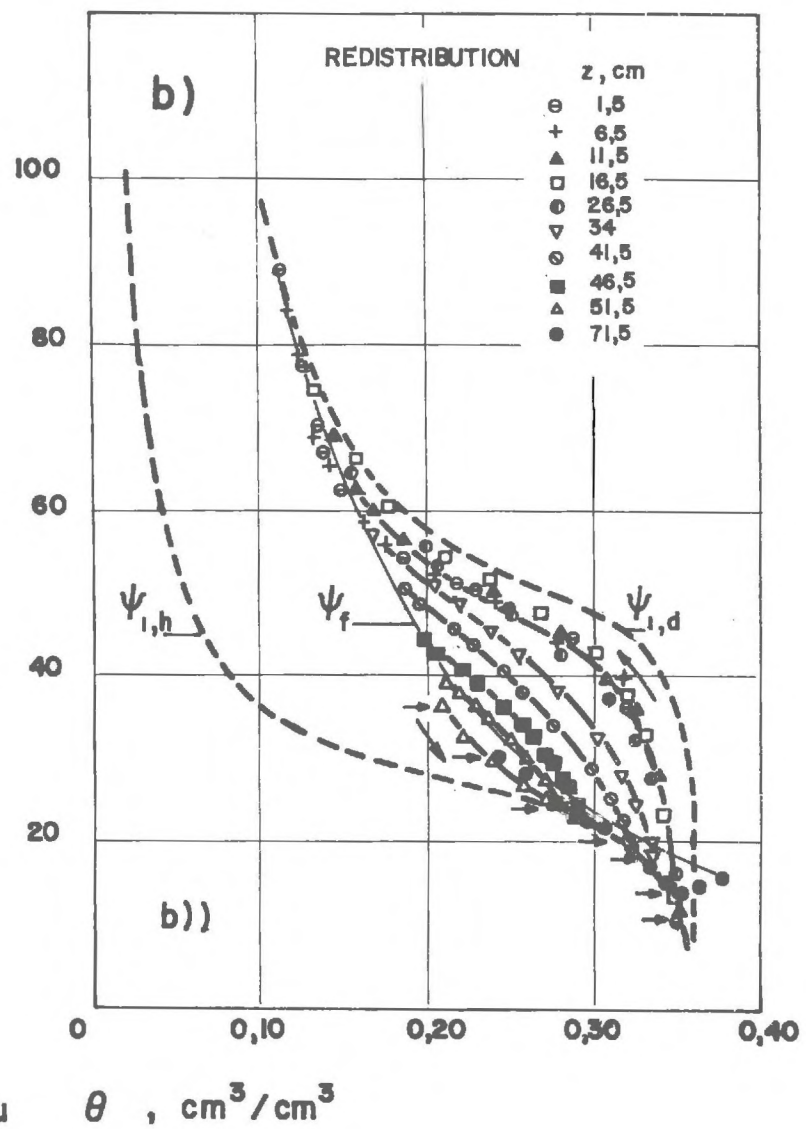
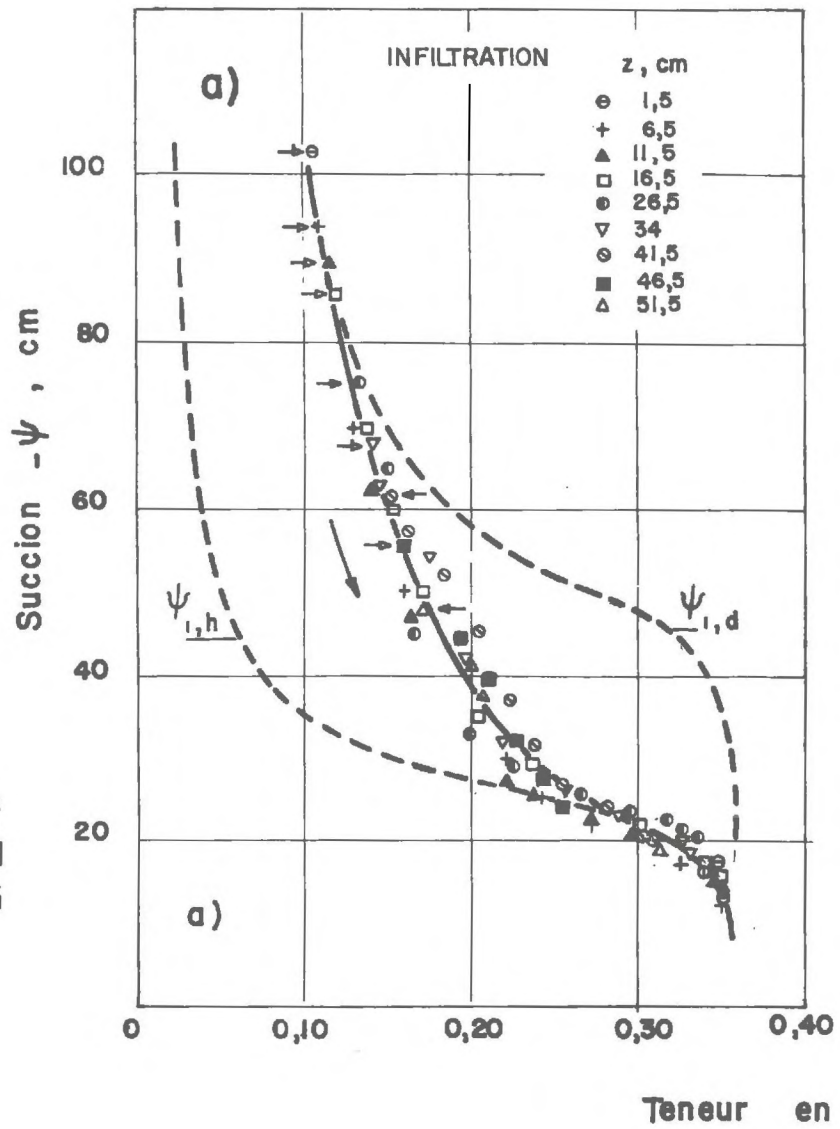
Etudions enfin la corrélation teneur en eau - succion, représentée figure III.17.

b) Analyse de la corrélation succion-teueur en eau

L'ensemble des données recueillies au cours de cet essai permet à nouveau d'établir la corrélation succion-teueur en eau non seulement pour la redistribution (figure III.17b), mais également pour l'infiltration préalable (figure III.17a).

Les courbes de succion s'établissent dans le domaine limité par les deux branches principales d'hystérésis ψ_{1h} et ψ_{1d} obtenues précédemment.

Au cours de l'infiltration, la relation $\psi(\theta)$ est apparemment représentée par une courbe unique. Il n'est cependant possible d'étendre ce résultat à toutes les infiltrations car il est permis de supposer que pour des conditions initiales de teneur en eau quelconques, les courbes de suctions pour les différentes



sections considérées peuvent être nettement distinctes. Il est permis de supposer que le lieu des états finaux $\Psi(\theta)$ pour ces différentes sections, repérés par une flèche sur le graphique III.17.a, (courbe Ψ_f de l'essai précédent), correspondant aux états initiaux de cette infiltration est voisin d'une courbe primaire en humidification et il est alors normal, dans cette hypothèse, que les différentes évolutions $\Psi(\theta)$ en humidification suivent cette courbe unique.

Notons par ailleurs que les variations de teneur en eau et de succion sont très rapides pendant cette infiltration, particulièrement au sommet de la colonne et il est de ce fait assez difficile d'obtenir avec précision le réseau des courbes de succion. Nous observons d'ailleurs une dispersion sensible des points expérimentaux autour de la courbe de succion moyenne ; mais il n'est pas possible de distinguer des courbes de succion en humidification distinctes.

Nous nous proposons de ce fait de réexpérimenter une infiltration afin de mieux préciser les caractéristiques de l'hystérésis durant cette phase.

En ce qui concerne l'hystérésis en drainage, des conclusions analogues à celles de la première redistribution peuvent être tirées cependant à deux exceptions essentielles près :

- l'humidification des sections profondes de la colonne durant cette redistribution est représentée par différentes courbes en humidification, toutes nettement différentes de la branche principale Ψ_{1h} , le sol étant initialement humide. L'allure d'une de ces courbes peut être observée très clairement pour la section $z = 51,5$ cm.
- l'évolution $\Psi(\theta)$ en drainage pour les sections voisines de la surface du sol s'effectue selon une courbe primaire en drainage et non, comme dans l'essai précédent, selon la branche principale en drainage Ψ_{1d} . La teneur en eau de transition est en effet inférieure à celle obtenue précédemment.

Observons enfin que l'état d'équilibre en drainage est représenté dans le plan $(\Psi - \theta)$ par une courbe Ψ_f très différente non seulement des deux branches principales mais aussi de la courbe Ψ_f obtenue précédemment.

Durant cette redistribution, les courbes de succion en drainage sont à nouveau sensiblement toutes issues de la branche principale en humidification. La teneur en eau de transition θ_* est, bien entendu, pour une même section, très différente de celle atteinte précédemment.

4.3. Infiltration à débit constant et redistribution avec évaporation

La colonne est enfin soumise à un troisième cycle d'infiltration-redistribution afin de pouvoir analyser les effets d'hystérésis pour des conditions initiales et aux limites différentes de celles obtenues précédemment. Ainsi, pour cet essai, l'infiltration s'effectue à débit constant et à la redistribution se superpose une évaporation à la surface du sol.

Le débit d'infiltration est imposé à la surface du sol à l'aide d'une pompe volumétrique à débit rigoureusement constant.

Cette pompe se compose d'une série de six seringues hypodermiques de 100 cm^3 chacune, dont trois se remplissent pendant que les trois autres refoulent l'eau dans le circuit d'alimentation de la colonne.

Les pistons des seringues, fixés sur un plateau, se déplacent dans leur corps à vitesse constante et réglable. Le mouvement de translation de ce plateau est assuré par un système vis-écrou, la rotation de la vis étant effectuée par un moteur électrique réversible à vitesse de rotation variable.

Des contacteurs permettent d'inverser en fin de course le mouvement des pistons, tandis que des électro-vannes réalisent le branchement hydraulique correspondant. La vitesse de rotation du moteur peut varier de 4 à 4000 t/mn, la constante d'étalonnage du dispositif étant de $\frac{1}{50} \text{ cm}^3/\text{tour}$. Une vue d'ensemble de cet appareillage est présentée par la photo 4.

Pour cet essai d'infiltration, le débit imposé est de $4 \text{ cm}^3/\text{mn}$ auquel correspond un flux de 2,13 cm/heure équivalent sensiblement à une conductivité capillaire correspondant à une teneur en eau de $0,30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Le débit imposé est, de ce fait, nettement inférieur au débit maximum pouvant s'infiltrer auquel correspond la conductivité hydraulique de saturation K_0 voisine de 10 cm/heure.

Cette infiltration est arrêtée au bout de deux heures environ ; le front d'humidification atteint alors le fond de la colonne.

Contrairement aux essais précédents, la surface du sol est alors découverte, et au phénomène de redistribution s'ajoute celui d'une évaporation au sommet de la colonne. Cet écoulement est étudié durant 800 heures environ.

a) Analyse des évolutions de la teneur en eau et de la succion

Les résultats expérimentaux sont présentés figure III.18, pour les profils

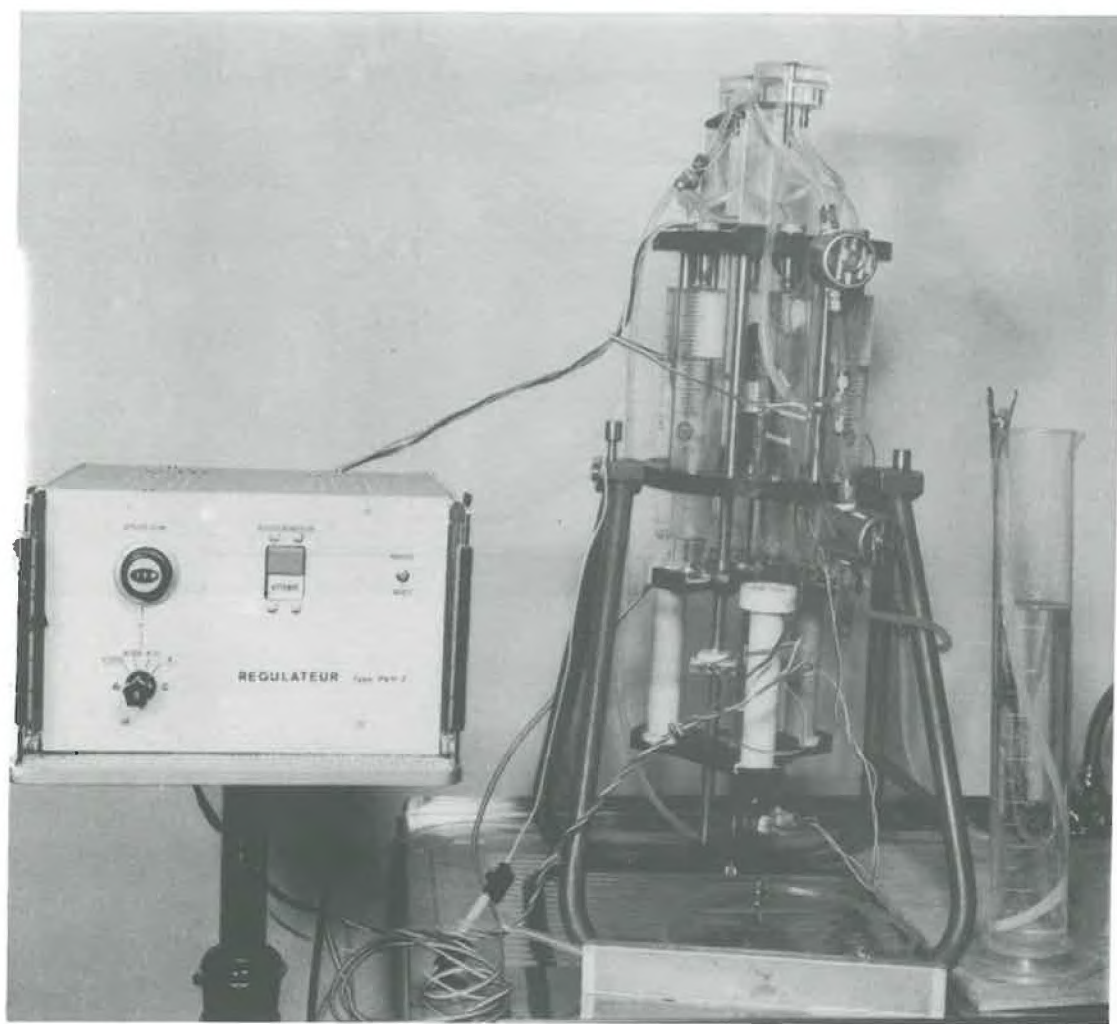
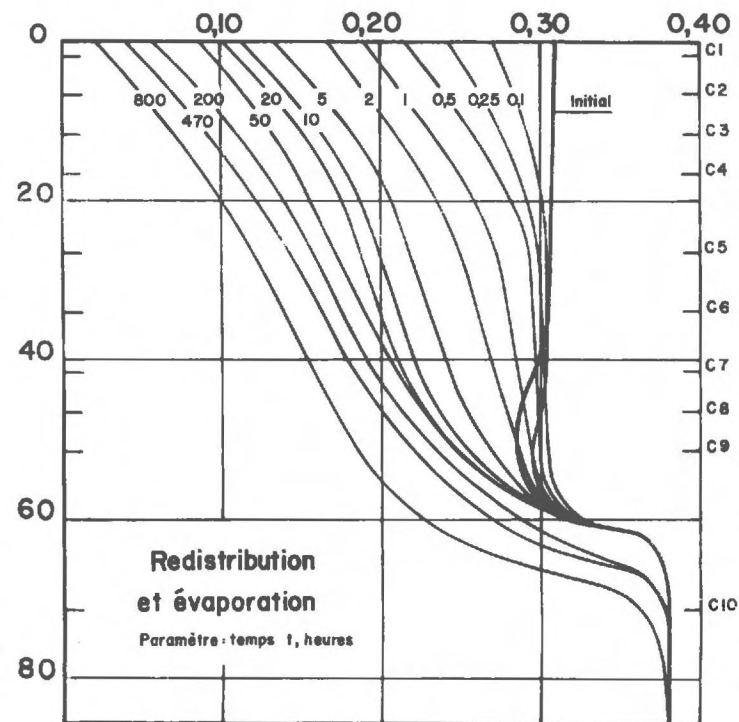
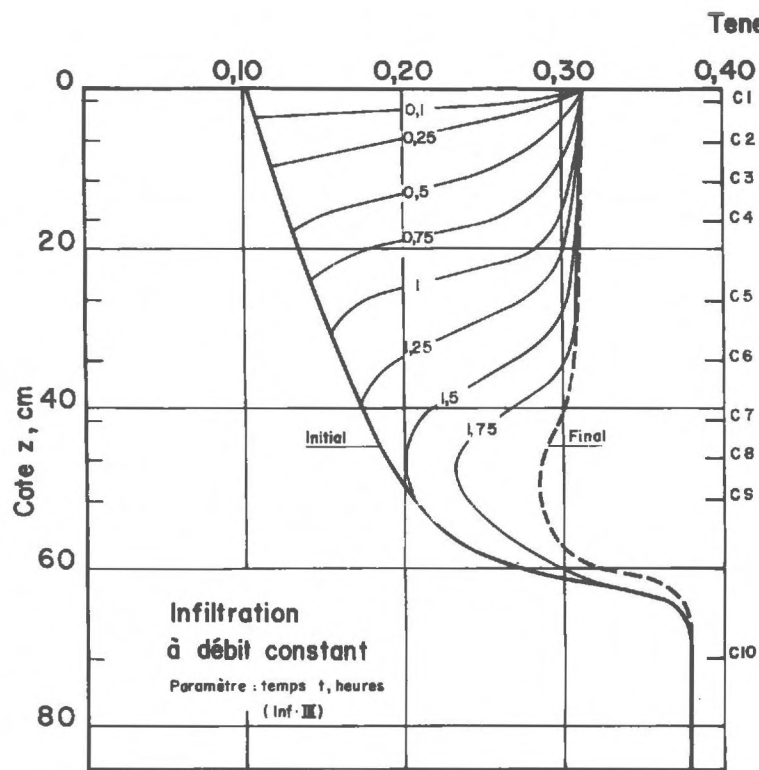


Photo n°4 - Pompe volumétrique

fig. III-18



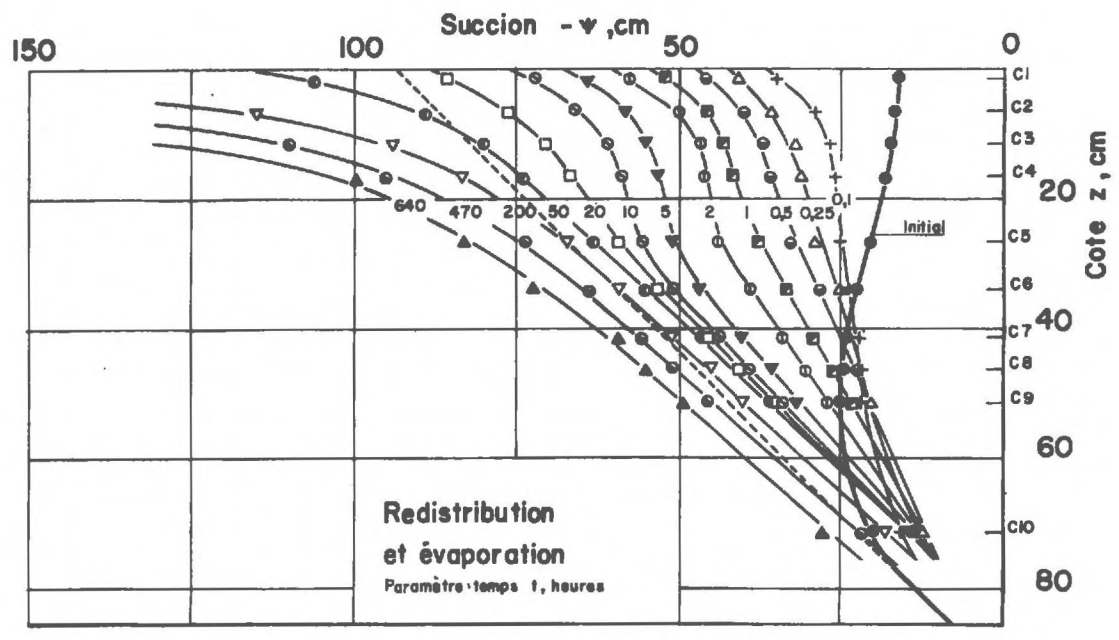
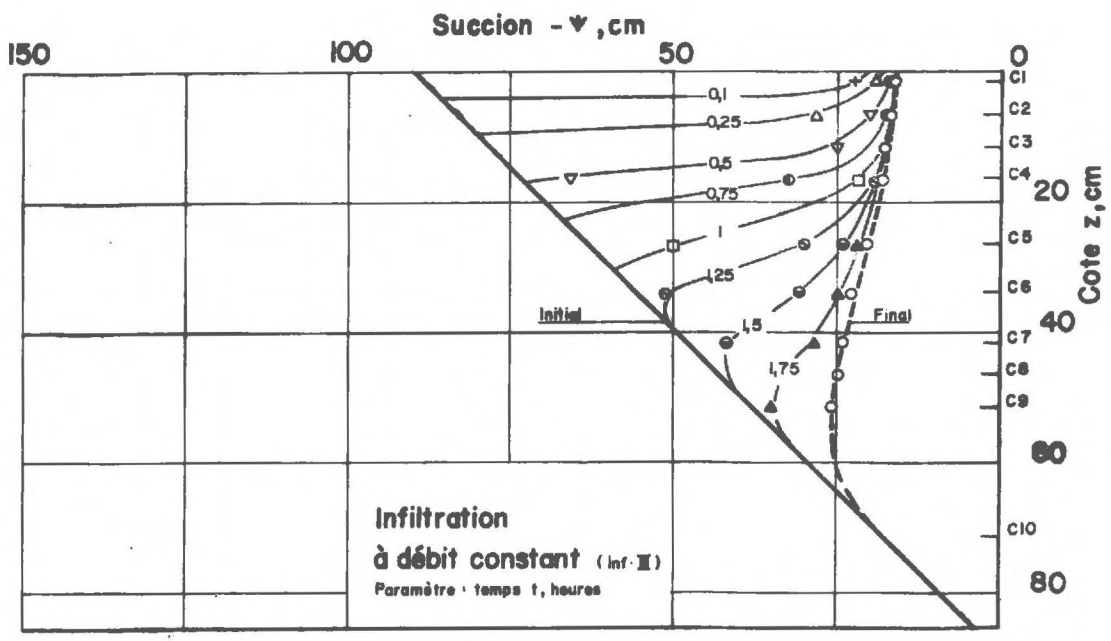


fig II-19

de teneur en eau et figure III.19, pour les profils de succion.

Au cours de l'infiltration, l'évolution des profils hydriques (paramètre T en heures à partir de l'instant initial de l'infiltration) est semblable à celle obtenue précédemment. Notons au passage une excellente concordance de l'allure des profils hydriques obtenus par simulation numérique pour des conditions initiales et aux limites semblables [WHISLER-KLUTE (1967), FREEZE (1969)] avec les profils expérimentaux obtenus.

L'eau infiltrée aboutit finalement jusqu'à la zone saturée située au fond de la colonne et on observe une légère remontée du front de cette zone.

En fin d'infiltration, la teneur en eau est pratiquement constante dans la moitié supérieure de la colonne et elle est nettement inférieure à la teneur en eau de saturation ainsi que nous l'espérons en imposant un débit inférieur à celui fixé par la conductivité capillaire maximale.

L'évolution des teneurs en eau durant la redistribution et l'évaporation est plus complexe en raison de la superposition de deux mouvements d'eau de directions opposées. Il est cependant possible de distinguer les deux aspects du phénomène en considérant les profils de succion. Rappelons en effet, en considérant la loi de Darcy généralisée, que pour un mouvement global ascendant (évaporation) le gradient de succion $\frac{\partial \psi}{\partial z}$ est inférieur à 1, il est par contre supérieur à 1 pour un drainage vers le bas.

L'étude des profils hydriques permet donc de déterminer à tout instant la zone de la colonne soumise à l'évaporation limitée par une section particulière dans laquelle le flux est nul :

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad \text{soit} \quad \frac{\partial \psi}{\partial z} = 1$$

On constate ainsi que l'influence de l'évaporation est négligeable durant les 30 premières minutes de la redistribution.

Durant cette période, l'écoulement s'effectue suivant le processus classique de la redistribution (drainage des zones superficielles et humidification des zones profondes). L'évaporation devient ensuite de plus en plus sensible et affecte une zone de plus en plus étendue. Au bout de 30 heures environ, toute la colonne est soumise à l'évaporation. Il est important d'observer qu'au cours de cette évaporation, les gradients de succion au sommet de la colonne sont de plus en plus importants et la teneur en eau atteint très rapidement des valeurs nettement inférieures à celles d'un drainage sans évaporation.

b) Analyse de la corrélation succion-teneur en eau

La corrélation succion-teneur en eau relative à cet essai est représentée :

- . figure III.20a, pour l'infiltration
et - . figure III.20b, pour la redistribution

Au cours de l'infiltration, chaque section étudiée s'humidifie selon une courbe de succion distincte. Chaque courbe de succion est issue de la courbe Ψ_f de l'essai précédent (les points de départ de ces courbes sont fléchés sur le graphique III.20a). A la fin de l'infiltration, les états finaux ($\Psi - \theta$) pour les sections situées dans la moitié supérieure de la colonne sont à la fois très voisins et proches de la branche principale en humidification.

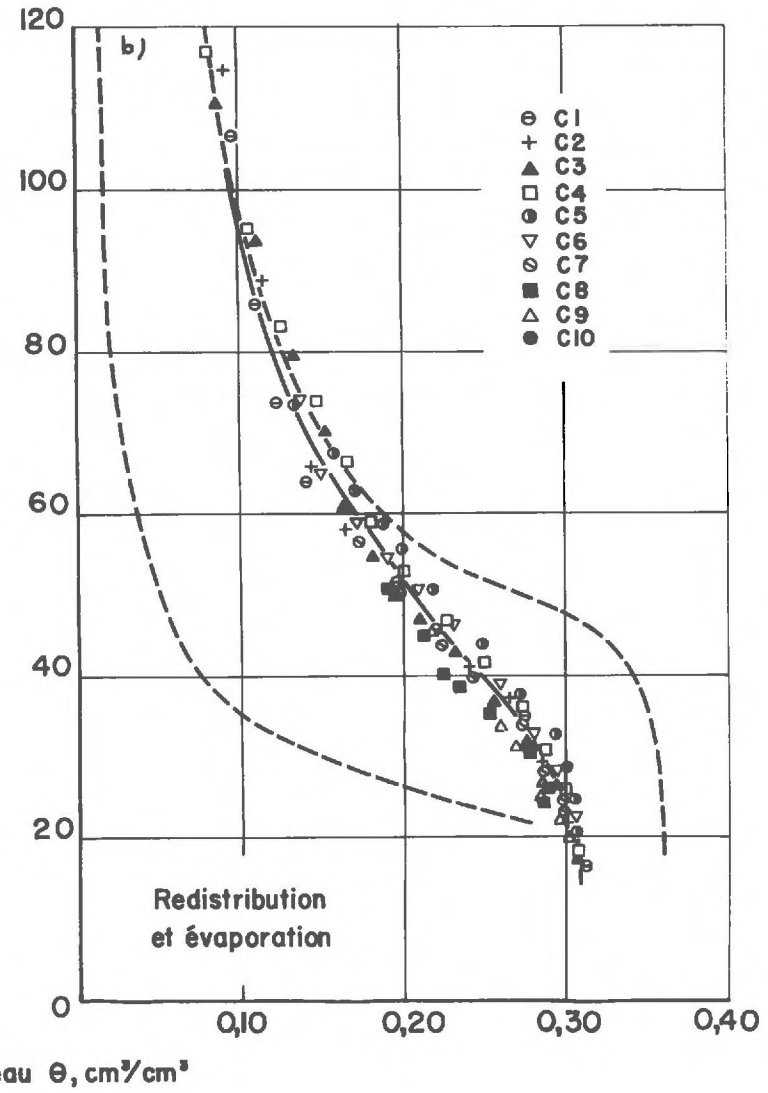
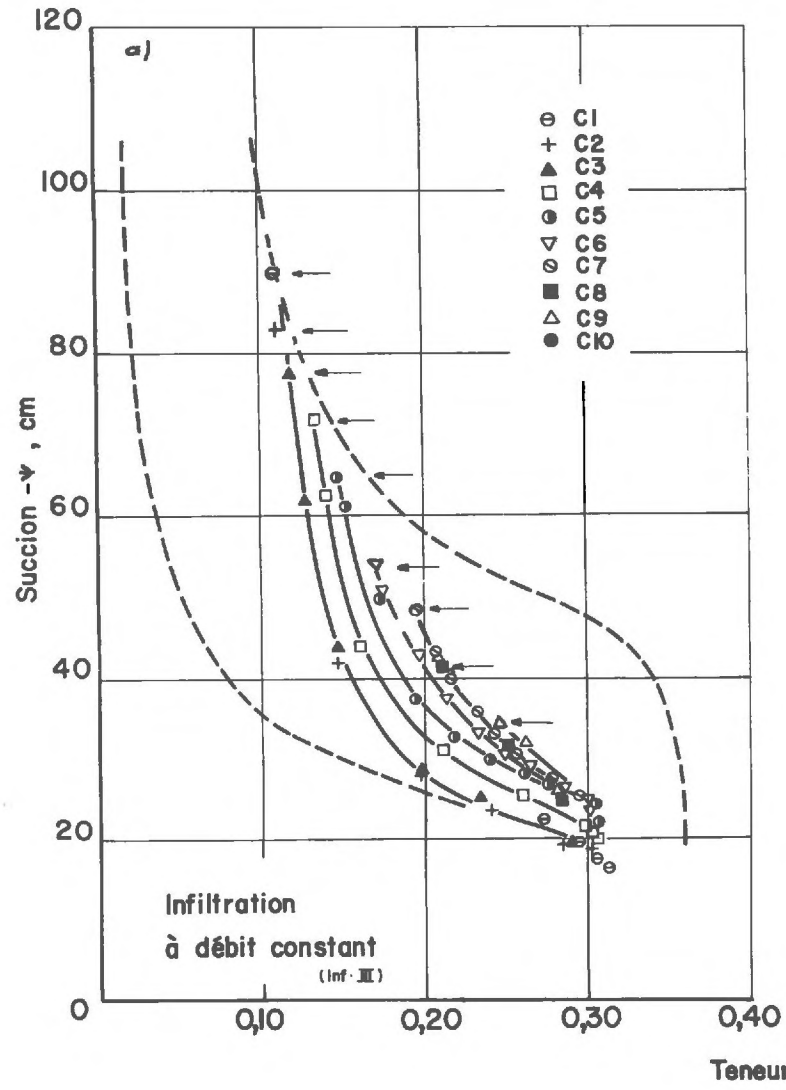
Il est alors intéressant d'observer que pour l'ensemble de ces sections, les courbes de succion en drainage obtenues pour la redistribution et l'évaporation ne sont pas significativement distinctes. Il est bien certain que l'unicité de la relation de succion en drainage pour ces différentes sections, résulte uniquement de l'allure particulière du profil hydrique en fin d'infiltration qui présente une valeur de θ constante pour une large zone de la colonne. Il est bien clair en effet que si l'infiltration avait été arrêtée plus tôt, nous aurions pu observer, comme dans les essais précédents, des courbes de succion nettement distinctes.

Notons qu'au cours de cette redistribution, les sections C7, C8, C9, continuent tout d'abord à s'humidifier avant d'être soumises, elles aussi, au drainage suivant des courbes de succion très voisines de la courbe unique obtenue précédemment. Par ailleurs, l'état hydrique de la section C10 est stable durant toute la période des essais.

Les résultats expérimentaux obtenus confirment l'ensemble des résultats précédents, mais il est surtout intéressant de noter que pour une même teneur en eau en fin d'infiltration, la désorption s'effectue selon une courbe de succion en drainage unique bien que l'humidification préalable se soit réalisée selon des courbes de succion nettement distinctes.

Cette propriété doit cependant être vérifiée pour les essais précédents, mais il est d'ores et déjà permis de penser qu'elle est fondamentale car si son exactitude se vérifie, elle permettrait de caractériser toute courbe intermédiaire du faisceau à hystérésis. En tout cas, il s'agit à présent d'effectuer une synthèse de cet ensemble de résultats expérimentaux.

fig. III-20



5 - SYNTHÈSE DES RESULTATS EXPERIMENTAUX

5.1. L'hystérésis dans la relation succion-teneur en eau

Ces différents essais ont permis d'observer les principaux effets de l'hystérésis dans la relation succion-teneur en eau pour des conditions initiales et aux limites variées. A travers les différentes analyses qui ont été faites à propos de chaque essai, semble se dégager un certain nombre de propriétés générales qui permettent de caractériser ces phénomènes d'hystérésis.

Il est donc nécessaire de synthétiser cet ensemble de résultats expérimentaux afin d'établir quelques principes fondamentaux qui gouvernent la relation succion - teneur en eau au cours du mouvement de l'eau dans un sol non saturé.

Il est certes difficile d'établir sur la base de ces résultats, une théorie générale de l'hystérésis de succion, mais ils permettent néanmoins d'explicitier quelques hypothèses vraisemblables qui permettent de tenir compte raisonnablement de l'hystérésis dans une analyse numérique d'un transfert d'eau dans le sol.

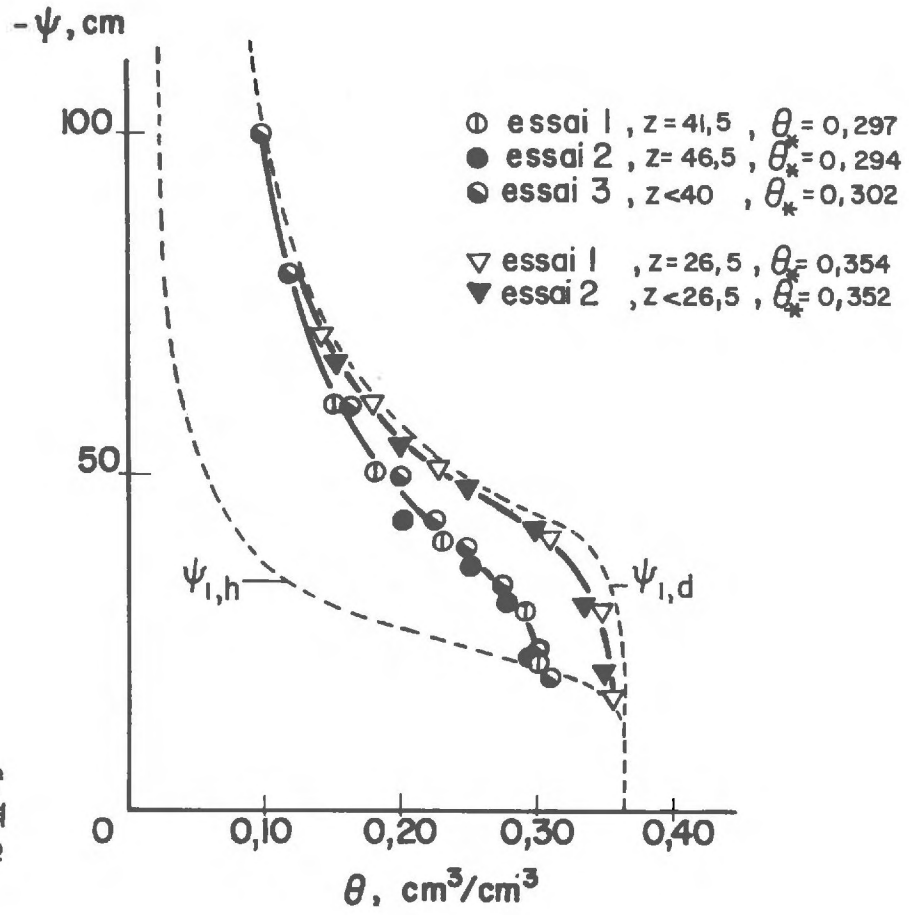
Il est bien certain que la seule connaissance des branches principales du domaine à hystérésis est insuffisante, car dans le cas général, les courbes de succion s'établissent à l'intérieur de ce domaine et en ce sens, les résultats obtenus concordent parfaitement avec ceux de TOPP (1969). Nous avons en effet bien mis en évidence deux familles de courbes de succion bien distinctes.

Encore faut-il pouvoir caractériser une courbe quelconque de chaque famille. A ce propos, analysons de près le passage d'une humidification à un drainage caractérisé par une teneur en eau de transition θ_* maximale.

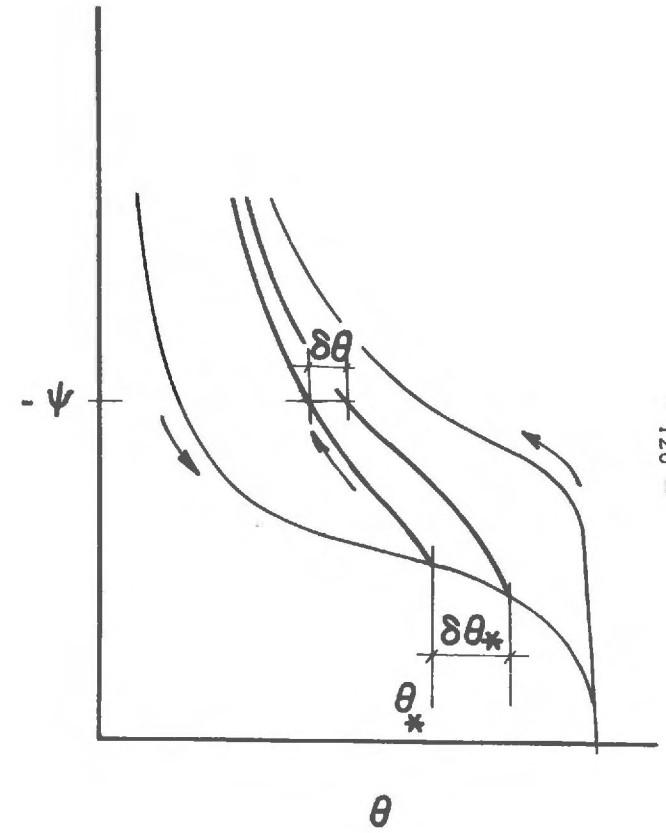
Il est intéressant d'observer dans tous les cas, qu'à ce passage correspond un brusque changement de pente dans l'évolution de l'état ($\Psi - \theta$) et c'est donc par une inflexion brutale que se manifeste le passage d'une courbe de succion en humidification à une courbe de succion en drainage. Cette constatation confirme l'existence de cycles d'hystérésis primaires à l'intérieur du cycle principal.

Nous noterons par ailleurs que cette transition s'établit dans tous les cas sur la branche principale en humidification (tout du moins à son très proche voisinage). On remarque en effet que les différentes courbes de succion en humidification aboutissent à la branche principale Ψ_{1h} en fin de sorption. Il en résulte que le lieu des états de transition $\Psi_*(\theta_*)$ est la branche principale en humidification.

fig. III-21



a)



b)

tinctes. Nous observons en particulier que dans le premier essai, l'humidification précédant le drainage s'effectue selon la branche principale en humidification alors que dans les autres essais, la courbe de succion en humidification se situe à l'intérieur du domaine à hystérésis.

Il est de ce fait permis de conclure qu'une évolution $\Psi(\theta)$ primaire en drainage ne dépend que de la teneur en eau initiale et qu'elle est indépendante de l'histoire de la précédente humidification.

Si cette expérimentation permet de caractériser complètement le réseau de courbes de succion primaires en drainage, elle ne permet pas de conclure aussi nettement pour la famille de courbes en humidification. Les courbes obtenues ne sont en effet que des courbes de succion secondaires, car nous avons observé que les états initiaux de l'humidification (états finaux d'un équilibre de drainage) s'établissent sur une courbe Ψ_f particulière, nettement différente de la branche primaire en drainage. Il paraît d'ailleurs illusoire de vouloir choisir comme paramètre d'une courbe secondaire en humidification, la teneur en eau de transition obtenue pour un point quelconque du domaine, bien qu'étant sur une courbe Ψ_f particulière.

Il est cependant permis de supposer, par analogie avec les caractéristiques de l'hystérésis en drainage, qu'une courbe du réseau primaire en humidification peut être définie par la seule valeur de θ_{h*} , teneur en eau du point de la branche principale en drainage dont elle est issue et l'on peut écrire :

$$\theta = \theta(\Psi, \theta_{h*})$$

Il en résulte que la relation succion-teneur en eau, pour un cycle d'hystérésis primaire, peut s'écrire d'une manière générale :

$$\theta = \theta(\Psi, \theta_{h*}, \theta_{d*})$$

θ_{h*} étant la teneur en eau du point de transition drainage-humidification sur la branche principale en drainage,

et θ_{d*} la teneur en eau du point de transition humidification-drainage sur la branche principale en humidification.

L'hystérésis de succion n'est certes pas pour autant totalement précisée, du fait de l'existence de cycles d'hystérésis secondaires, mais il était tout de

même important de vérifier que les courbes primaires ne dépendent que d'un seul paramètre qui est la teneur en eau du point origine de la courbe sur la branche principale, quelle que soit l'évolution antérieure qui a permis d'aboutir en ce point.

Notons que cette étude constitue en ce sens un support expérimental à l'étude théorique récente de PECK (1970) sur la redistribution de l'eau dans le sol après une infiltration en tenant compte des effets d'hystérésis.

Il est certain que la caractéristique de l'hystérésis qui vient d'être mise en évidence, est fondamentale pour la résolution numérique de l'équation de transfert car elle permet d'explicitier, sans difficultés particulières, les relations à hystérésis qui interviennent dans le mouvement d'eau, essentiellement comme nous l'avons vu dans le cas d'une redistribution succédant à une infiltration.

Cependant, comme nous l'avons remarqué précédemment, cette propriété ne permet à elle seule d'établir un schéma décrivant dans son ensemble la relation à hystérésis succion-teneur en eau dans un sol non saturé. Il est, de ce fait, intéressant d'étudier par ailleurs sur cet exemple, la validité de la théorie des domaines indépendants.

De cette théorie générale résulte un certain nombre de théorèmes [EVERETT et SMITH (1954)]. L'un d'eux précise que les courbes de succion primaires issues d'une branche principale convergent uniformément vers la branche principale opposée et l'écart de teneur en eau $\Delta \theta$ pour une même succion ψ , entre deux courbes primaires est constamment décroissant ainsi que l'indique la figure III. 21b.

L'analyse des courbes de succion des figures III.12 et III.17 permet de constater que ce théorème n'est pas vérifié pour les courbes de succion en drainage issues de la branche principale en humidification à des teneurs en eau supérieures à $0,32 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Ce résultat est analogue à ceux obtenus par TOPP et MILLER et confirme que la théorie des domaines indépendants n'est pas pleinement satisfaisante pour décrire l'hystérésis de succion.

5.2. L'hystérésis affectant la conductivité hydraulique K

Cette étude expérimentale ne saurait être complète si elle ne précisait pas par ailleurs les caractéristiques de l'hystérésis affectant la conductivité hydraulique K .

La résolution numérique d'un problème d'écoulement prenant en compte les effets d'hystérésis suppose en effet la connaissance, non seulement de la relation $\psi(\theta)$ mais également de la loi à hystérésis $K(\theta)$ ou $K(\psi)$.

La conductivité hydraulique K peut être obtenue à partir de la loi de DARCY généralisée.

On obtient en effet la relation :

$$K = - \frac{q}{\frac{\partial \phi}{\partial z}}$$

qui s'écrit, compte tenu de l'équation de continuité :

$$K = \frac{\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_{q=0}}^{z_j} \theta \, dz}{\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1\right)_{z = z_j}}$$

L'intégration des profils hydriques entre la cote $z_{q=0}$ pour laquelle le débit est nul et la cote z_j permet de déterminer le flux $q_{j,k}$ à travers la section z_j entre deux instants successifs t_k et t_{k+1} . La mesure de la succion durant le même intervalle de temps à l'aide de deux tensiomètres situés de part et d'autre de la section z_j permet d'évaluer le gradient de potentiel dans cette section.

En corrélant la valeur de K obtenue dans la section z_j à l'instant t_k et la teneur en eau moyenne ou la succion moyenne de la section à cet instant on obtient les relations $K(\theta)$ ou $K(\psi)$.

La méthode de détermination de la conductivité hydraulique est schématisée figure III.22.

Détermination de la conductivité hydraulique

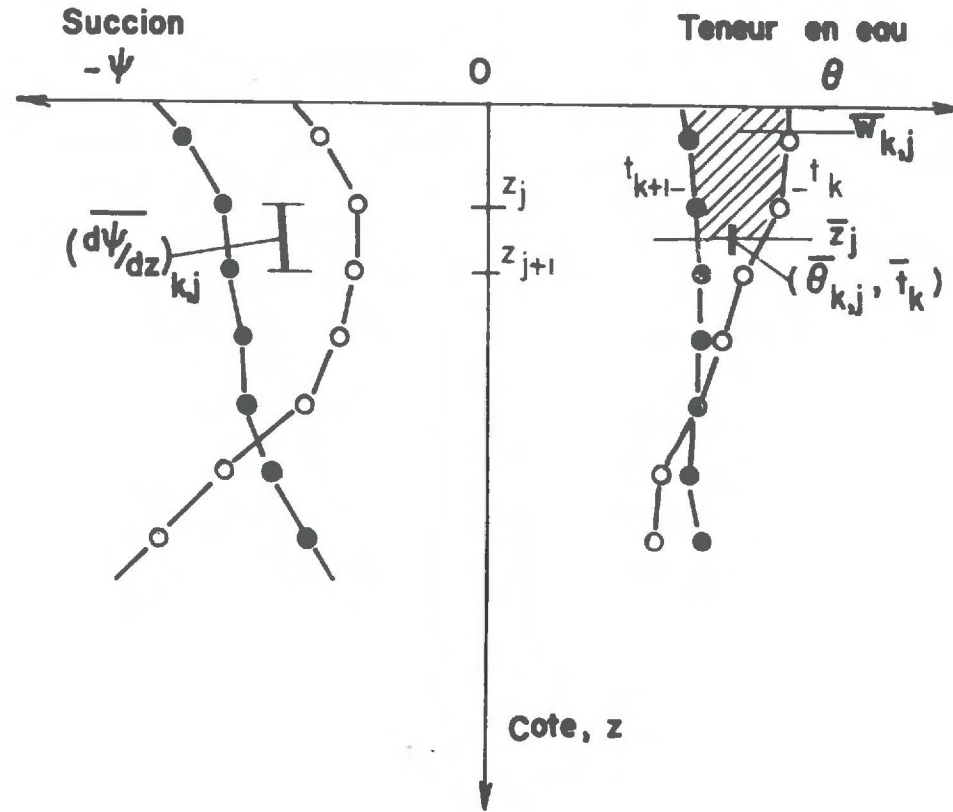


fig. III-22

Handwritten notes and equations:

$$\frac{d\psi}{dz} = \frac{d\theta}{dz} \cdot \frac{d\psi}{d\theta}$$

$$\bar{W}_{kj} = \frac{d\psi}{dz} \cdot \frac{d\theta}{dz}$$

Les résultats obtenus ont fait l'objet d'une publication antérieure à ce mémoire [VACHAUD - WAKIL (1970)] .

Rappelons cependant que la conductivité hydraulique K a été calculée pour différentes phases de l'écoulement afin d'obtenir le maximum d'informations sur la relation cherchée et de ce fait, pour une très large gamme de teneurs en eau et de succions.

La méthode de calcul n'est cependant valable que si l'on peut définir à un instant dans la colonne une section à travers laquelle le débit est nul. Elle a ainsi pu être appliquée :

- (i) dans le cas de la première redistribution pour la zone supérieure de la colonne constamment drainée où l'on a $z_{q=0} = 0$
- (ii) dans ce même essai de redistribution pour la zone inférieure initialement sèche et qui s'humidifie régulièrement ; $z_{q=0}$ est donné par la position du front d'humidification.
- (iii) au cours de la seconde infiltration dans la zone humidifiée, $z_{q=0}$ étant défini par la position du front d'humidification.
- (iv) pour la redistribution dans la zone supérieure constamment drainée ($z_{q=0} = 0$) et dans la zone inférieure durant son humidification ($z_{q=0}$ correspondant à la position du front d'humidification).

Les résultats sont présentés figures III.23 et III.24.

La conductivité hydraulique a ainsi pu être notamment déterminée au cours d'une infiltration dans un sol sec et au cours d'un drainage à partir d'un état à degré de saturation élevé (drainage redistribution 1 et 2). Sur la figure III.23, il apparaît que certains effets d'hystérésis affectent la relation $K(\theta)$ pour ces deux cas extrêmes on observe en effet deux courbes très distinctes, la conductivité hydraulique, pour une même teneur en eau étant plus grande en infiltration qu'en drainage.

Cependant, ces effets d'hystérésis sont peu importants en comparaison de ceux obtenus dans les mêmes conditions pour la relation $K(\psi)$ représentée figure III.24.

Notons que les effets d'hystérésis dans $K(\theta)$ peuvent être dus en partie, comme le souligne TOPP (1969) à un réarrangement de la structure du sol au cours de la première humidification. D'ailleurs sitôt que le sol est humide, l'hystérésis en $K(\theta)$ devient négligeable. En effet, les effets d'hystérésis observés sur

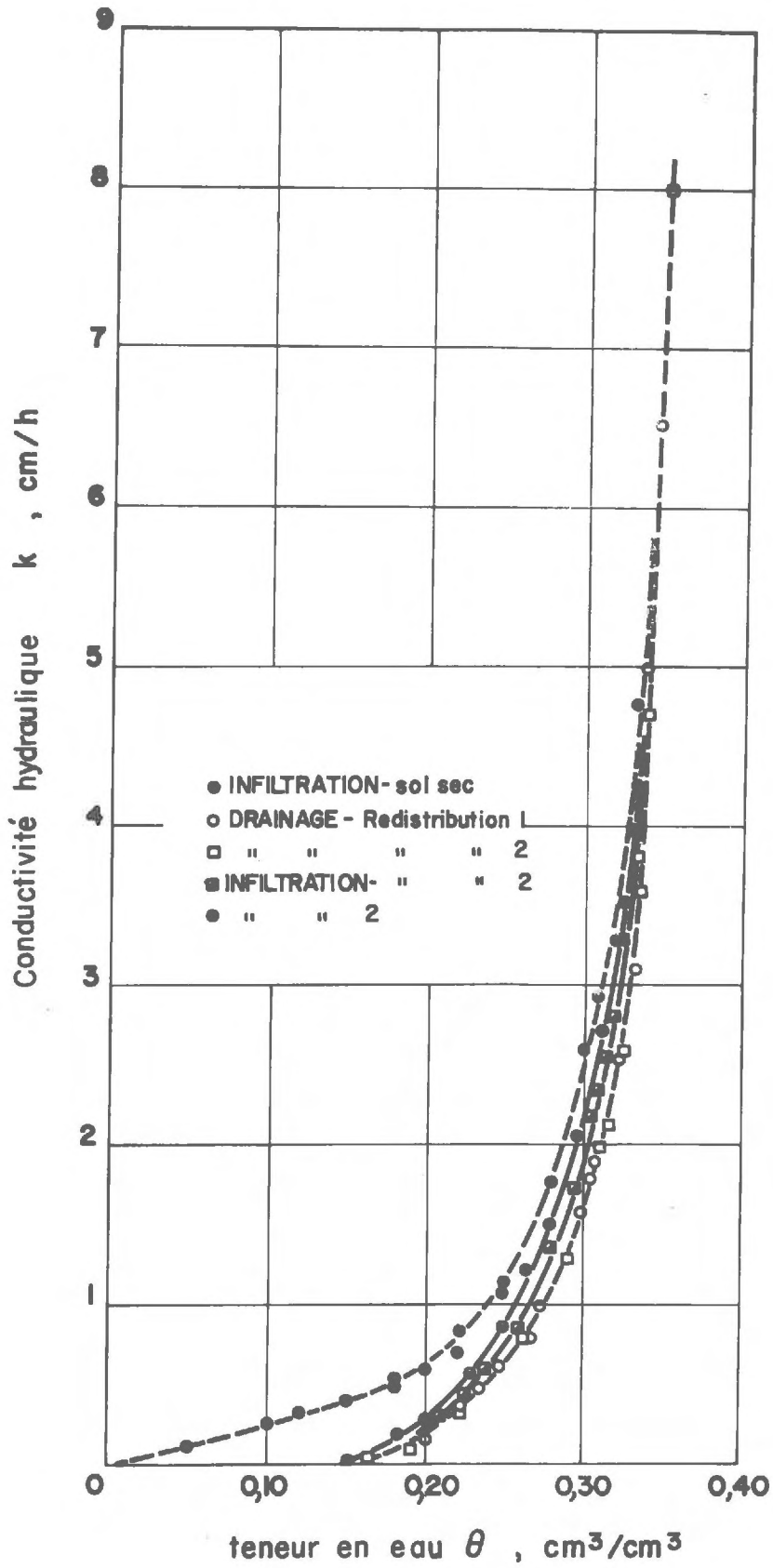


fig II-23

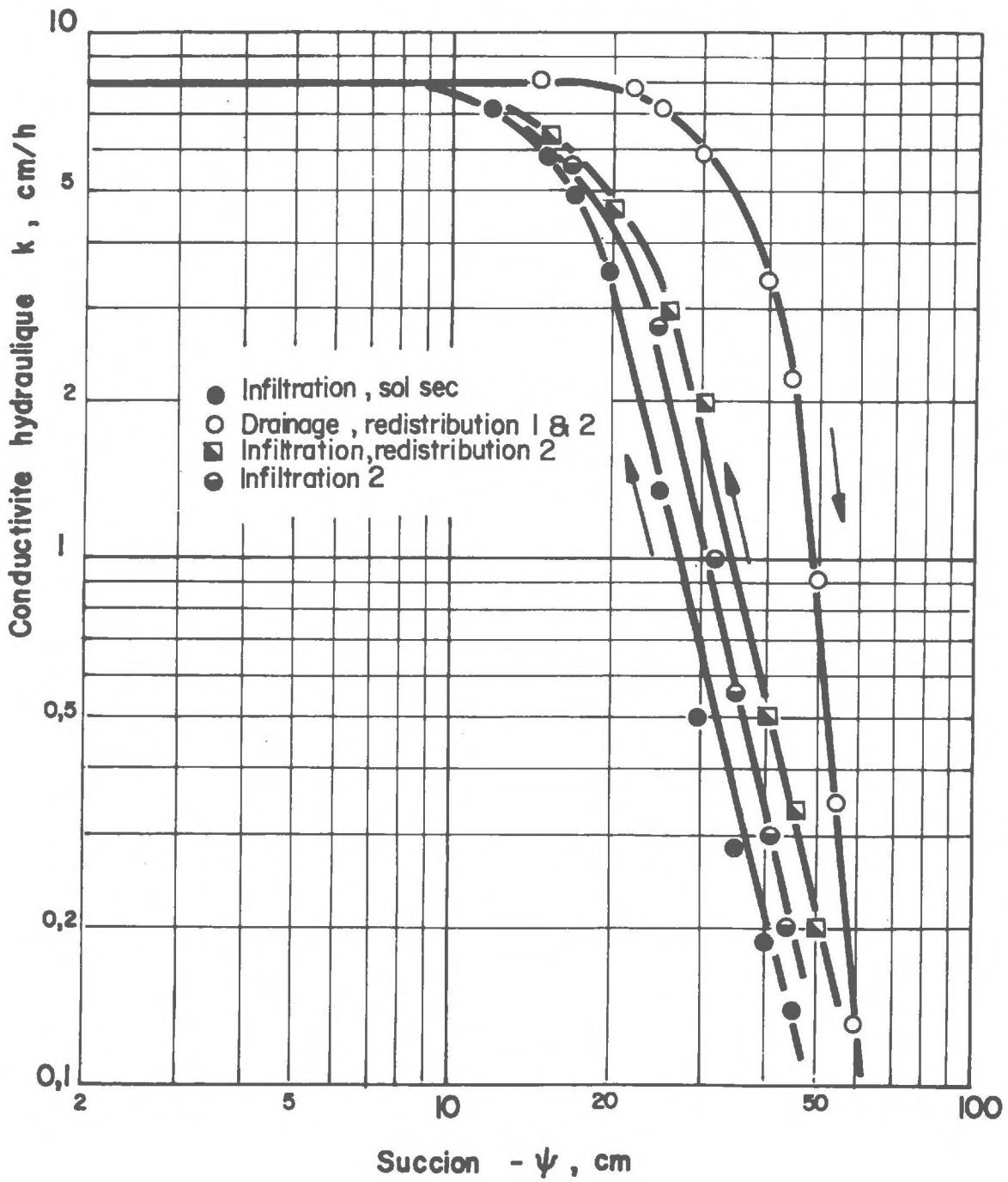


fig-III-24

les autres courbes obtenues pour un sol humide ne sont que peu significatifs et il est difficile de dire si les écarts obtenus entre les différentes courbes résultent vraiment des effets d'hystérésis ou d'erreurs systématiques dans la détermination graphique de $K(\theta)$.

Compte tenu du fait que l'infiltration dans un sol sec est tout de même un cas peu usuel, il est possible de négliger les effets d'hystérésis dans la loi $K(\theta)$ et lors d'une résolution numérique de l'équation de l'écoulement, une relation unique empirique du type de celles proposées par IRMAY (1966) ou VACHAUD (1967) peut être utilisée.

Ce résultat est analogue à celui obtenu par TOPP (1969), mais tous deux sont en contradiction avec les conclusions de POULOVASSILIS (1969).

Par contre, les effets d'hystérésis dans la loi $K(\psi)$ ne peuvent être négligés. L'utilisation d'une relation $K(\psi)$ empirique, telles que celles proposées par BROOKS et COREY (1966) ou GARDNER (1958) risque d'entraîner des erreurs importantes et il est prudent de considérer tout d'abord les conditions spécifiques pour lesquelles ces relations empiriques ont été établies.

Les résultats expérimentaux exposés dans ce chapitre ont donné lieu à quelques publications au fur et à mesure de leur obtention :

- THONY J.L., VAUCLIN M., VACHAUD G. - Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. Redistribution dans un sol sec. C.R.A.S., Paris, t. 270 (1444-1447).
 - THONY J.L., VAUCLIN M., VACHAUD G. - Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. Infiltration et redistribution dans un sol en drainage. C.R.A.S., Paris, t. 270 (1538-1541).
 - VACHAUD G., WAKIL M. - Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. Etude de la conductivité hydraulique. C.R.A.S. Paris - soumis pour publication, 1970.
 - VACHAUD G., THONY J.L. : Hysteresis effects during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. Water Res. Research - soumis pour publication, 1970.
-

BIBLIOGRAPHIE

Chapitre III

- BROOKS R.A. et COREY A.T., 1966 - Properties of porous media affecting fluid flow.
Proc. ASCE - IR 2 - (61-88).
- EVERETT D.H. et SMITH F.W., 1954 - A general approach to hysteresis. Part 2 :
Development of the domain theory.
Faraday Soc. Trans. 50 (187-197).
- FREEZE R.A., 1969 - The mechanism of natural ground-water recharge and discharge, I
Water Resources Res. Vol.5 (1) (153-171).
- GARDNER W.R., 1958 - Mathematics of isothermal conduction of water in unsaturated
soils.
Highway Research Board, Spec. Rep. 40 (78-87).
- GUELIN P., 1969 - Intégration d'une équation de diffusion comme préliminaire à
la simulation numérique des redistributions de fluides en milieux
poreux non saturés.
C.R.A.S., Paris 260 (1297-1299).
- IRMAY S., 1954 - On the hydraulic conductivity of unsaturated sands.
Trans. A.G.U., 35 (463-467).
- PECK A.J., 1970 - Redistribution of soil-water infiltration.
Soumis pour publication à J. of Soil Research.
- POULOVASSILIS A., 1962 - Hysteresis of pore water : an application of the
Concept of independent domains.
Soil Sci. 93 (405-412).
- POULOVASSILIS A., 1969 - The effect of pore water hysteresis on the hydraulic
Conductivity.
Soil Sci. 20 (52-56).
- RUBIN J., 1966 - Numerical analysis of ponded rainfall infiltration.
Symp. on water in the unsaturated zone . WAGENINGEN
Publi. AIHS n°82 (440-451).

- STAPLE W.J., 1962 - Hysteresis effects in soil moisture movement.
Can. J. Soil. Sci. 42 (247-253).
- STAPLE W.J., 1969 - Comparison of computed and measured moisture redistribution following infiltration.
Soil Sci. Soc. Am. Proc. 33 (840-847).
- THONY J.L., VACHAUD G et VAUCLIN M., 1970 - Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. Redistribution dans une colonne verticale de sol sec.
C.R.A.S., Paris, 270 (1444-1447).
- THONY J.L., VACHAUD G. et VAUCLIN M. , 1970 - Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. Infiltration et redistribution dans une colonne de sol en drainage.
C.R.A.S., Paris, 270 (1538-1541).
- TOPP G.C. et MILLER E.E., 1966 - Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass bead media.
Soil Sci. Soc. Am. Proc. 30 (156-162).
- TOPP G.C., 1969 - Soil water hysteresis measured in a sandy loam and compared with the hysteretic domain model.
Soil Sci. Soc. Am. Proc. 33 (645-651).
- VACHAUD G., 1966 - Etude d'une redistribution après l'arrêt d'une infiltration horizontale.
Symp. on Water in the unsaturated zone. WAGENINGEN.
Publi. AIHS 82 (415-428).
- VACHAUD G., 1967 - Determination of the hydraulic conductivity of unsaturated soils from an analysis of transient flow data.
Water Resources Res. 3 (697-705).
- VACHAUD G. et WAKIL M., 1970 - Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. Etude de la conductivité hydraulique.
C.R.A.S., Paris (soumis pour publication).
- WATSON K.K., 1966 - An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials.
Water Resources Res. 2 (709-715).
- WHISLER F. et KLUTE A., 1967 - Rainfall infiltration into a vertical soil column
Trans A.S.A.E. Vol. 10 (391-395).
-

C O N C L U S I O N

L'étude présentée dans ce mémoire nous a donc permis de déterminer, pour un sol donné, l'interdépendance des variables et paramètres de l'écoulement dans ce sol.

D'importants effets d'hystérésis caractérisant la rétention capillaire de l'eau dans le sol ont pu être mis en évidence grâce à des mesures distinctes et simultanées de la succion capillaire et de la teneur en eau.

Si cette analyse ne prétend pas établir une théorie générale des phénomènes d'hystérésis en sol non saturé, elle contribue cependant à préciser le vaste domaine de la Physique des Sols. Elle permet en particulier de déterminer quelques principes généraux du fonctionnement de l'hystérésis dans la relation succion-teneur en eau pour un processus continu d'infiltration et de redistribution qui schématise le mécanisme classique de l'humidification des sols naturels par infiltration de précipitations ou irrigation.

Elle est de ce fait un support expérimental indispensable aux études théoriques de l'écoulement par simulation numérique car elle fournit des hypothèses permettant d'explicitier les relations à hystérésis pour des écoulements non seulement monodimensionnels verticaux, mais aussi bidimensionnels.

Les techniques expérimentales employées s'avèrent bien appropriées à une détermination précise des variables dans les écoulements transitoires aussi permettront-elles d'étudier, dans un proche avenir, quelques écoulements soumis à des conditions aux limites particulières dans un modèle bidimensionnel.

Nous espérons, par ailleurs, que ces quelques considérations sur l'hystérésis de succion pourront servir à l'interprétation des mesures effectuées sur le terrain, car nombreux sont les résultats de mesures qui ne peuvent être correctement exploités faute de connaître le mécanisme des phénomènes d'hystérésis et leurs effets dans la relation succion-teneur en eau. Elles montrent clairement en tout état de cause que la seule utilisation des sondes de mesures radioactives est insuffisante pour déterminer le mouvement de l'eau dans un site aquifère et prévoir les ressources en eau. La relation succion-teneur en eau n'est de loin pas unique et il est de ce fait indispensable d'équiper de tensionnètres les stations de mesures sur le terrain.

Il est certain que les résultats obtenus en laboratoire et que nous présentons, sont sans doute difficilement comparables aux résultats de mesures in-situ, car les conditions d'expérimentation en laboratoire sont quelque peu trop idéales.

N'oublions pas en effet que les effets d'hystérésis que nous avons observés pour un sable homogène et isotrope peuvent être largement masqués par les effets d'hétérogénéité du milieu poreux.

Il n'en reste pas moins que dans tous les cas les phénomènes d'hystérésis conditionnent fortement les mouvements d'eau et qu'il n'est généralement pas justifié de les négliger d'autant plus que les progrès réalisés dans l'élaboration du matériel de mesure permettent à présent de minimiser les dispersions expérimentales.

A ce stade, il paraît donc intéressant d'envisager des études expérimentales de mouvement d'eau dans un milieu poreux comportant plusieurs couches de matériaux différents afin de progresser dans l'approche des conditions naturelles de transferts. Il est clair que d'une part les différentes interfaces créent des conditions aux limites particulières et que d'autre part, chaque couche possède des caractéristiques de succion différentes.

N'oublions pas non plus que dans l'établissement indispensable d'une liaison entre les essais en laboratoire et les essais sur le terrain il est nécessaire de préciser l'influence des gradients thermiques sur les transferts, car la condition d'isothermie que nous nous sommes imposés, restreint indiscutablement dans certains cas le champ d'application des résultats obtenus en laboratoire.

Nous avons enfin supposé dans cette étude que la matrice de l'écoulement était stable. Il est cependant permis de supposer que les mouvements d'eau peuvent entraîner le déplacement de particules solides au sein du milieu. Si dans le cas du sable choisi, cet effet n'a pu être notablement observé, (une variation de masse spécifique entraîne une modification des caractéristiques de succion du sol), il peut être parfois nécessaire de procéder à des mesures simultanées par radioactivité de teneur en eau et de masse spécifique.

Le sujet est donc encore loin d'être épuisé. Nous espérons que ces quelques résultats expérimentaux permettront une meilleure compréhension de phénomènes si courants mais cependant complexes et que cette étude puisse susciter de nombreuses recherches dans le domaine de l'Hydraulique des milieux poreux non saturés car il est intimement lié au développement d'un très grand nombre de techniques.

• •
•