

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

3

pour obtenir le titre de
DOCTEUR-INGENIEUR

par

Jean-François DAIAN

Ingénieur E. I. H.

SUJET

**Etude "in situ" des transferts d'eau
dans la zone non saturée:
application à une méthode d'estimation
du bilan hydrique**

Soutenue le 25 Juin 1971, devant la Commission d'Examen

M. L. SANTON

Président

M. M. BOUVARD

M. R. DEGALLIER

M. J. MARGAT

M. G. VACHAUD

Examineurs

AVANT - PROPOS

Les travaux qui font l'objet de cette thèse ont été conduits aux laboratoires de Mécanique des Fluides de l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble dans le cadre d'une convention de collaboration avec le service d'hydrogéologie du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Ils se rattachent également en partie à la convention "Etude de l'infiltration sur bassins versants" entre l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble et la Direction Générale de la Recherche Scientifique et technique.

Monsieur le Professeur L. SANTON a accordé à mes travaux un intérêt constant, et m'a fait l'honneur de présider le jury. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

J'exprime ma cordiale gratitude à Monsieur G. VACHAUD, qui, en me faisant bénéficier de son expérience, m'a guidé et encouragé très efficacement dans les étapes successives de cette recherche.

Je ne saurais oublier l'aide matérielle fournie par le B.R.G.M., ni l'attention bienveillante qu'a accordé à mon travail Monsieur J. MARGAT. Qu'il soit ici remercié, ainsi que ses collaborateurs du service hydrogéologie.

Je veux également remercier Monsieur M. BOUVARD et Monsieur R. DEGALLIER, qui ont accepté de faire partie du jury.

J'exprime ma reconnaissance à Monsieur B. WACK qui m'a donné de précieuses indications et a mis à ma disposition le matériel dont il avait la charge.

Messieurs J. BARBET, M. COMMANDEUR et J.P. SEAUME m'ont aimablement accueilli dans leurs locaux et m'ont apporté une aide indispensable.

Je veux aussi exprimer mes vifs remerciements à Monsieur J.M. TAUNIER qui a mis au service de ma recherche toute sa compétence.

Je ne saurais oublier qu'une aide précieuse m'a été fournie par les conversations que j'ai pu avoir, notamment avec Messieurs J.L. THONY, M. VAUCLIN, M. WAKIL, KHANJI, ainsi qu'avec Messieurs M. LAGARDE, A. RABATEL et P. GUELIN.

Je remercie enfin le personnel de l'Atelier et notamment Monsieur R. BRIOT, ainsi que Mademoiselle F. MARTINEZ, Monsieur G. BRAULT et le personnel du Service de Reprographie, dont l'aide matérielle m'a été précieuse.

SOMMAIRE

	Pages
<u>INTRODUCTION</u>	7
<u>CHAPITRE PREMIER</u>	
<u>NOTIONS THEORIQUES</u>	9
<u>1 - GRANDEURS FONDAMENTALES</u>	10
1.1. Caractéristiques d'un sol humide	10
1.2. Pression	13
1.3. Vitesse et débit	13
<u>2 - L'EQUATION DE CONSERVATION DE L'EAU</u>	14
2.1. Expression ponctuelle	14
2.2. Expression globale	14
<u>3 - L'EQUATION DE DARCY</u>	15
3.1. Expression	15
3.2. Le coefficient de perméabilité	16
3.3. Profils de potentiel et sens de l'écoulement	16
<u>4 - LES RELATIONS SUCCION - TENEUR EN EAU</u>	19
<u>5 - LES EQUATIONS A UNE VARIABLE</u>	20

CHAPITRE II

LES METHODES DE MESURE "IN SITU" 22

1 - LES MESURES DE PRESSION 22

1.1. Le niveau de la nappe - piezomètre 22

1.2. Principe de la tensiométrie 23

1.3. Premier dispositif tensiométrique 24

1.4. Enregistrement continu des pressions 26

a) Description 26

b) Utilisation de l'appareil 29

c) Temps de réponse 29

d) Autres caractéristiques de l'appareil 32

2 - LES MESURES DE TENEUR EN EAU ET DE MASSE VOLUMIQUE.

SONDES RADIOACTIVES 35

2.1. Principe des sondes radioactives 35

a) Sonde gamma 35

b) Sonde à neutrons 36

2.2. Dérive des indications 36

2.3. Courbes d'étalonnage 37

2.4. Précision du comptage 39

2.5. Volume de mesure 39

CHAPITRE III

ETUDE EXPERIMENTALE DES SONDES RADIOACTIVES 41

1 - METHODE 41

1.1. Description des échantillons 41

1.2. Tableau des échantillons 44

1.3. Conduite des mesures et résultats 44

2 - COURBES D'ETALONNAGE 47

2.1. Sonde gamma 47

2.2. Sonde à neutrons 50

2.3. Contrôle de l'étalonnage 51

	Pages
<u>3 - ETUDE DU VOLUME DE MESURE</u>	53
3.1. Sonde à neutrons	53
3.2. Sonde gamma	56
	58
<u>4 - PRECISION DE LA MESURE D'HUMIDITE</u>	58
 <u>CHAPITRE IV</u>	
<u>L'ETUDE SUR LE TERRAIN</u>	59
 <u>1 - LES MESURES EFFECTUEES</u>	59
1.1. Implantation des installations	59
1.2. Autres moyens de mesure	61
1.3. Le dépouillement	61
1.4. Les campagnes de mesures	61
 <u>2 - CARACTERES GENERAUX DU SITE</u>	63
2.1. Situation	63
2.2. Profil du terrain	63
2.3. Comportement de la couche sableuse	66
2.4. Remarques générales sur la couche silteuse	68
2.5. Mécanisme de l'écoulement	72
 <u>3 - L'EVALUATION DES FLUX JOURNALIERS</u>	72
3.1. La méthode	72
3.2. Analyse des résultats	73
3.3. Les bilans	77
 <u>4 - AUTRES RESULTATS</u>	78
4.1. La relation succion - teneur en eau	78
4.2. La Loi de Darcy et la perméabilité	80
 <u>5 - CONCLUSION</u>	81
 <u>CONCLUSION</u>	
PORTEE ET APPLICATIONS DE CE TYPE D'ETUDES	83
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	87

PRINCIPALES NOTATIONS

<u>Symbole</u>	<u>Dimension</u>	<u>Nature</u>	<u>Chapître</u>
K	LT^{-1}	Perméabilité	I-3-2
M		Comptage en 2 mn	II-2-2
m		Comptage rapporté au comptage "standard"	Sonde à neutrons II-2-2
N		Comptage en 2 mn	
n		Comptage rapporté au comptage "standard"	Sonde gamma II-2-2
Pat	$ML^{-1}T^{-1}$	Pression atmosphérique	
Pw	$ML^{-1}T^{-1}$	Pression de la phase liquide	I-1-2
S	L	"Stock d'eau"	I-1-1 I-2-2
v	LT^{-1}	Flux ou vitesse de Darcy	I-1-3
W		Teneur en eau massique	I-1-1
z	L	Profondeur, comptée positive- ment vers le bas, l'origine étant à la surface du sol.	
θ		Teneur en eau volumique	I-1-1
ρ	ML^{-3}	Masse volumique globale	I-1-1
ρ_d	ML^{-3}	Masse volumique sèche	I-1-1
ρ_w	ML^{-3}	Masse volumique de l'eau	
ρ'_w	ML^{-3}	Masse volumique en eau	I-1-1
ρ'_o	ML^{-3}	Masse volumique en eau équivalente	II-2-3
ϕ	L	Potentiel capillaire	I-1-2 I-3-3
ψ	L	Succion	I-1-2

INTRODUCTION

L'étude sur le terrain de l'infiltration des eaux de pluie, de leur cheminement à travers le sol, ou, à l'inverse, de l'assèchement du sol par évaporation constitue un point de rencontre de diverses branches du vaste domaine des sciences des eaux. En hydrologie, elle permet de préciser le mécanisme de l'alimentation et de la décharge des nappes, apportant un complément indispensable aux recherches fondées sur la seule étude du niveau de la nappe en s'attachant à expliciter l'étape intermédiaire que représente le transfert de l'eau de la surface du sol à la surface libre, étape généralement ignorée de l'hydrologie classique. En agronomie ces recherches trouvent une application directe dans le calcul de la consommation en eau des plantes, et l'étude des propriétés de rétention des sols, dans le but d'améliorer les méthodes agricoles et de rationaliser l'irrigation. Ces recherches concernent également l'étude de la pollution des sols par des impuretés généralement transportées par l'eau, ainsi que dans un autre domaine, les problèmes de génie civil (construction de bâtiments, de routes, de barrages, etc...), les propriétés mécaniques des sols étant souvent liées à leur état d'humidité.

Le point commun de tous ces domaines de recherche est de faire appel à la connaissance du comportement d'un fluide mis en présence d'un milieu solide poreux, et ne remplissant pas totalement ses interstices, qui restent en partie occupés par une phase gazeuse. Il s'agit là d'une branche très particulière de l'hydraulique, la dynamique des écoulements en milieux poreux non saturés, qui constitue le support théorique sur lequel s'appuient les études en question. Ce champ d'étude a fait, et fait toujours l'objet de travaux de laboratoire, qui aboutissent à des résultats fort complexes, comme nous aurons l'occasion de le noter. Le passage du laboratoire au terrain entraîne cependant de nouvelles complications.

Parmi les techniques utilisées sur le terrain, la tensiométrie est déjà ancienne, et sa pratique bien connue. Mais elle n'apporte pas la totalité des renseignements nécessaires, et doit être complétée par la mesure des teneurs en eau. A cet égard, les procédés gravimétriques exigent un lourd travail matériel et sont notoirement imprécises. La découverte des méthodes radioactives et de leur utilisation dans les conditions du chantier, par la commodité des mesures qu'elles permettent et surtout par leur caractère non destructif, a fait franchir aux études d'infiltration "in situ" une étape capitale, leur donnant un développement qu'elles n'auraient sans doute pas connu sans la mise en oeuvre de ce nouveau moyen de mesure. Ceci peut expliquer que des chercheurs, et des praticiens de plus en plus nombreux effectuent des études "in situ". Mais il convient de souligner qu'il s'agit d'un domaine d'étude relativement récent qui en est encore à rechercher ses méthodes d'approche, et qui n'a pas définitivement réussi à assimiler et adapter les concepts et connaissances théoriques. En effet, l'hétérogénéité du sol en place, et le caractère aléatoire des conditions initiales et aux limites représente une difficulté considérable. D'autre part l'amélioration des contacts entre les divers spécialistes qui abordent ces problèmes sous des angles souvent très différents, permettrait sans doute des confrontations fructueuses.

Pour notre part, nous avons conduit cette étude avec le souci de ne rien modifier aux conditions naturelles, en excluant toute intervention artificielle, telle que l'arrosage, la submersion du terrain, ou le rabattement forcé de la nappe par pompage. Ces méthodes d'étude n'en présentent pas moins l'intérêt de rendre le chercheur maître, dans une certaine mesure, des conditions aux limites, et par là de simplifier les phénomènes, qui peuvent ainsi se prêter à une interprétation plus aisée. Le point de vue que nous avons adopté contraint à aborder les processus naturels dans toute leur complexité, et limite par conséquent les possibilités d'interprétation et de confrontation des résultats avec les données théoriques. Nous pensons cependant avoir tiré bon parti des mesures effectuées, compte tenu des moyens mis en oeuvre et de la complexité du site choisi. On notera cependant que le but recherché a été davantage de mettre au point une méthode d'interprétation des phénomènes naturels, et de vérifier son adéquation d'après les résultats de nos mesures, que d'obtenir des renseignements exploitables sur le site expérimental.

CHAPITRE PREMIER

NOTIONS THEORIQUES

Le problème des écoulements de fluides en milieux poreux non saturés, pris dans son ensemble, est d'une grande complexité. En tant que domaine particulier de la mécanique des fluides, les équations de Navier-Stokes lui sont applicables. Mais les parois limitant le fluide sont constituées par un squelette solide très complexe, ce qui rend quasiment impossible d'aborder le problème dans son détail. On doit donc adapter ces équations, et leur apporter des simplifications de façon à parvenir à une approche macroscopique de l'écoulement. De plus, le contact intime à l'échelle microscopique entre les trois phases - solide, liquide et gazeuse - introduit des phénomènes supplémentaires liés à l'effet de tension superficielle.

Ces trois phases subissent en outre non seulement des échanges de quantité de mouvement, mais aussi des échanges de chaleur, de sorte que l'approche complète doit être thermodynamique (VACHAUD, thèse (1) , GUELIN, (6)).

On mesure ainsi la complexité du phénomène global ; les études de laboratoire elles-mêmes doivent se limiter à aborder séparément les différents aspects, et encore ne parviennent-elles pas jusqu'à présent à des conclusions définitives dans tous les domaines.

Dans le cadre de ce travail orienté vers l'étude des écoulements sur le terrain, il serait illusoire de faire appel à l'ensemble des notions que nous avons évoquées. Nous nous bornerons donc dans ce chapitre à rappeler les définitions et les lois les plus simples, adaptées aux moyens de mesure mis en oeuvre.

On disposera ainsi d'un guide théorique permettant d'interpréter partiellement les observations naturelles.

Dans l'exposé qui suit, nous nous limiterons aux notions qui concernent les écoulements unidimensionnels verticaux de fluide isotherme, en négligeant les effets osmotiques et en supposant que la phase gazeuse est continue, et partout soumise à la pression atmosphérique.

1 - GRANDEURS FONDAMENTALES

1.1. Caractéristiques d'un sol humide

Un élément de volume ΔV , de masse Δm d'un sol non saturé contient une masse de solide Δm_d de volume ΔV_d et une masse d'eau Δm_w occupant le volume ΔV_w , le volume restant étant occupé par de l'air.

La masse volumique globale du sol est :

$$\rho = \frac{\Delta m}{\Delta V} \quad (\text{ML}^{-3})$$

Le squelette solide peut être caractérisé d'une part par la masse volumique sèche :

$$\rho_d = \frac{\Delta m_d}{\Delta V} \quad (\text{ML}^{-3})$$

D'autre part par le volume restant entre les grains, la porosité :

$$n = 1 - \frac{\Delta V_d}{\Delta V}$$

Pour caractériser la quantité d'eau contenue dans ces vides, la grandeur la plus commodément utilisable dans l'étude de l'écoulement est la teneur en eau volumique :

$$\theta = \frac{\Delta V_w}{\Delta V}$$

Cette grandeur adimensionnelle est égale à la porosité lorsque le milieu est saturé.

On définit également la masse volumique en eau :

$$\rho'_w = \frac{\Delta_{mw}}{\Delta V} \quad (\text{ML}^{-3})$$

qui est bien entendu liée à θ par

$$\rho'_w = \rho_w \cdot \theta$$

ρ_w étant la masse volumique de l'eau.

Enfin, la teneur en eau massique s'exprime par :

$$W = \frac{\Delta_{mw}}{\Delta_{md}}$$

et l'on a la relation :

$$\rho'_w = \rho_d \cdot W$$

Si l'on néglige la masse d'air contenue dans l'élément ΔV , on a la relation :

$$\rho = \rho_d + \rho'_w$$

qui permet de calculer la masse volumique sèche, à partir de la masse volumique globale et de la masse volumique en eau.

Sur le terrain, la courbe donnant la répartition de la teneur en eau sur une verticale en fonction de la profondeur s'appelle un profil hydrique (Fig. I-1)

Dans le cas des répartitions unidimensionnelles, où le profil hydrique est indépendant de la verticale choisie, le volume d'eau contenu dans un cylindre vertical de section $d\sigma$ et limité par deux plans de cote z_1 et z_2 (Fig. I-2), est proportionnel à la surface $d\sigma$:

$$dV(z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \theta \cdot dV = d\sigma \cdot \int_{z_1}^{z_2} \theta \cdot dz$$

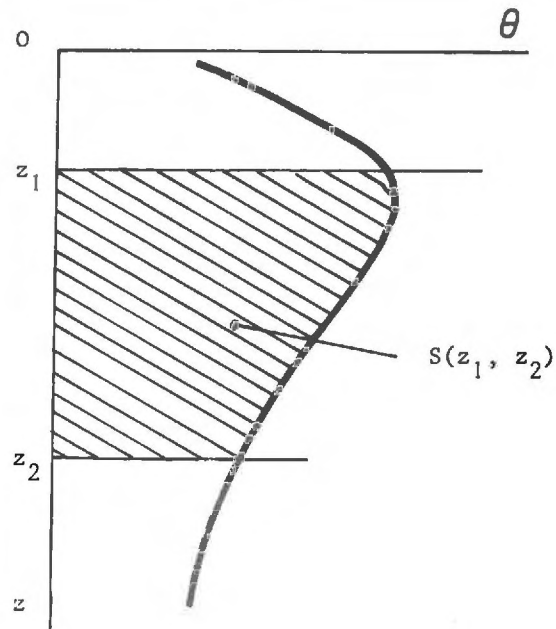


Fig. I-1 - Profil hydrique

L'intégrale $\int_{z_1}^{z_2} \theta \cdot dz$ (Fig. I-1) que nous appellerons stock d'eau est donc suffisante pour caractériser la quantité d'eau contenue dans une tranche de sol.

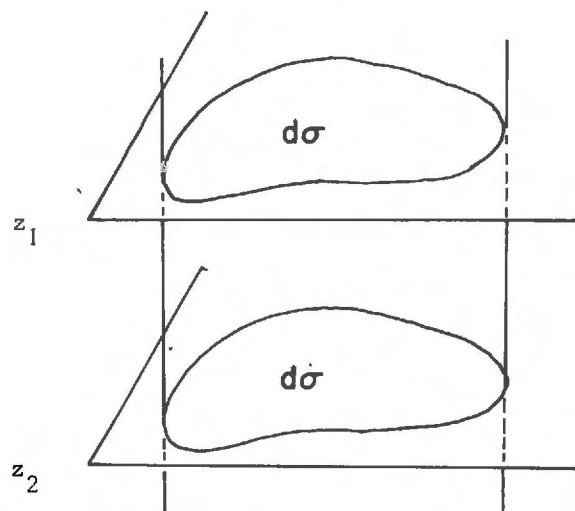


Fig. I-2 -

Elle a la dimension d'une longueur, ce qui permet entre autres de la comparer directement aux pluies lorsque celles-ci sont également rapportées à l'unité de surface.

1.2. Pression

La pression de l'eau dans le sol, P_w , est généralement supérieure à la pression atmosphérique, P_{at} , dans la zone saturée située au-dessous de la nappe, et inférieure à la pression atmosphérique dans les zones non saturées. Il est alors justifié de définir la grandeur appelée succion :

$$\gamma = \frac{P_w - P_{at}}{\rho_w g} \quad (L) \quad (I-1)$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau et g l'accélération de la pesanteur.

Il convient de noter que dans les milieux non saturés, où la notion de succion intervient en rapport avec les phénomènes capillaires, il serait plus justifié de la définir par :

$$\gamma' = \frac{P_w - P_a}{\rho_w g}$$

où P_a est la pression de l'air se trouvant en contact immédiat avec la phase liquide, et qui peut différer de la pression atmosphérique. (VACHAUD - WAKIL, 1970,

4, 9). Ne disposant actuellement d'aucun moyen de vérifier la pression de l'air, nous admettrons dans la suite de l'exposé, que l'air constitue une phase continue et inerte, se trouvant en tout point à la pression atmosphérique, les deux définitions étant dans ce cas identiques. Notons que la succion ainsi définie est une grandeur négative dans la zone non saturée, et liée de façon complexe à la teneur en eau.

On définit également le Potentiel capillaire par :

$$\phi = \gamma - z \quad (L) \quad (I-2)$$

l'axe des z ayant pour origine la surface du sol et étant orienté vers le bas.

1.3. Vitesse et débit

On appelle vitesse de Darcy ou flux v le débit s'écoulant à travers une section horizontale unitaire du sol ; ce vecteur est mesuré suivant l'axe Oz ,

selon la convention de sens choisie pour celui-ci. Cette grandeur mesure la quantité d'eau qui traverse une surface horizontale, et non la vitesse des particules d'eau. En effet, comme le montre HARR (1962) la section de passage réelle du fluide, c'est-à-dire la surface occupée par le fluide dans une section plane unitaire du sol, étant égale à la teneur en eau volumique, on a entre le flux v et la vitesse moyenne des particules v' la relation :

$$v = v' \cdot \theta$$

A flux donné, plus le sol est sec, plus la section de passage est faible, et plus la vitesse des particules est grande, ce qui nous laisse déjà entrevoir que la résistance d'un sol à l'écoulement dépend largement de son état hydrique.

2 - L'EQUATION DE CONSERVATION DE L'EAU

2.1. Expression ponctuelle

Rappelons, pour mémoire, l'expression différentielle de cette équation, que nous n'aurons pas à utiliser par la suite :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial v}{\partial z} = 0 \quad (I-3)$$

2.2. Expression globale

Considérons (Fig. I-3) deux profils hydriques établis aux instants t et $t + dt$ voisins. La variation du stock $S(z_1, z_2)$ contenu entre les cotes z_1 et z_2 est égale à la différence des hauteurs d'eau algébriques écoulées pendant l'intervalle dt aux niveaux z_1 et z_2 :

$$d S(z_1, z_2) = v_1 dt - v_2 dt \quad (I-4)$$

Dans cette équation, les variations du stock en fonction du temps sont accessibles à partir de la mesure des teneurs en eau. Mais il existe deux variables inconnues, les vitesses v_1 et v_2 . L'équation de continuité aboutit donc à une indétermination, mais montre qu'il suffit de connaître le flux en un point pour en déduire les flux à toutes les cotes.

L'indétermination est également visible d'après la forme ponctuelle : le terme $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ peut en effet être calculé grâce à la mesure de θ , mais l'intégra-

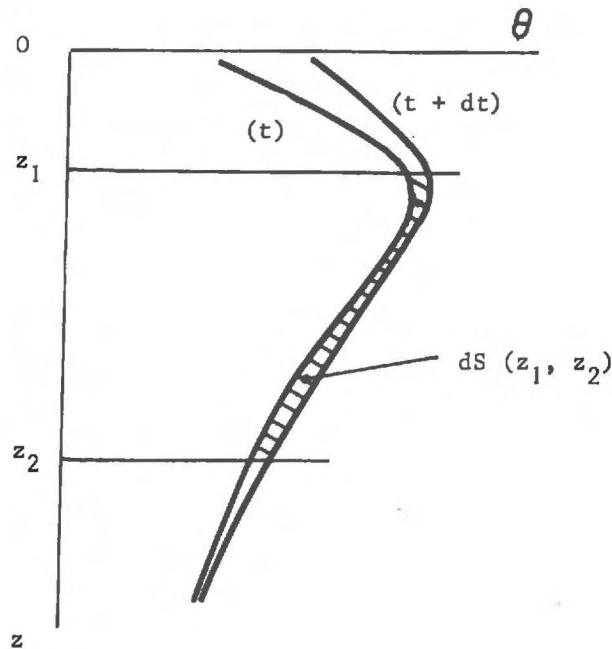


Fig. I-3 - Variation de stock

tion suivant z qui conduirait à la valeur de v introduit une constante indéterminée.

3 - L'EQUATION DE DARCY

3.1. Expression

La loi dynamique des écoulements en milieux poreux, établie par Darcy pour les milieux saturés, exprime la proportionnalité de la vitesse au gradient de potentiel. On montre que ceci revient à négliger les termes d'inertie dans les équations de Navier-Stokes. Elle est classiquement étendue aux milieux non saturés sous la forme :

$$v = - K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (I-5)$$

Le coefficient de perméabilité K dépend dans ce cas de la concentration d'eau.

Compte tenu des expressions (I-1 et I-2) , (I-5) peut se mettre sous la

forme :

$$v = - K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \quad (I-6)$$

ou

$$v = - \frac{K}{\rho_w g} \left(\frac{\partial p_w}{\partial z} - \rho_w g \right) \quad (I-7)$$

On voit ainsi que le gradient moteur se décompose en un terme de pression et un terme de gravité.

Signalons pour mémoire que cette équation a été largement vérifiée au laboratoire sur des sols sableux. Certaines études tendent à prouver qu'elle serait mise en défaut dans les argiles, même saturées. Enfin, son application peut poser certains problèmes, liés à la définition de la succion et à l'écoulement de la phase gazeuse dans le cas où celle-ci n'est pas continue avec l'atmosphère. (6, 8). Les essais faits au laboratoire sur ces problèmes ne permettent pas actuellement de se prononcer avec certitude.

3.2. Le coefficient de perméabilité

La perméabilité, ou conductivité hydraulique varie tout d'abord avec la granulométrie du sol. De plus, pour un sol donné, elle dépend largement de sa teneur en eau, comme nous l'avions prévu au paragraphe 1.3. Les formules expérimentales les plus couramment admises sont de la forme exponentielle, ou en fonctions puissance.

$$K = K_s \exp \alpha (\theta - \theta_s) \quad \frac{K}{K_s} = \left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^n$$

La perméabilité dépend également de la viscosité du fluide, et par là de la température, quoique dans des proportions assez faibles.

3.3. Profils de potentiel et sens de l'écoulement

Comme le montre l'équation de Darcy I-5 le signe de la mesure algébrique du vecteur vitesse en un point dépend directement du signe du gradient de potentiel. Les figures I-4, I-5 et I-6 représentent les configurations les plus courantes du profil de potentiel, que nous allons commenter. Les échelles des axes des profon-

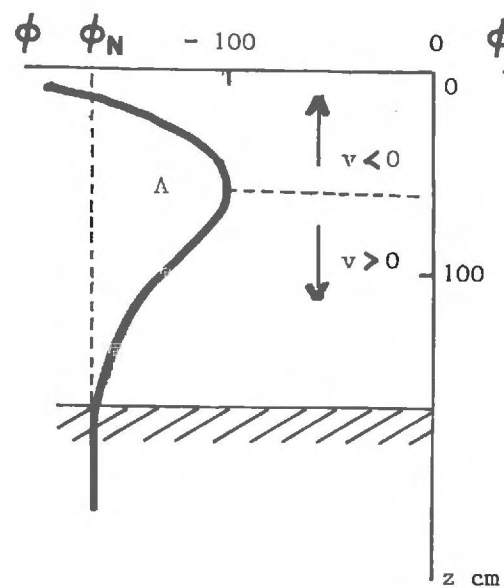


Fig. I-4

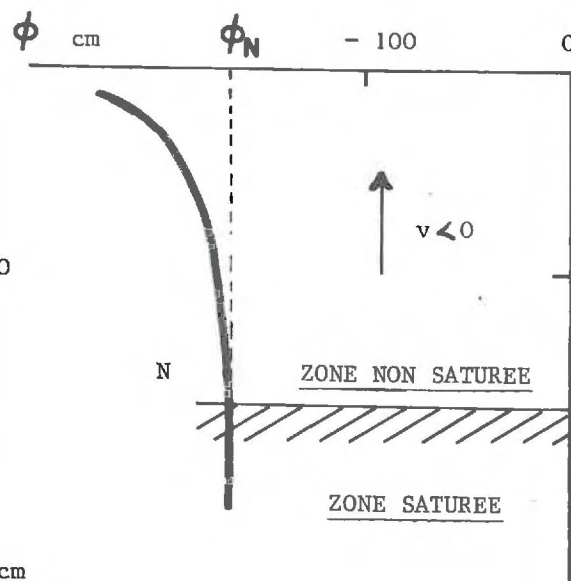


Fig. I-5

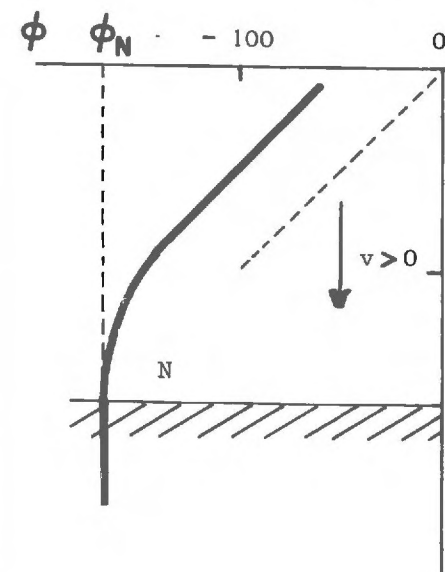


Fig. I-6

Profils de potentiel

deurs et des potentiels sont supposées identiques.

La surface libre étant définie comme le lieu des points où règne dans l'eau la pression atmosphérique, la succion est nulle au point représentatif N, et par conséquent,

$$\phi_N = - z_N$$

Le profil (Fig. I-4) montre que le gradient de potentiel près de la surface est positif, et qu'en conséquence, d'après l'équation (I-5), l'écoulement est ascendant, la vitesse étant négative. Au dessous du point A, l'écoulement est au contraire descendant, le flux étant nul au point A, où $\partial\phi/\partial z = 0$. Au dessous du point N, le profil est généralement peu différent d'une droite verticale. En effet, dans la zone saturée, la perméabilité est très grande ; l'application de l'équation (I-5) montre qu'alors, même si le flux v est non négligeable, le gradient de potentiel peut être très faible, et ne peut en général être mesuré. Ce type de profils peut être observé dans la période de redistribution qui suit une averse et s'explique ainsi : l'infiltration se poursuit en profondeur plusieurs jours après l'averse, cependant que la surface est soumise à l'évaporation. L'écoulement ascendant commence donc par la surface, et intéresse une zone de plus en plus profonde. Le point de flux nul A descend ainsi au cours du temps. Il peut à la limite atteindre la surface libre, comme sur la Fig. I-5. La totalité du sol non saturé est alors soumise à un flux ascendant qui résulte de l'évaporation superficielle.

La Fig. I-6 montre le type de profil que l'on obtient durant une averse : le gradient étant négatif sur toute l'étendue de la zone non saturée, l'écoulement est descendant en tout point. En particulier, il arrive qu'une partie du profil soit une droite de pente 1 comme la branche supérieure sur la Fig. I-6. L'équation (I-2) montre qu'alors la succion dans cette zone est constante. Par conséquent, le terme de pression de l'équation de Darcy (I-7) est nul. On dit alors que l'écoulement est purement gravitaire. Il est caractérisé par

$$v = K(\theta)$$

en tout point.

L'analyse du cas représenté Fig. I-4 trouve une application capitale dans l'étude des phénomènes naturels. En effet, le profil de potentiel permet de localiser le point A où le flux est nul, et par là, de lever l'indétermination signalée

préalablement dans l'intégration de l'équation de continuité, et de calculer les flux en tout point du profil. Si l'on excepte les procédés de marquage de l'eau, cette méthode est la seule qui permette de calculer les flux. Le profil hydrique ne donne en effet aucune indication sur le sens de l'écoulement, car une diminution de la teneur en eau peut être due indistinctement à un phénomène de drainage ou à une évaporation. C'est là la principale justification de la mesure simultanée des teneurs en eau et des pressions.

Le cas de la Fig. I-4 est le plus fréquemment observé sur le terrain, mais il convient de signaler que dans le cas des figures I-5 et I-6, la méthode précédente est en défaut, le profil de potentiel ne présentant pas d'extremum. Dans des configurations du type Fig. I-5 le point de flux nul A peut se trouver dans la frange capillaire, mais la précision de la mesure du potentiel ne permet pas en général de le localiser. Ceci n'a d'ailleurs que peu d'importance, car la teneur en eau dans la zone proche de la surface libre varie très peu avec le temps ; l'équation (I-3) montre alors que le flux est sensiblement constant avec la profondeur. Le bilan sera donc peu affecté par une erreur sur la position du point de flux nul.

La méthode est également inefficace durant une averse (Fig. I-6). La mesure de la pluviométrie permet cependant d'estimer le flux en surface, moyennant certaines hypothèses concernant le ruissellement et l'évaporation, et d'en déduire les flux aux autres profondeurs.

4 - LES RELATIONS SUCCION-TENEUR EN EAU

Rappelons brièvement que la succion et la teneur en eau ne sont pas des grandeurs indépendantes, mais que la relation qui les lie n'est pas univoque. En effet, si on caractérise l'état d'un petit volume de sol inclus dans un profil soumis à des écoulements par sa succion et sa teneur en eau, le point de coordonnées (ψ , θ) (Fig. I-7) se déplace dans une zone comprise entre deux courbes (H) et (D) décrites pour une humidification infiniment lente jusqu'à saturation du volume initialement sec, et pour le drainage infiniment lent du volume initialement saturé. Ces deux courbes se confondent aux faibles valeurs de ψ en un segment parallèle à l'axe des suctions, dont l'abscisse est la teneur en eau à saturation. La longueur de ce segment caractérise la succion de désaturation, ou pression d'entrée d'air, ou encore la frange capillaire.

En dehors des courbes dites statiques (H) et (D), une grande variété de

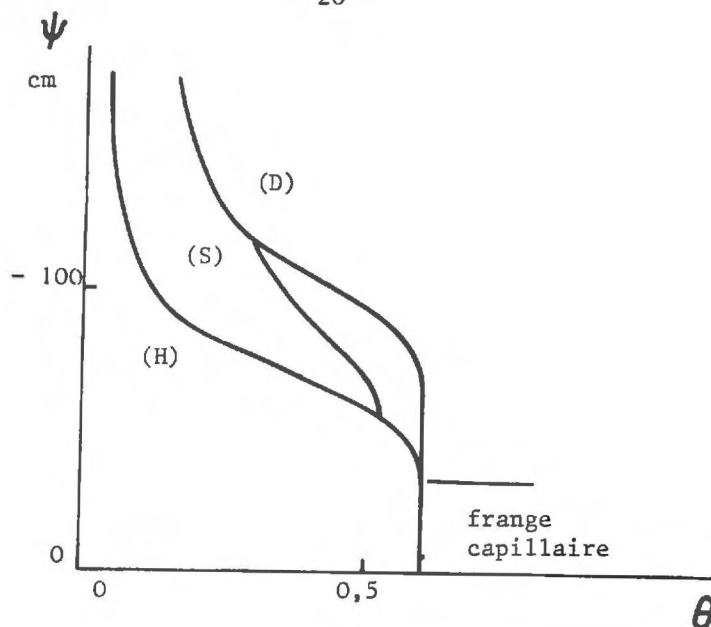


Fig. I-7 - Courbes de succion

trajectoires peuvent être décrites : ce sont les "courbes de passage", ou "scanning curves", qui sont parcourues à l'intérieur du domaine défini par (H) et (D) lorsqu'une humidification ou un drainage se produit à partir d'un état quelconque. (THONY, (7))

5 - LES EQUATIONS A UNE VARIABLE

Signalons pour mémoire, que dans le cas où l'écoulement est suffisamment simple pour que la relation succion-teneur en eau soit unique, le système constitué par l'équation de conservation, l'équation de Darcy, et la relation (ψ, θ) assorti des conditions aux limites, a une solution unique. En vue de le résoudre, soit analytiquement, soit par des méthodes de différences finies, on groupe ces équations de façon à obtenir une équation différentielle à une seule variable.

FREEZE (1961, (3)) est ainsi parvenu à l'équation en ψ :

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

dans laquelle

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

En introduisant la diffusivité :

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial(\psi(\theta))}{\partial \theta}$$

PHILIP (1969, (4)) a établi l'équation de diffusion :

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

Ces équations sont à la base des simulations et des modèles mathématiques prenant en compte la zone non saturée.

x x
x

L'exposé de ces notions élémentaires sur les écoulements en milieu non saturés nous permet d'entrevoir en quoi consistera l'étude des écoulements sur le terrain. Nous avons mis en évidence les deux grandeurs essentielles qui interviennent dans ces phénomènes, la succion et la teneur en eau, et la nécessité de les mesurer indépendamment. Quand à la loi de l'écoulement, et aux phénomènes qui l'accompagnent, tels que l'hysteresis de la relation (ψ, θ) , il nous faudra examiner la validité sur le terrain des observations qui ont été largement confirmées par les expériences de laboratoire.

Il convient cependant de garder à l'esprit que le schéma que nous venons de présenter, et que nous adopterons comme base d'analyse des résultats expérimentaux est volontairement simplifié. Toutes sortes de phénomènes dont nous avons seulement signalé l'existence et qui ne seront pas pris en compte, faute de moyens de mesure appropriés, viennent perturber sensiblement cette théorie et pourraient en partie expliquer son adéquation imparfaite.

CHAPITRE II

LES METHODES DE MESURE IN SITU

1 - LES MESURES DE PRESSION

1.1. Le niveau de la nappe ; Piezomètre (Fig. II-1)

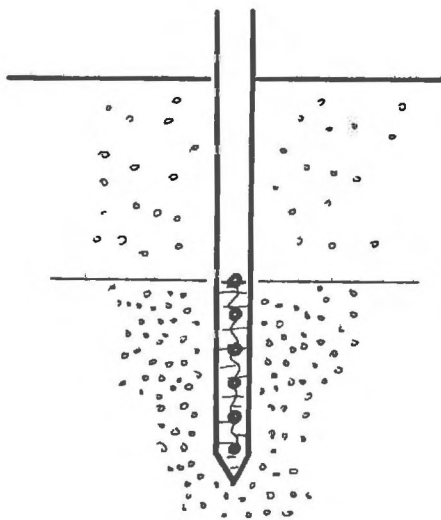


Fig. II-1 - Piezomètre

On utilise, pour mesurer le niveau de la surface libre, définie comme la surface souterraine où règne dans l'eau la pression atmosphérique, un tube appelé piezomètre crépiné à sa partie inférieure, et plongeant sous la nappe. Le niveau

de l'eau dans le tube est alors celui de la surface libre. En toute rigueur, le piezomètre est en fait une prise de pression située à quelques mètres sous la surface libre, dans sa partie crépinée ; les gradients de potentiel dans la nappe étant généralement très faibles, la hauteur d'eau ainsi mesurée n'est pas sensiblement distincte du niveau de la surface libre.

1.2. Principe de la tensiométrie

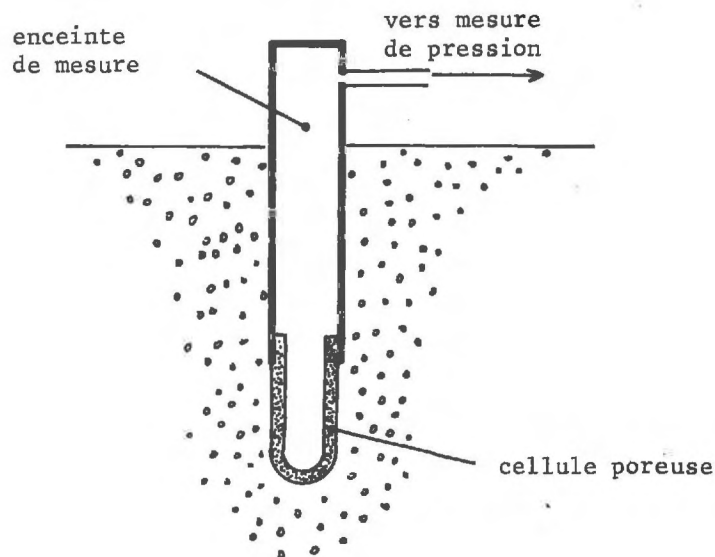


Fig. II-2 - Tensiomètre

Comme au laboratoire, l'organe essentiel de la mesure est une cellule poreuse de céramique, placée en contact intime avec le sol. Sa pression d'entrée d'air est très grande, de façon qu'elle demeure saturée, même soumise à des succtions atteignant environ 5 m d'eau. La paroi poreuse saturée assure l'égalité de pression entre l'eau du sol avec laquelle elle est en contact par une face, et une enceinte remplie d'eau en dépression, reliée au système de mesure (Fig.II-2). Il en résulte que pour effectuer des mesures correctes, la céramique doit être bien saturée, et en bon contact avec le sol.

Quel que soit le procédé de mesure des pressions, il nécessite une variation du volume de l'enceinte de mesure. On peut le caractériser par sa sensibilité (WATSON, 1965, (11)) :

$$S = \frac{\Delta \gamma}{\Delta V}$$

Si par exemple il se produit dans le sol une variation de succion, l'équilibrage du dispositif nécessitera l'écoulement d'une certaine quantité d'eau à travers la céramique. Celle-ci oppose à cet écoulement une résistance. En négligeant tout autre facteur, on montre aisément que l'inertie de l'appareil est caractérisée par la constante de temps

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

où K' est la conductance de la céramique, proportionnelle à sa perméabilité, et à la surface présentée au sol.

Cette constante ne donne pas une idée exacte du temps de réponse. En effet, le volume d'eau écoulé à travers la céramique fait varier l'humidité du sol avoisinant. La modification locale ainsi apportée par le tensiomètre doit s'estomper par un échange d'eau avec les couches de sol voisines, écoulement qui n'est pas instantané.

La conductivité du sol en place est donc un des facteurs du temps de réponse. La définition de τ montre cependant que si l'on a toujours intérêt à augmenter au maximum la sensibilité de la mesure de pression, les caractéristiques de la cellule devraient faire l'objet d'une double optimisation. Il faut en effet concilier d'une part une grande perméabilité avec une finesse des pores assurant une pression d'entrée d'air suffisante ; d'autre part, une surface de passage assez grande avec des dimensions suffisamment petites pour obtenir une mesure relativement ponctuelle.

1.3. Premier dispositif tensiométrique

Le premier dispositif tensiométrique représenté Fig. II-3 comportait une série de manomètres à mercure.

Le circuit hydraulique était constitué par :

- une canne de P.V.C. à l'extrémité de laquelle est collée la cellule
- un tube de nylon de 1,50 m de long reliant la canne au tube manométrique ;
- des raccords en matière plastique et des bouchons en caoutchouc ;
- deux purges à air en A et B.

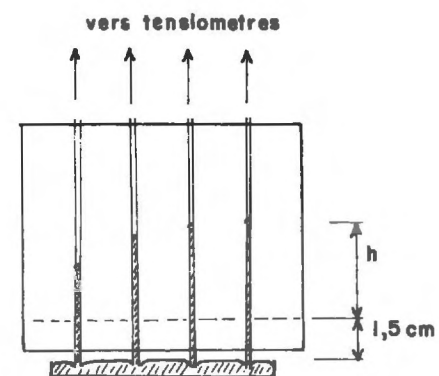
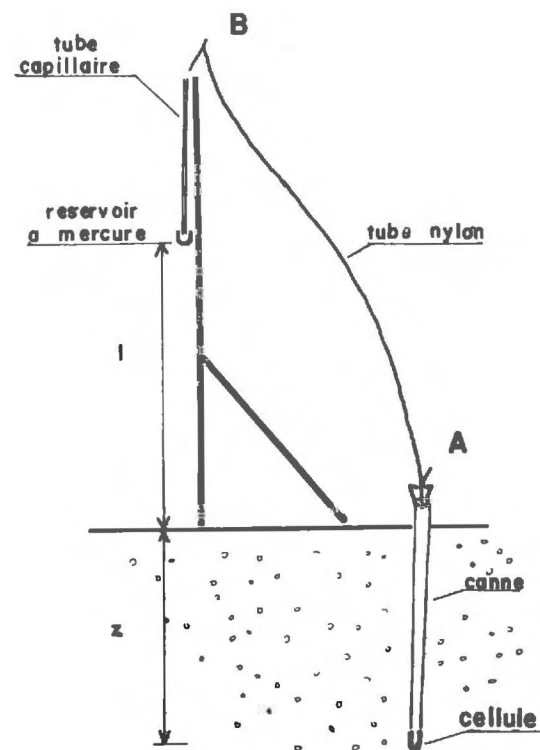


TABLEAU DE LECTURE

Fig. II-3 Premier dispositif tensiométrique

L'étanchéité de ce système s'est révélée médiocre. Des fuites se produisaient fréquemment, dues vraisemblablement à la fois aux collages des raccords, aux bouchons de caoutchouc, et peut être à la diffusion d'air à travers le long tube de nylon. La purge du circuit a dû être effectuée toutes les 24 ou 48 heures.

Moyennant ces précautions, des mesures satisfaisantes ont pu être réalisées pendant deux mois.

La formule donnant la succion et le potentiel résulte d'un simple calcul hydrostatique (Fig. II-3).

$$\begin{aligned}\psi &= - 12,6 (h + 1,5) + z + 1 \\ \phi &= - 12,6 (h + 1,5) + 1\end{aligned}$$

Où 12,6 représente la différence des densités du mercure et de l'eau ; h est la hauteur de mercure lue en cm ; 1,5 est le terme correctif dû au choix du zéro de l'échelle de lecture ; z est la profondeur de la cellule poreuse ; 1 la distance entre le bac à mercure et le sol.

1.4. Enregistrement continu des pressions

En vue d'obtenir des données plus complètes avec un procédé de mesure moins fastidieux, on a mis au point et installé sur le terrain un dispositif permettant l'enregistrement automatique des indications de 10 tensiomètres. L'enregistrement indépendant et simultané de ces dix mesures aurait cependant nécessité l'emploi de dix capteurs de pression et d'un enregistreur à dix voies, ce qui aurait été fort coûteux. Nous avons plutôt choisi d'utiliser une vanne multivoie, ce qui fournit une solution plus économique.

a) Description de l'appareil. (Fig. II-4). La vanne multivoie "SCANIVALVE" utilisée comprend un stator qui porte 12 prises de pression d'entrée et une sortie unique. Le rotor permet d'assurer la connection de l'une des voies d'entrée avec la voie de sortie. Un électroaimant, excité par des impulsions de 24 V, fait tourner le rotor de un douzième de tour à chaque impulsion, permettant ainsi la scrutation successive des 12 voies d'entrée.

On voit ainsi qu'en connectant chacune des 12 voies d'entrée à une enceinte de mesure, et la sortie à un capteur de pression et en assurant la scrutation avec un pas de temps convenablement choisi, on mesurera douze pressions avec un seul capteur et un seul dispositif d'enregistrement.

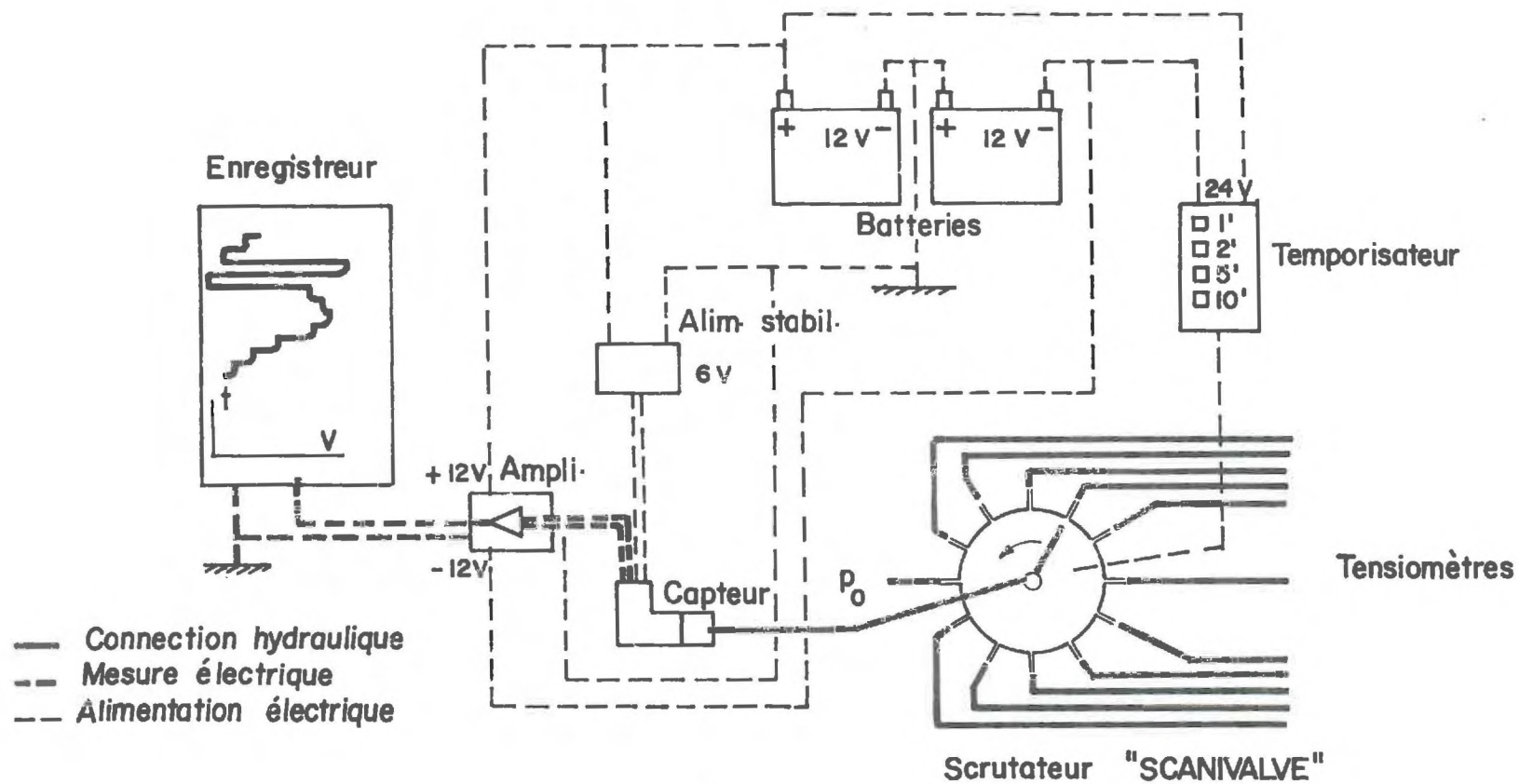


Fig. II-4 - Schéma de l'appareil d'enregistrement

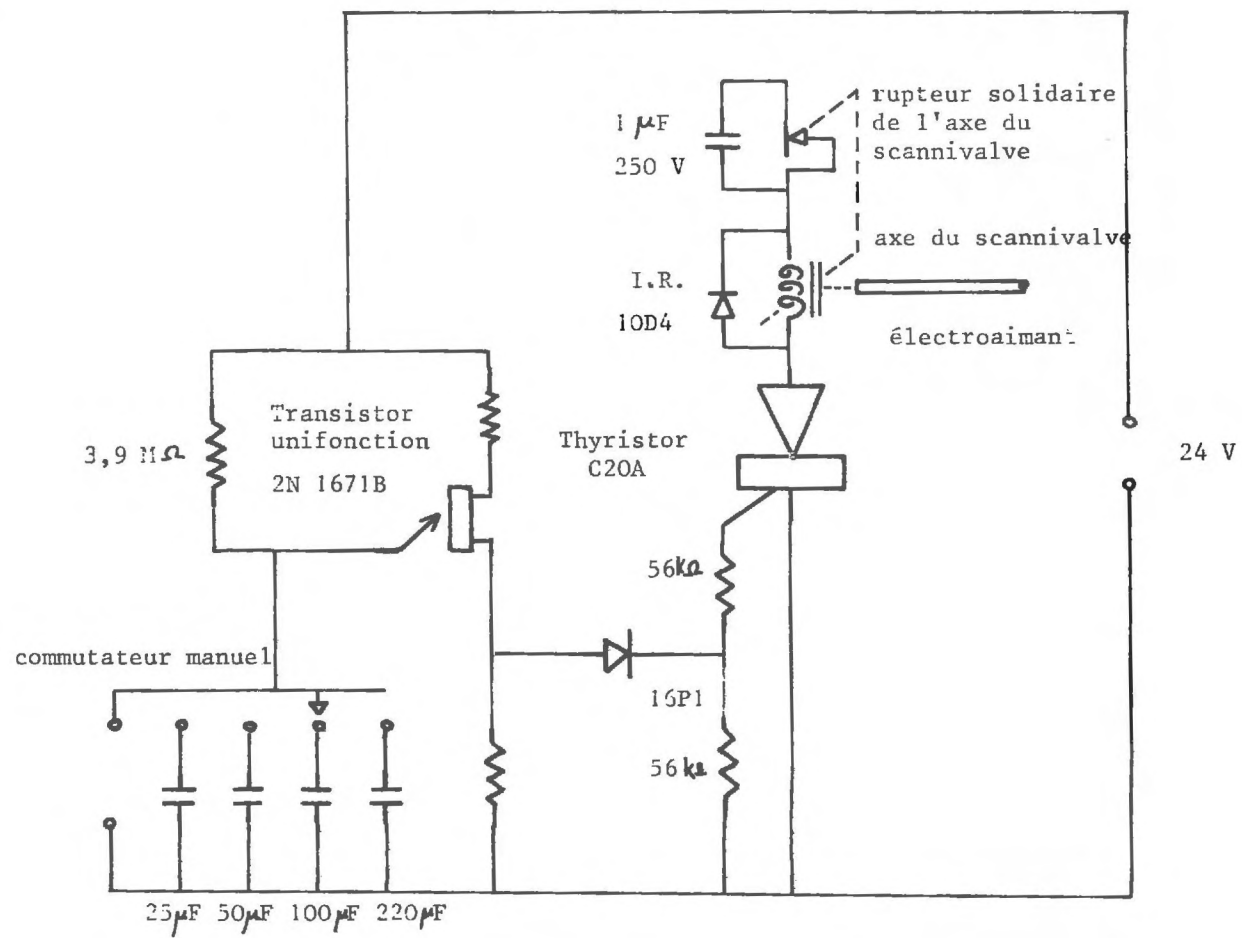


Fig. II-5 - Temporisateur

Le capteur de pression utilisé est du type STATHAM - PM 6 TC ; il comporte essentiellement une membrane dont les déformations sont mesurées par l'allongement de fils de platine tendus, à l'aide d'un montage en pont. La tension d'excitation est fournie par une alimentation stabilisée de 6 V.

Le signal de sortie du capteur est ensuite amplifié et transmis à un galvanomètre enregistreur de chantier "EASTERLINE ANGUS". La bande de papier est entraînée à des vitesses adaptables aux besoins, grâce à un mécanisme d'horlogerie à ressort, dont l'autonomie est de 8 j en vitesse normale, et la précision de 5.10^{-4} . Enfin, les impulsions nécessaires à la commutation des voies du "scannivalve" sont fournies par un temporisateur (Fig. II-5), comportant essentiellement un transistor unijonction, connecté à des circuits R - C permettant de choisir l'intervalle de temps séparant deux impulsions, et un thyristor.

L'ensemble est alimenté par deux batteries de 12 V. selon le schéma Fig. II-4. .

b) Utilisation de l'appareil. Le dispositif a été utilisé pour mesurer les pressions régnant dans l'enceinte de mesure de 10 tensiomètres placés à des profondeurs différentes. La partie inférieure du tensiomètre n'a pas été modifiée par rapport au montage précédent, la transmission de la pression entre la canne de P.V.C. et le robinet multivoie est assurée par des tubes de cuivre, connectés par des raccords à olive, ce qui assure une meilleure étanchéité. On trouvera Fig. II-6 la photographie des 10 cannes tensiométriques mises en place.

L'une des deux voies restantes du scannivalve a été reliée à un gobelet d'eau placé au niveau du capteur et permettant la mesure d'une pression de référence atmosphérique. Le bon fonctionnement du capteur et du système d'amplification et d'enregistrement peut être ainsi vérifié. L'autre voie libre a été reliée à un piezomètre grâce à un tube de cuivre plongeant dans celui-ci.

L'ensemble du circuit hydraulique doit bien entendu être parfaitement purgé d'air. Un système de purge a été prévu à cet effet, aussi bien au sommet ces cannes tensiométriques qu'au niveau du capteur. On n'utilise en outre que de l'eau désaérée sous vide.

c) Le temps de réponse. Le problème du temps de réponse évoqué au paragraphe II-1.2. prend ici une grande importance. En effet, chaque rotation de la

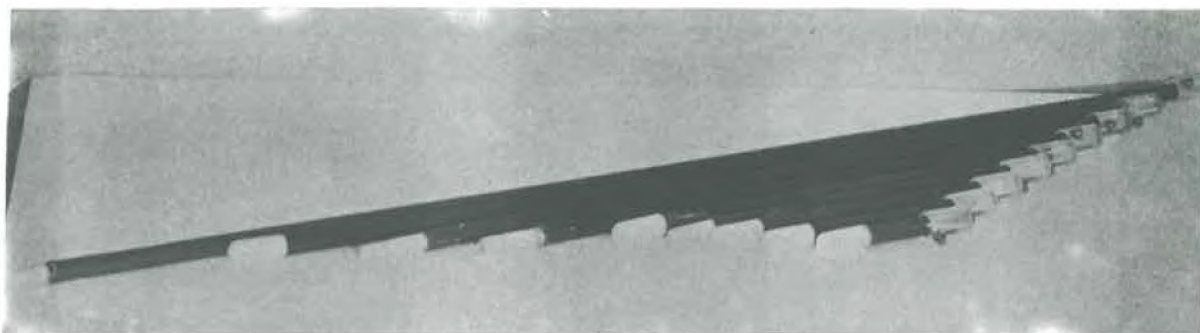


Fig. II-6 Cannes tensiométriques

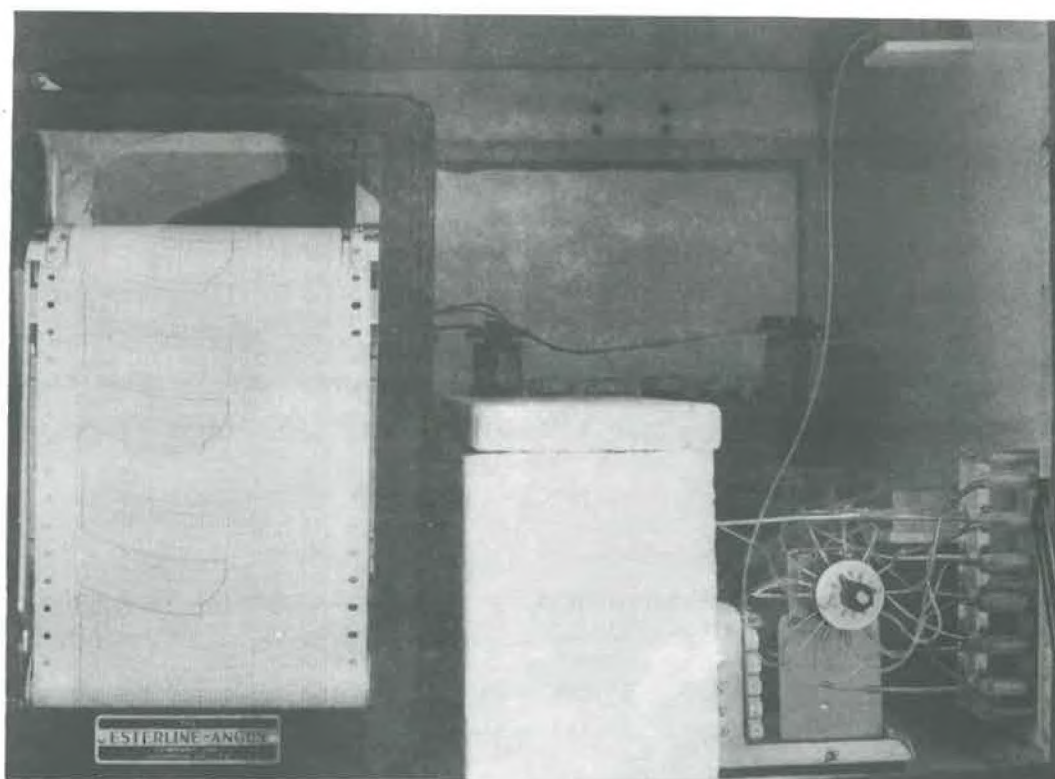


Fig. II-7 Vue intérieure du dispositif tensiométrique automatique.

vanne multivoie provoque une variation instantanée de pression dans la chambre de mesure du capteur, suivie de la phase de rééquilibrage, dont nous avons précisé le mécanisme, et dont la durée détermine le choix du rythme de rotation.

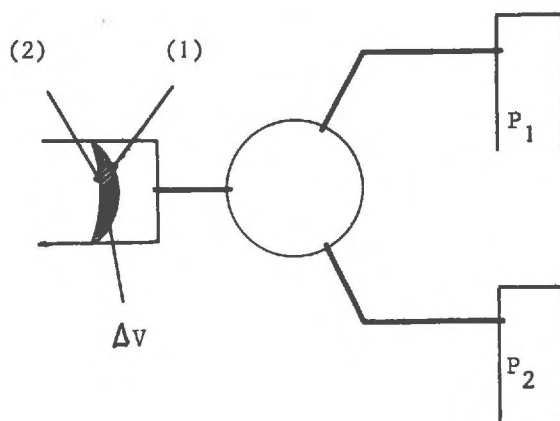


Fig. II-8 - Temps de réponse

Supposons que le capteur soit initialement en équilibre avec le tensiomètre 1, à la pression p_1 , la membrane ayant la forme (1) indiquée Fig. II-8. Lors du passage sur le tensiomètre suivant, à la pression p_2 , la membrane ne peut prendre instantanément la forme (2) car il faut pour celà que le volume ΔV s'écoule à travers la cellule poreuse.

Si de plus un petit volume d'air est présent dans le circuit du côté capteur, son passage de la pression p_1 à la pression p_2 se fait avec une variation de volume qui entraîne un écoulement additionnel à travers la cellule poreuse de même sens que celui provoqué par la déformation de la membrane. La présence d'air dans le circuit est donc équivalente à une diminution de la sensibilité du capteur, et par conséquent allonge le temps de réponse.

C'est là le phénomène essentiel qui intervient dans la réponse de l'appareil. La constante de temps propre du système d'amplification est bien entendu négligeable par rapport à celle du système capteur-tensiomètre. En revanche, des expériences ont montré qu'un facteur non négligeable est le frottement de l'aiguille du galvanomètre sur le papier enregistreur, qui peut être réduit au strict minimum grâce à un contrepois.

On voit ainsi qu'il est difficile de calculer une constante de temps de

l'appareil. Des expériences ont été faites pour la déterminer dans les conditions réelles de mesure. On trouvera Fig. II-9 l'enregistrement obtenu en laissant le robinet sur une même voie pendant 1 h 30. On constate que la stabilisation est obtenue au bout de moins de 10 mn. Les mesures ont été faites généralement à ce rythme

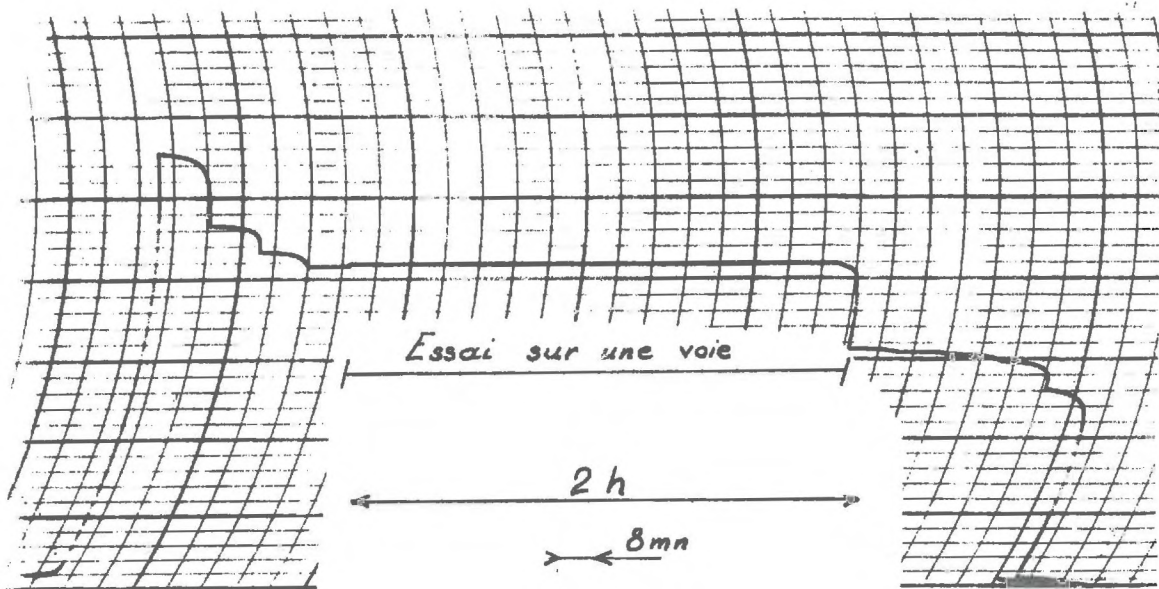


Fig. II-9 - Temps de réponse

de une scrutation toutes les 10 mn. Dans ces conditions l'exploration des 12 voies demande 2 h. Ce temps est généralement satisfaisant à l'échelle des phénomènes : naturels, sauf au début des pluies, où les variations de pression dans le sol sont plus brutales. Dans ce cas, nous avons adopté un temps de scrutation de 5 mn, dans la mesure du possible. La Fig. II-9 montre que l'erreur introduite n'est pas très grande.

d) Autres caractéristiques de l'appareil. L'appareil comporte trois réglages. Deux potentiomètres permettent d'ajuster le zéro de l'amplificateur grâce à un court-circuit de l'entrée, et le zéro du capteur pour une pression de référence que nous avons choisie atmosphérique. Un autre potentiomètre, dont la résistance variable s'ajoute à celle du galvanomètre, permet de parfaire l'étalonnage.

Le capteur ayant une réponse linéaire en pression dans le domaine de mesure, on a pu fixer le gain de l'amplificateur de façon que la déviation maximale

représente une hauteur d'eau de 5 m, moyennant quoi, 2,5 mm de papier représentent une pression de 10 cm. L'erreur de lecture est donc d'environ ± 1 cm d'eau.

Placé dans les conditions du terrain, l'appareil est soumis à des variations de température et d'humidité qui provoquent des dérives du zéro pouvant atteindre l'équivalent de 10 à 15 cm d'eau. Mais des expériences effectuées en étuve ont montré que cette dérive n'affecte pas la pente de la droite d'étalonnage. Il est donc aisé de corriger la mesure grâce à la lecture de la pression de référence effectuée à chaque cycle. Signalons enfin que les variations de température brutales provoquent des changements de volume du circuit hydraulique. Cet effet est considérablement aggravé par la présence d'air en un point quelconque du circuit. Mais, la mesure n'en n'est qu'exceptionnellement affectée, les vitesses de variation de la température étant généralement assez basses pour permettre un rééquilibrage continu de la pression.

Les causes d'erreur de mesure sont diverses et difficiles à évaluer. Elles proviennent pour une faible part de l'ensemble électronique dont on a vérifié à l'aide d'essais préliminaires la précision et la fidélité.

Les caractéristiques du capteur, fournies par le constructeur, montrent que les phénomènes de non linéarité et d'hystérésis mécanique du niveau de la membrane entraînent des erreurs négligeables.

On a pu se faire une idée des erreurs possibles grâce aux nombreux essais effectués au laboratoire au cours des travaux préliminaires d'étalonnage et de mise au point. On peut ainsi admettre que l'erreur ne dépasse pas 2 cm d'eau.

L'expérience a montré que les batteries peuvent fonctionner un mois sans recharge. Le mécanisme de l'enregistreur doit être remonté tous les huit jours. Mais l'autonomie de l'ensemble est essentiellement limitée par le circuit hydraulique. En effet, il s'y forme toujours des bulles d'air, dues à la fois à l'imparfaite étanchéité des raccords, et au dégagement de l'air dissout, en raison de la dépression constante qui règne dans les circuits, et malgré l'emploi d'eau distillée et désaérée. La purge du circuit doit être effectuée tous les trois jours environ.

On trouvera Fig. II-10 un exemple des enregistrements obtenus.

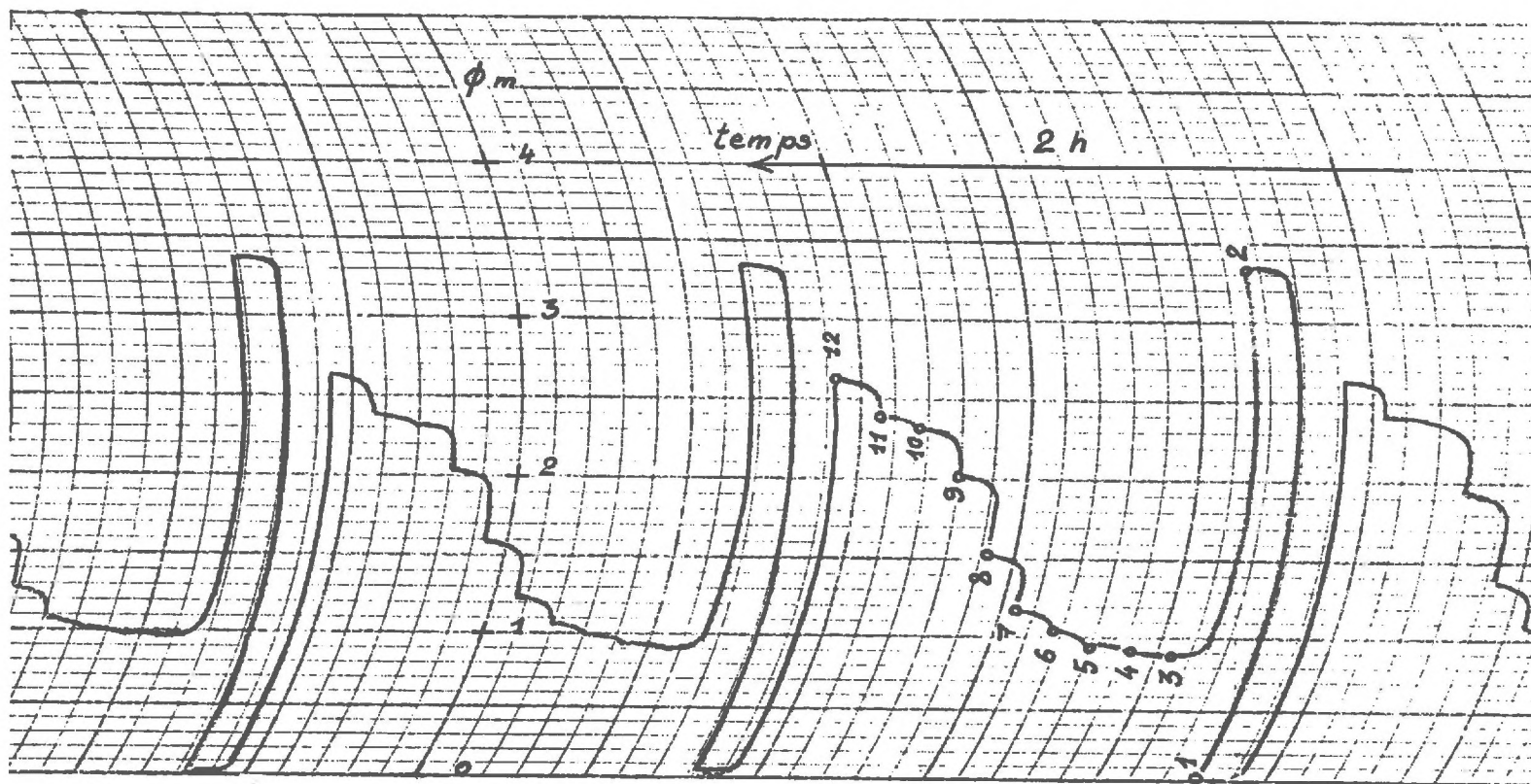


Fig. II-10 - Exemple d'enregistrement

N° de voie	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Profondeur (cm) zéro	nappe	10	15	20	30	40	50	60	80	100	120	

2 - LES MESURES DE TENEUR EN EAU ET DE MASSE VOLUMIQUE. SONDES RADIO-ACTIVES

2.1. Principe des sondes radioactives

Il existe divers types de sondes nucléaires. Celles que nous utilisons comportent dans une même enceinte une source radioactive et un détecteur avec son système de discrimination et d'amplification. La sonde est introduite dans un tube d'accès enfoncé dans le sol, et permet ainsi des mesures à différentes profondeurs. Le rayonnement émis par la source revient au détecteur après que ses propriétés aient été modifiées à la traversée du sol.

a) La sonde à rayons gamma (Fig. II-11) comporte une source de césium 137

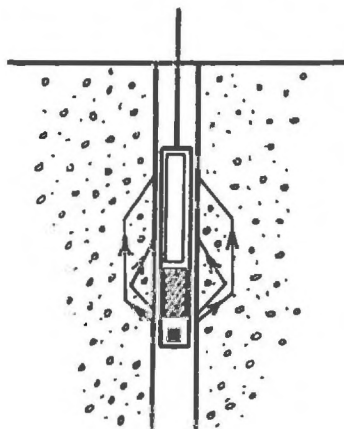


Fig. II-11 - Sonde gamma

émettant des photons gamma, séparée du détecteur Geiger-Muller par un écran de plomb de façon qu'aucun rayon ne puisse atteindre celui-ci directement. Une partie du rayonnement est dévié dans des directions quelconques, et finit par être absorbé par le sol. Une autre partie est rétrodiffusée en direction du détecteur, et est partiellement absorbée par le sol traversé. On montre que l'action des différents éléments chimiques sur le rayonnement est sensiblement équivalente, tant en ce qui concerne la déviation que l'absorption, du moins pour les éléments les plus couramment présents dans le sol. On conçoit donc que le comportement du rayonnement sera essentiellement fonction de la densité d'atomes présents dans le milieu environnant, et qu'ainsi le comptage fournira une mesure de la masse volumique ρ , sans distinction de composition chimique.

b) La sonde à neutrons fonctionne suivant un principe très différent (Fig. II-12). La source d'Americium-Berillium émettrice de neutrons rapides entoure

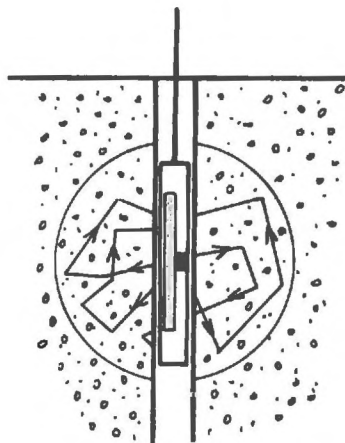


Fig. II-12 - Sonde à neutrons

le détecteur et n'est pas séparée de celui-ci car le détecteur de neutrons lent est insensible à la gamme d'énergie des neutrons émis. Les neutrons rapides sont émis dans le sol et subissent des chocs avec les atomes rencontrés. Il est connu que l'énergie dissipée à l'occasion de ces chocs est d'autant plus grande que les masses des particules qui le subissent sont plus proches. Les atomes d'hydrogène, de masse égale à celle du neutron, auront donc un effet ralentisseur nettement prépondérant.

Plongée dans un milieu hydrogéné, la sonde sera ainsi entourée d'un nuage de neutrons ralentis. Le détecteur étant conçu de façon à n'être sensible qu'aux neutrons lents, ses indications seront donc fonction essentiellement de la densité d'hydrogène, qui dans les sols courants est présent principalement dans l'eau.

Ayant ainsi exposé très schématiquement le principe des sondes radioactives, examinons ce qui est utile à la bonne conduite et à l'interprétation des mesures.

2.2. Dérive des indications

Il peut se produire que le comptage dans un échantillon donné varie. Ces fluctuations ont deux causes. A long terme, l'intensité du rayonnement émis par la source décroît suivant une loi exponentielle. La période des sources étant de

l'ordre de quelques dizaines d'années, des variations assez sensibles peuvent être observées. On a constaté une légère décroissance des comptages effectués dans des conditions identiques pour la sonde gamma, en six mois de mesures. A plus court terme, les propriétés de l'ensemble du dispositif électronique de détection et de comptage peuvent fluctuer avec la charge des batteries, la température et l'humidité.

Pour remédier à ces dérives, on effectue, avant et après chaque série de mesures, des comptages dits "standards", pour lesquels la sonde est placée dans son enceinte de transport. On peut rapporter le comptage relatif à un point de mesure (N pour la masse volumique, M pour l'humidité) à la moyenne des comptages standards (Ns et Ms) effectués en des temps égaux. Les grandeurs caractéristiques de la masse volumique et de l'humidité sont alors :

$$n = \frac{N}{N_s} \qquad m = \frac{M}{M_s}$$

Certains auteurs pensent que les variations que l'on peut observer dans les comptages standards suivant les conditions sont dues moins aux perturbations de l'électronique qu'aux variations de volume de l'enceinte avec la température, qui ainsi ne constitue pas une référence fixe. Ils recommandent de rapporter la mesure au comptage dans l'eau, dont il faut établir la valeur environ toutes les semaines.

2.3. Courbes d'étalonnage

Ce sont les courbes donnant le comptage relatif (m ou n) en fonction des masses volumiques (ρ ou ρ_w) d'un échantillon homogène de matériau.

a) Sondes Gamma. La forme générale de la courbe d'étalonnage d'une sonde gamma (Fig. II-13) s'explique ainsi :

- pour une masse volumique nulle, le rayonnement primitif ne rencontre aucun obstacle, si ce n'est l'enveloppe de la sonde, et le tube d'accès ; il n'est pas dévié et le détecteur n'est touché par aucun rayon.

- à mesure que la masse volumique croît, la déviation du rayonnement s'intensifie et les comptages croissent. Mais simultanément, l'absorption augmente, tendant à diminuer l'intensité parvenant au détecteur. Le comptage passe donc par un maximum, puis décroît en tendant vers 0.

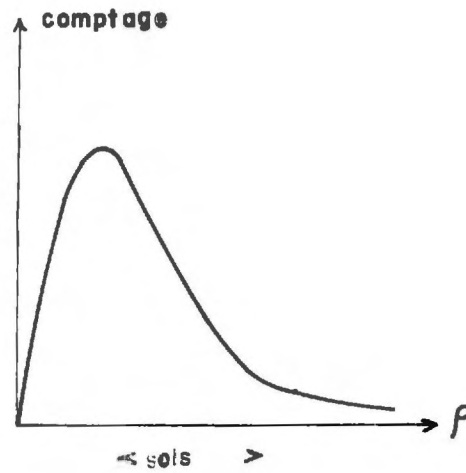


Fig. II-13 - Etalonnage des sondes gamma.

Les paramètres de cette courbe dépendent évidemment de la disposition relative de la source et du détecteur, ainsi que de la forme et de la taille de celui-ci. Les sondes sont dimensionnées de façon que la zone de densité intéressée par les sols se trouve dans la partie la plus rectiligne de la courbe. On admet donc en général la formule :

$$\underline{\rho = A - Bn}$$

b) Sondes à neutrons. On admet généralement que la courbe d'étalonnage d'une

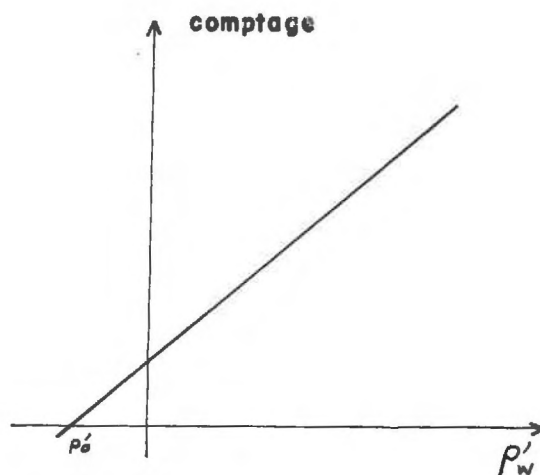


Fig. II-14 - Etalonnage des sondes à neutrons.

sonde à neutrons (Fig. II-14) est une droite, (ou quelquefois, une courbe légèrement parabolique). Cette droite qui ne passe pas nécessairement par l'origine a pour équation :

$$m = \alpha (\rho'_w + \rho'_o)$$

En effet, la présence de matières autres que l'eau n'est pas absolument sans effet sur le ralentissement des neutrons rapides. Le terme ρ'_o (masse volumique en eau équivalente du sol en place sec) exprime cet effet. Le terme ρ'_o étant proportionnel à la masse volumique sèche du sol, l'étalonnage est constitué en fait par un faisceau de droites, dont l'abscisse à l'origine varie avec la masse volumique sèche, mais parallèles entre elles.

2.4. Précision du comptage

Le comptage effectué dans des conditions données est un phénomène aléatoire répondant à une loi de répartition de Poisson. Si la valeur théorique d'un comptage est N, l'erreur relative correspondant à un degré de certitude de 95 % est donnée par :

$$\frac{\Delta N}{N} = \frac{2}{\sqrt{N}} \quad (\text{II-1})$$

2.5. Volume de mesure

Il résulte du principe des sondes radioactives que le rayonnement qui parvient au détecteur est modifié par tout le volume de sol qu'il traverse. La mesure n'est donc pas ponctuelle, et se trouve entachée d'erreur si l'on travaille dans un sol dont les propriétés varient rapidement avec la profondeur, ou si elle est pratiquée à proximité de la surface du sol.

On définit un centre de mesure pour la sonde. On le détermine expérimentalement en approchant de la sonde, successivement par le haut et par le bas, un obstacle et en notant les points à partir desquels le comptage est modifié sensiblement par l'obstacle. Le milieu du segment ainsi défini est le centre de mesure. Autour de ce centre de mesure, la zone sensible est définie par le rayon de mesure.

En ce qui concerne la sonde à neutrons, plusieurs auteurs (Mc HENRY, (17)) ont évalué l'erreur commise si la sonde est placée dans un milieu non infini, en partant de la loi de distribution des neutrons lents autour d'une source plongée dans un milieu ralentisseur homogène. Le flux de neutrons est fonction de la dis-

tance d à la source émettrice :

$$C = C_0 e^{-\frac{d}{R}} \quad (\text{II-2})$$

Le rayon caractéristique R varie avec la teneur en eau équivalente du milieu, θ_e , suivant la loi

$$R = \frac{R_0}{\sqrt[3]{\theta_e}}$$

La formule (II-2) permet d'entrevoir que l'erreur relative commise si l'on effectue la mesure au centre d'une sphère de rayon d , sera fonction de d/R , donc de $d \cdot \sqrt[3]{\theta_e}$.

Si d et θ_e sont variables, les courbes d'égale erreur dans un graphe logarithmique ($\text{Log } d$, $\text{Log } \theta_e$) sont représentées par des droites d'équation :

$$\text{Log } d + \frac{1}{3} \text{Log } \theta_e = \text{cte}$$

ou, θ_e étant proportionnel au comptage m ,

$$\text{Log } d + \frac{1}{3} \text{Log } m = \text{cte} \quad (\text{II-3})$$

CHAPITRE III

ETUDE EXPERIMENTALE DES SONDES RADIOACTIVES

L'objet essentiel de cette étude, qui s'est étendue sur plusieurs mois, était d'établir les courbes d'étalonnage des sondes "Nuclear chicago" P 20 (gamma) et P 19 (neutrons) afin de dépouiller les mesures faites sur le terrain. Accessoirement, des observations sur le problème du volume sensible ont été faites, mais elles n'ont pas donné lieu à des applications pratiques dans l'interprétation des mesures.

Il faut souligner que le matériel utilisé était destiné à l'étalonnage d'un prototype de sonde par transmission, qui nécessite deux tubes d'accès. L'étalonnage des sondes P 19 et P 20 a été faite à cette occasion, ce qui explique que le dispositif expérimental ne soit pas parfaitement adapté à l'étude des sondes simples.

1 - METHODE

La méthode d'étalonnage consiste à compacter des échantillons de sol à densité et teneur en eau variables et à y effectuer des comptages.

1.1. Description des échantillons

Les échantillons ont été constitués avec un sol prélevé entre 1 et 2 m de profondeur, dans le voisinage de la station de mesure.

Ils ont été mis en place dans un bac dont les dimensions sont indiquées sur la figure III-1. Celui-ci comportait les deux tubes d'accès verticaux nécessaires à la mise en place des sondes par transmission. Le plus petit de ces tubes était identique au tube standard utilisé pour les sondes simples.

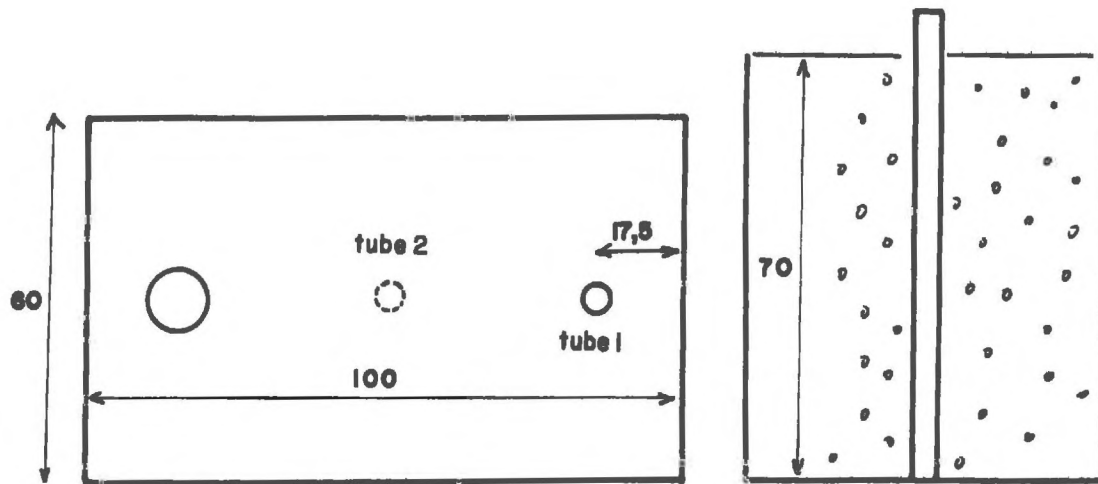


Fig. III-1 - Cuve d'étalonnage.

Les tubes d'accès étant disposés dans le bac, six couches de sol étaient successivement compactées, dont le poids avait été calculé, sur la base d'essais Proctor préalables, de façon à parvenir exactement au niveau du bord du bac. La pesée du sol ainsi mis en place a permis le calcul de la densité globale de l'échantillon.

On remarque sur le schéma que le tube dans lequel ont été effectués les comptages avec les sondes simples se trouve à proximité d'une paroi, ce qui pouvait nuire à l'exactitude des mesures. Chaque fois que la tenue de l'échantillon le permettait, on a donc mis en place, en son centre, un second tube d'accès dans lequel d'autres comptages ont été effectués. Pour cela, on a utilisé la méthode de mise en place des tubes d'accès de chantier : un avant-trou était creusé dans le sol au moyen d'un long carottier de diamètre légèrement inférieur à celui du tube. Celui-ci était ensuite forcé dans cet avant-trou. Le "tube 2" présentait l'avantage d'être suffisamment éloigné des parois. En revanche, sa méthode de mise en place risquait de remanier légèrement le sol avoisinant.

N° éch.	ρ g/cm ³	W %	ρ_d g/cm ³	ρ_w' g/cm ³	n 1	n 2	m 1	m 2
1	1,336	8,711	1,229	0,107	0,7881		0,2935	
2	1,502	8,115	1,389	0,1127	0,6931		0,3458	
3	1,579	8,187	1,460	0,1195	0,6709		0,3630	
4	1,286	9,774	1,171	0,1145	0,7936		0,2954	
5	1,516	9,690	1,382	0,1339	0,6927		0,4090	
6	1,603	9,549	1,463	0,1397	0,6494	0,6735	0,4577	0,4935
7	1,691	9,310	1,547	0,1440	0,6086	0,6101	0,5018	0,5284
8	1,791	9,2875	1,639	0,1522	0,5825	0,5799	0,5142	0,5633
9	1,208	11,292	1,085	0,1225	0,8190		0,3158	
10	1,465	11,3315	1,307	0,1481	0,7087	0,6942	0,4381	0,5028
11	1,678	11,007	1,512	0,1664	0,6254	0,6185	0,5653	0,6049
12	1,576	11,020	1,420	0,1565	0,6703	0,6510	0,5031	0,5611
13	1,842	10,881	1,661	0,1807	0,5413	0,5594	0,6722	0,7029
14	1,758	13,06	1,555	0,2031	0,5787	0,5699	0,7253	0,7740
15	1,595	13,107	1,410	0,1848	0,6461	0,6300	0,6105	0,6700
16	1,447	12,872	1,2822	0,165	0,7264	0,6998	0,5128	0,5870
17	1,176	12,930	1,041	0,1346	0,8276		0,3447	
18	1,895	12,756	1,681	0,244	0,5422	0,4987	0,7823	0,8419
20	1,231	14,546	1,075	0,1564	0,8280		0,4180	
21	1,511	14,638	1,318	0,1929	0,6965	0,6926	0,6154	0,6883
22	1,627	14,554	1,420	0,2067	0,6425	0,6399	0,6922	0,7597
23	1,802	14,573	1,573	0,2285	0,6009	0,5475	0,8059	0,2669
24	1,984	14,314	1,736	0,2485	0,4892	0,4790	0,9558	0,9963
25				0,445			1,672	

TABEAU DES ECHANTILLONS

1.2. Tableau des échantillons

23 échantillons ont été ainsi constitués, répartis en 5 séries de teneur en eau massique W respectivement voisines de 8,5 % ; 9,5 % ; 11 % ; 13 % ; 14,5 %.

Les masses volumiques absolues sont réparties entre $1,176 \text{ g/cm}^3$ et $1,984 \text{ g/cm}^3$, ce qui couvre largement la zone des masses volumiques rencontrées sur le terrain. En revanche, la zone couverte par les masses volumiques en eau ρ'_w , s'étalant entre 0,107 et 0,2485 est nettement en dessous des valeurs rencontrées sur le terrain, qui atteignent parfois 0,5. On a jugé utile de déterminer à titre de contrôle un point supplémentaire de la courbe d'étalonnage se trouvant dans cette zone.

Cet échantillon a été réalisé avec un sable grossier saturé.

Le tableau complet des échantillons est donné page 43.

1.3. Conduite des mesures et résultats

Des comptages ont été effectués en plaçant le centre de mesure à des cotes z, mesurées à partir de surface de l'échantillon, variant de 5 cm en 5 cm entre 5 cm et 55 cm (tube 1), entre 8 cm et 53 cm (tube 2, pour des raisons de commodité des mesures).

A partir de ces mesures, on a pu tracer les courbes du comptage relatif m ou n, en fonction de la cote z, pour chacune des sondes et pour chacun des tubes 1 et 2.

Deux exemples caractéristiques de ces profils sont donnés Fig. III-2. L'exemple de l'échantillon 18 montre des courbes que l'on pouvait s'attendre à obtenir dans un échantillon homogène : on observe un fort gradient de comptage au voisinage de la surface puis un net palier pour la région centrale de l'échantillon.

Les courbes de l'échantillon 22 mettent en évidence des variations du comptage dans la région centrale elle-même. Ceci est dû, pensons-nous, à une homogénéité imparfaite de l'échantillon.

Dans un cas comme dans l'autre, la courbe met bien en évidence la zone où les comptages sont perturbés par la surface du sol. On obtient alors des comptages relatifs m_1 , m_2 , n_1 , n_2 , en calculant la moyenne des comptages non perturbés.

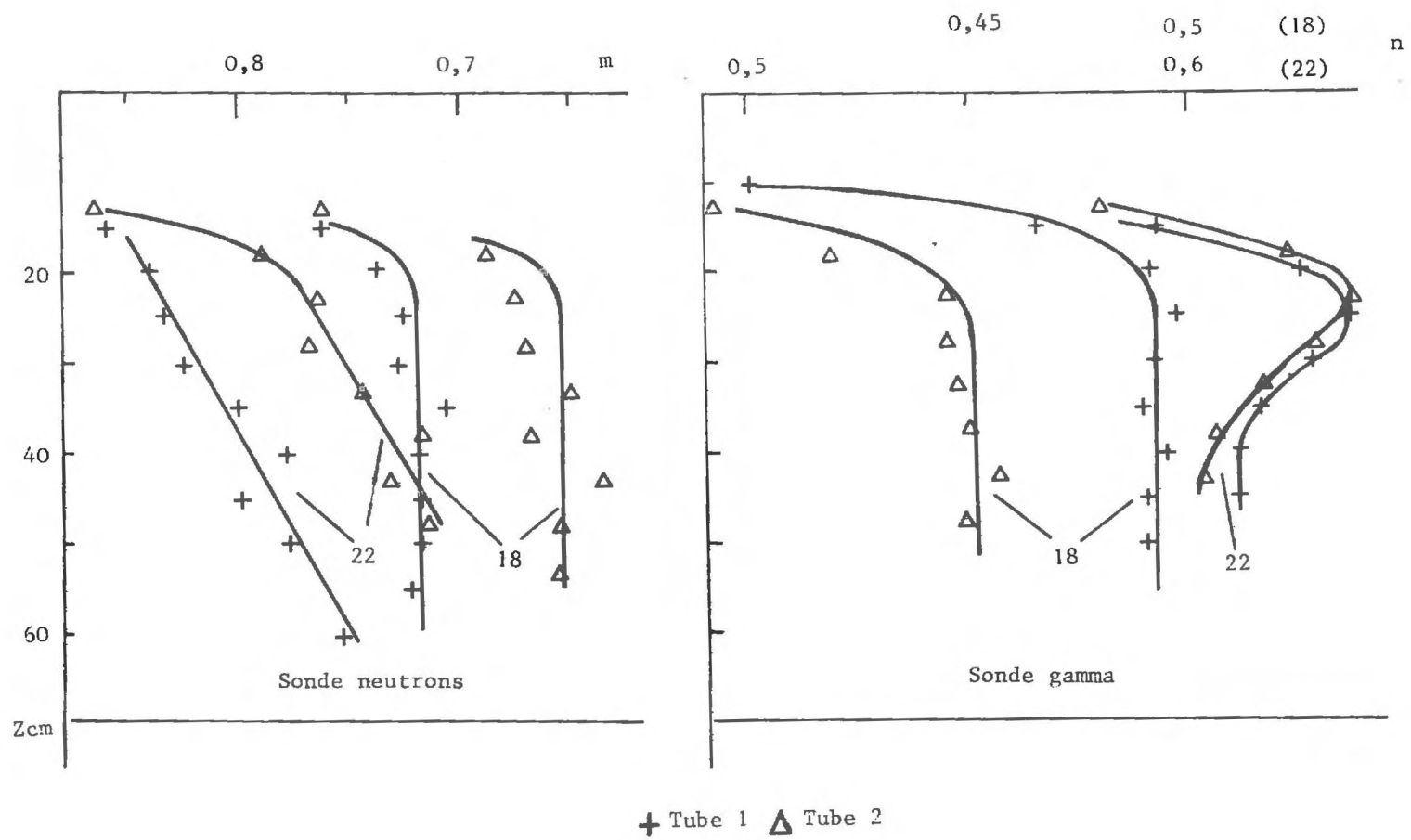
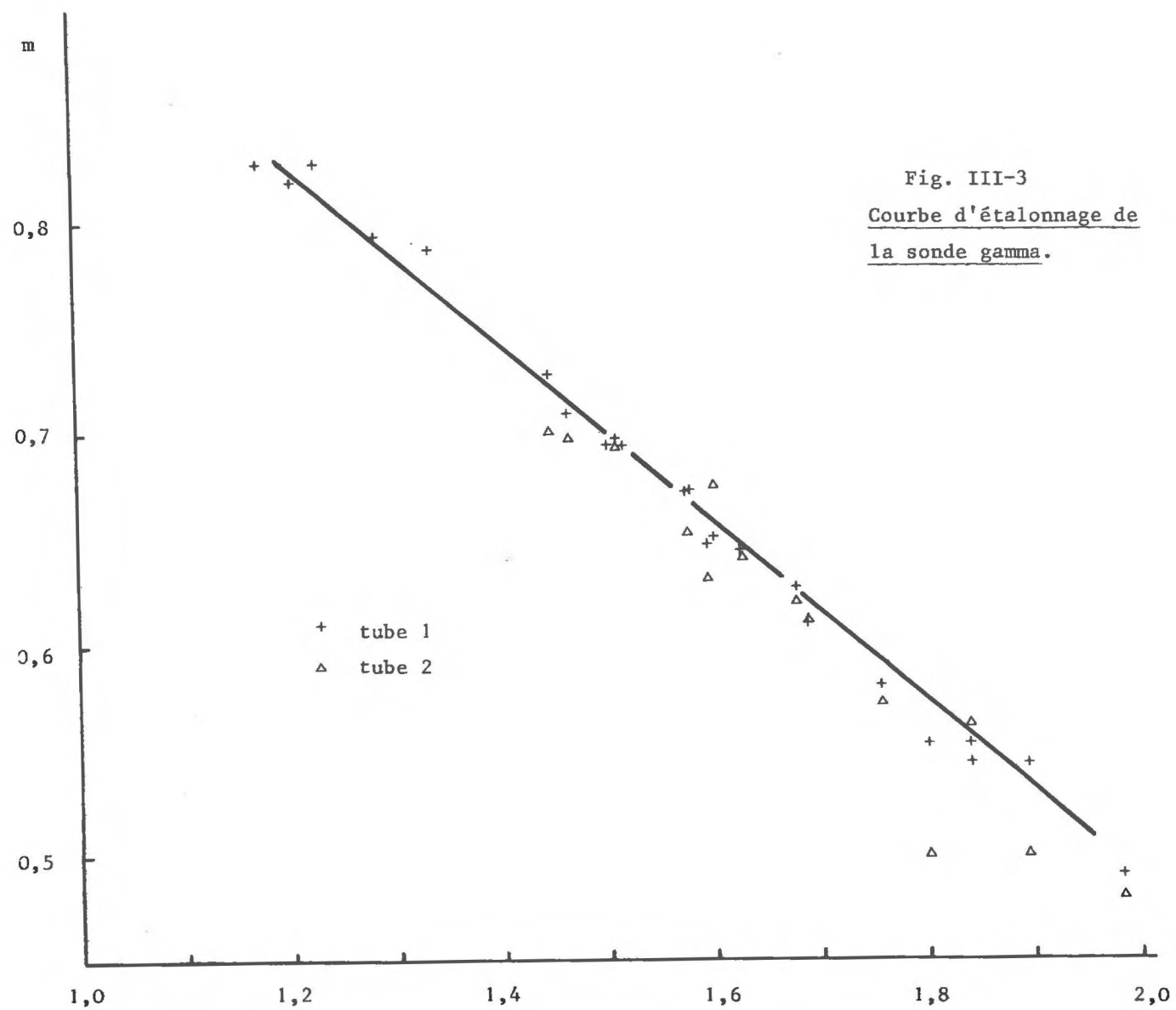


Fig. III-2 Profils de comptage



2 - COURBES D'ETALONNAGE

2.1. Sonde Gamma

L'ensemble des points relatifs aux 24 échantillons sont portés sur le graphique figure III-3. Aucune différence reproductible ne peut être mise en évidence entre les mesures effectuées dans les tubes 1 et 2. En effet, pour chacun des échantillons, les comptages relatifs à chacun des tubes sont nettement distincts, et les points relatifs aux paliers respectifs sont très nettement séparés comme le montre la Fig. III-2. La différence n'est donc pas due aux erreurs aléatoires sur chacun des points de comptage. Mais les comptages dans le tube 2 sont tantôt systématiquement supérieurs, tantôt systématiquement inférieurs à ceux du tube 1. Malgré des tentatives diverses, aucune loi réglementant ces différences entre les deux tubes n'a pu être mise en évidence.

Nous en concluons qu'elles ne sont pas dues à la proximité de la paroi pour le tube 1, et qu'en conséquence, le volume de mesure de la sonde gamma ne s'étend pas, dans le sens horizontal, au-delà de 17,5 cm de l'axe de la sonde.

Deux causes peuvent être à l'origine des différences observées.

- Une mauvaise homogénéité de l'échantillon, telle que la masse volumique au centre est tantôt supérieure, tantôt inférieure à sa valeur au voisinage du tube 1.

- Une mauvaise mise en place du tube 2, dont on a parfois observé qu'il était en contact imparfait avec le sol, aurait une influence sensible et aléatoire sur le comptage.

Des calculs de régression ont été effectués sur les points obtenus avec les deux tubes :

	<u>tube 1</u>	<u>tube 2</u>
pente	- 2,347	- 2,306
ordonnée à l'origine	3,1420	3,0923
coefficient de corrélation	0,9934	0,9796

La meilleure corrélation du tube 1 semble accréditer la seconde hypothèse. C'est pourquoi, en définitive, nous avons choisi comme équation d'étalonnage :

$$\rho = 3,1420 - 2,347 n$$

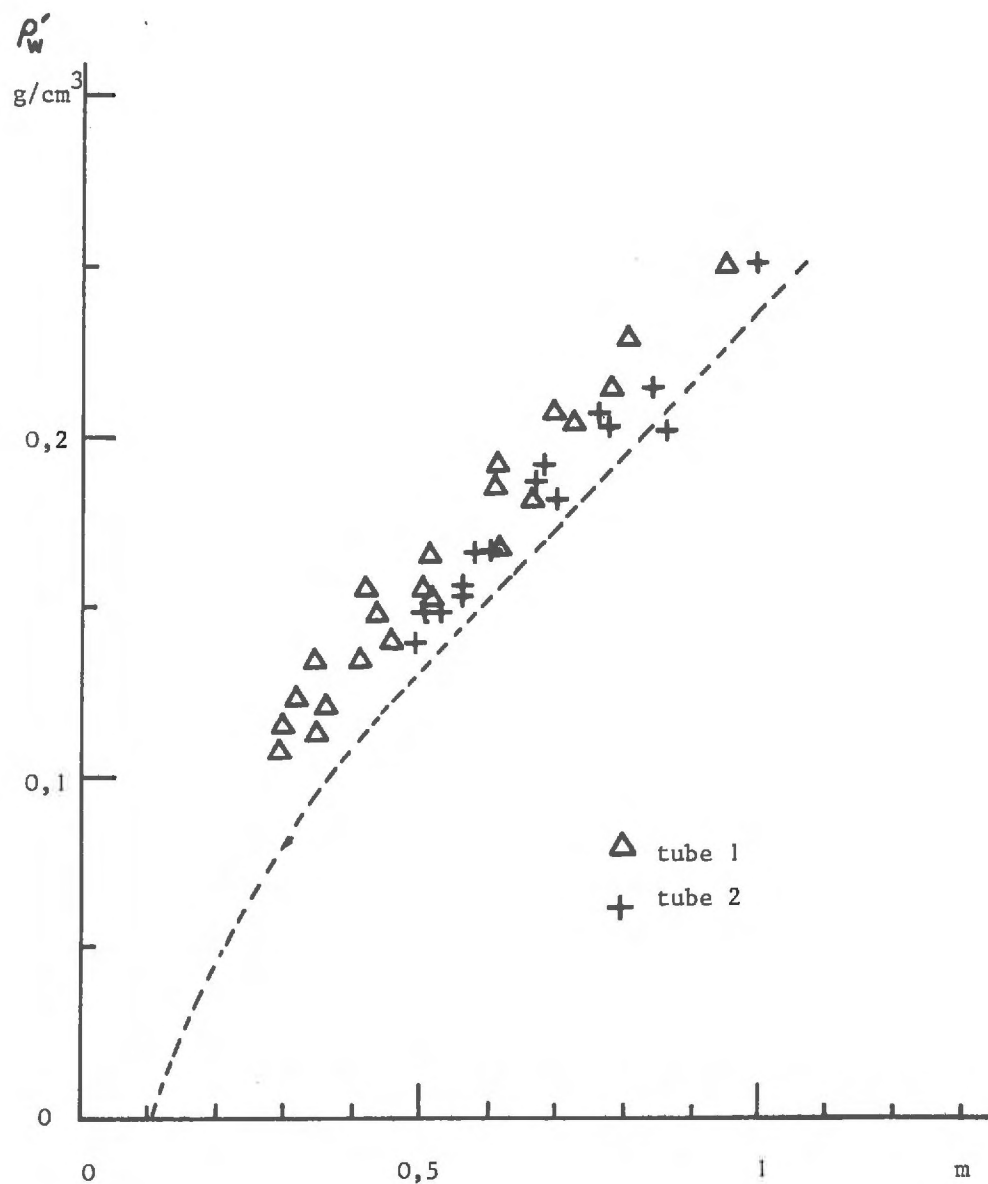


Fig. III-4 - Etalonnage de la sonde à neutrons.

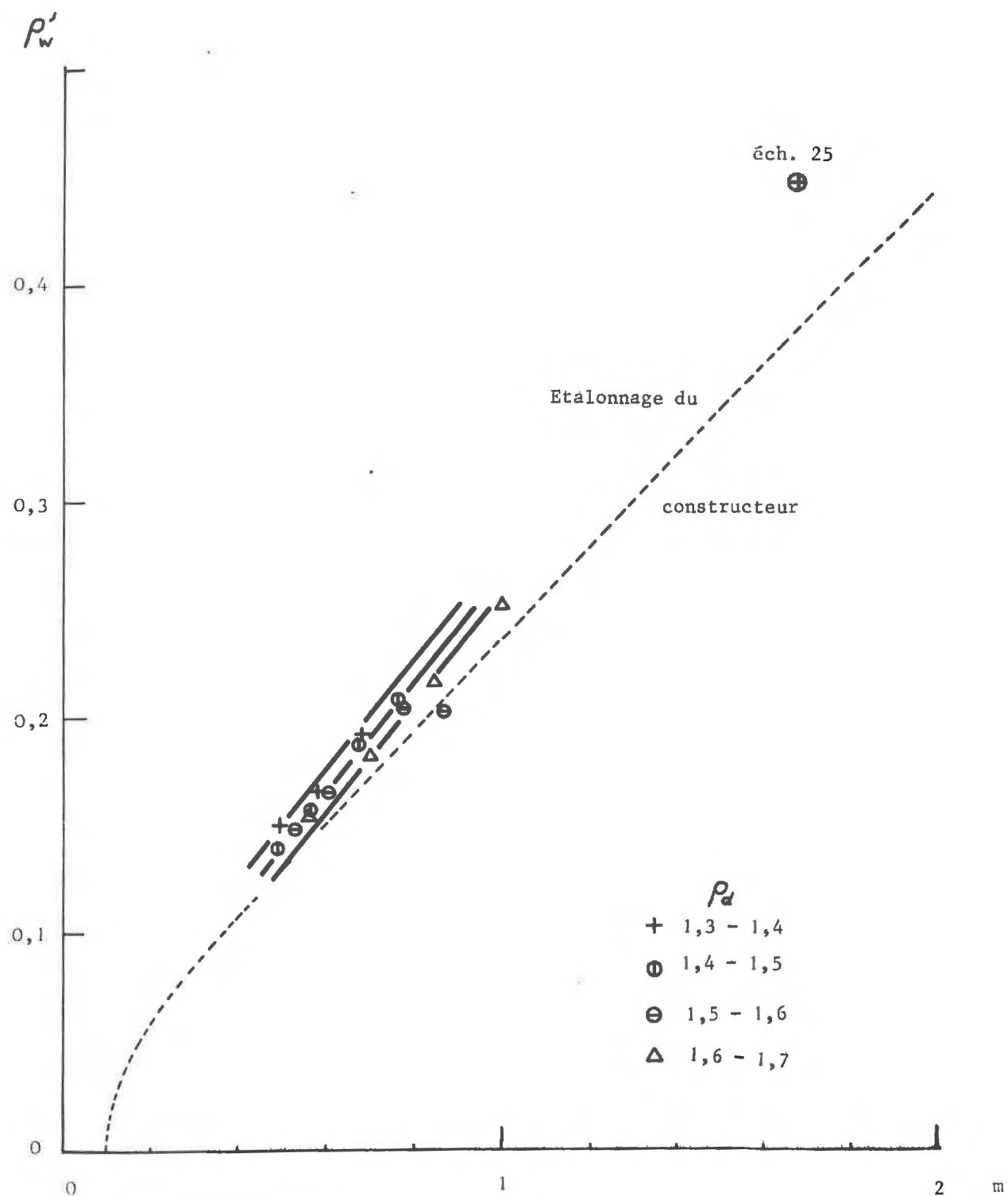


Fig. III-5 Etalonnage de la sonde à neutrons

Aucune comparaison ne peut être faite avec l'étalonnage fourni par le constructeur, qui a été vraisemblablement établi à l'aide d'un tube d'accès différent.

2.2. Sonde à neutrons

Le graphique figure III-4 met en évidence une différence non aléatoire entre les mesures effectuées dans le tube 1 et dans le tube 2. La proximité de la paroi provoque une minoration des comptages dans le tube 1. Nous sommes donc conduits à ne retenir, pour établir la courbe d'étalonnage, que les 15 points du tube 2.

On trouvera figure III-5 un graphique sur lequel on a porté :

- la courbe d'étalonnage fournie par le constructeur ;
- les points correspondant aux 15 échantillons, différenciés par tranche de densité sèche ;
- le point fourni par l'expérience supplémentaire.

On observe une différence sensible de la position des points suivant la masse volumique sèche. Il est ainsi possible de tracer approximativement des droites à ρ_d constant, dont la direction concorde avec celle qu'indique le point fourni par l'échantillon supplémentaire. On a ainsi une confirmation qualitative de ce que nous avons annoncé sur l'influence de la masse volumique sèche.

Ces points de mesure constituent en définitive un ensemble assez concordant, mais qui néanmoins ne fournit pas la totalité des renseignements que l'on peut attendre d'un bon étalonnage. Il ne permet pas, notamment, d'établir numériquement l'influence de la masse volumique sèche.

Son principal défaut est l'étalement insuffisant de la zone de teneur en eau explorée avec précision.

Moyennant une marge d'incertitude que nous essaierons d'évaluer par la suite, il apparaît en conclusion de ces observations que l'on peut adopter une courbe d'étalonnage unique, obtenue en joignant par une droite le centre de gravité du nuage des 15 points, et le point fourni par l'échantillon supplémentaire. L'ordonnée à l'origine de cette droite, $\rho'_0 = 0,002$ est bien entendu négligeable, et nous adopterons par la suite comme équation d'étalonnage :

$$\rho'_w = 0,265 m$$

2.3. Contrôle de l'étalonnage sur le terrain

a) Lors de la mise en place du tube d'accès, quatre carottes ont été prises dans l'avant-trou. Des comptages ont été effectués aux mêmes cotes immédiatement après la mise en place du tube. Cette opération fournit quatre points d'étalonnage portés figure III-6.

Les résultats sont satisfaisants, compte tenu des erreurs importantes dont sont entachées les analyses de carottes.

b) Un autre contrôle est fourni par les mesures sur le terrain. Au cours de la période des mesures, plus de 1,50 m de terrain s'est trouvé au dessous de la surface libre, de sorte qu'on pouvait faire l'hypothèse qu'il était saturé dans cette période.

L'état de saturation fournit en effet une équation supplémentaire. Du fait de l'absence d'air, tout le volume est occupé soit par l'eau, soit par les grains de sol, de masse spécifique absolue G ; de sorte que :

$$\frac{\rho'_w}{\rho_w} + \frac{\rho_d}{G} = 1$$

avec

$$\rho_d = \rho - \rho'_w$$

$$\frac{\rho'_w}{\rho_w} + \frac{\rho - \rho'_w}{G} = 1$$

d'où

$$\rho'_w = \rho_w \frac{G - \rho}{G - \rho_w} \quad (\text{III-1})$$

La méthode de contrôle est alors la suivante : on calcule ρ à partir du comptage n , en supposant exacte la courbe d'étalonnage de la sonde gamma. On peut alors calculer ρ'_w suivant (III-1). On vérifie ensuite que les points (m, ρ'_w) confirment la courbe d'étalonnage de la sonde à neutrons. Le graphique figure III-6 montre que les résultats obtenus avec $G = 2,6 \text{ g/cm}^3$, valeur représentative du sol en place, sont satisfaisants.

On ne sera pas étonné que certains points de ce graphique s'écartent notablement des autres. Ils correspondent aux parties du profil situées à la partie

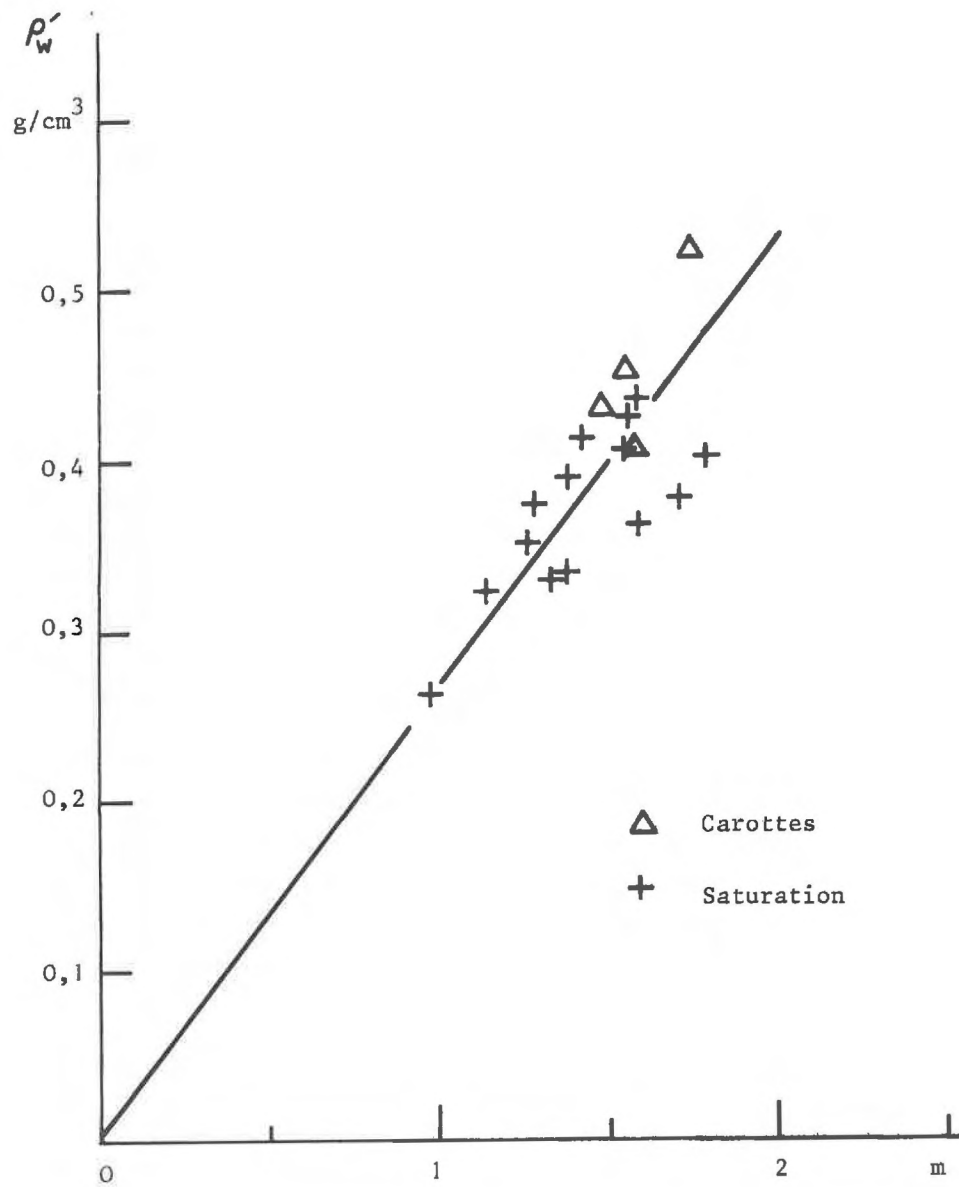


Fig. III-6 - Contrôle de l'étalonnage

inférieure sur la figure IV-3, où les comptages varient fortement sur des distances inférieures à la dimension caractéristique du volume de mesure des sondes. Les comptages sont, dans ces zones, entachés d'importantes erreurs.

3 - ETUDE DU VOLUME DE MESURE

3.1. Sonde à neutrons

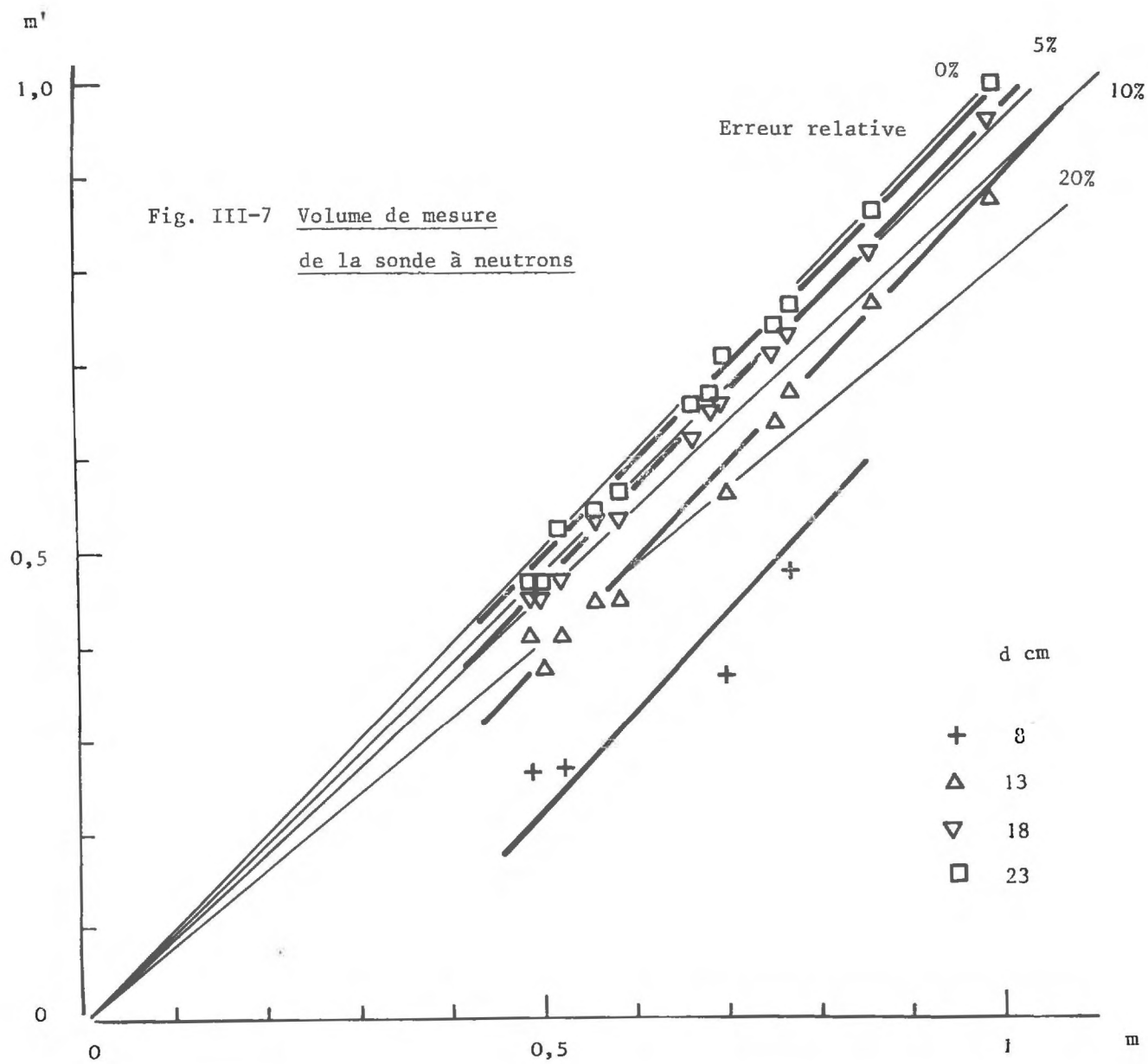
Sur chacun des échantillons, des comptages ont été effectués dans le tube 2 au voisinage de la surface du sol, afin d'étudier l'incidence de sa proximité sur la mesure. On trouvera les résultats sur la figure III-7 où l'on a porté pour chaque échantillon, en abscisse, le comptage moyen non perturbé m , et en ordonnée les comptages m' observés à des distances de 8, 13, 18, 23 cm de la surface. Pour chacune de ces distances, les points sont répartis sur des droites sensiblement parallèles à la première bissectrice, comme l'a montré un calcul de régression. C'est dire qu'en pratique l'erreur absolue sur le comptage m dépend surtout de la distance du centre de mesure à la surface du sol, du moins dans la zone de teneur en eau explorée. Ce résultat trouve une application dans les mesures sur le terrain : les comptages relevés à proximité de la surface devront être corrigés d'un terme additif, directement calculable à partir de la distance.

Examinons maintenant dans quelle mesure ce résultat peut être rapproché de ce qui a été dit au paragraphe II.2.5 et en particulier, de la formule II-3 .

Si l'on trace sur le graphique III-7 une droite d'égale erreur relative sur m , ses intersections avec les quatre droites correspondant à $d = 8, 15, 18, 23$, permettront de placer sur le graphique III-8 les points ($\log d$, $\log m$) selon la méthode indiquée au paragraphe II.2.5. Cette opération peut être répétée pour plusieurs valeurs de l'erreur relative.

Une nette différence avec la formule (II-3) est visible sur le graphique III-8, ce qui était prévisible puisque l'échantillon n'est pas limité par une sphère, mais par le plan de sa surface.

La présence de la paroi au voisinage du tube 1 permet d'étudier la dimension caractéristique du volume de mesure dans une direction horizontale. Si, comme il est admis, ce volume est sphérique, l'influence d'une surface verticale doit être identique à celle d'une surface horizontale placée à même distance. C'est ce que l'on vérifie de façon satisfaisante sur le graphique figure III-9,



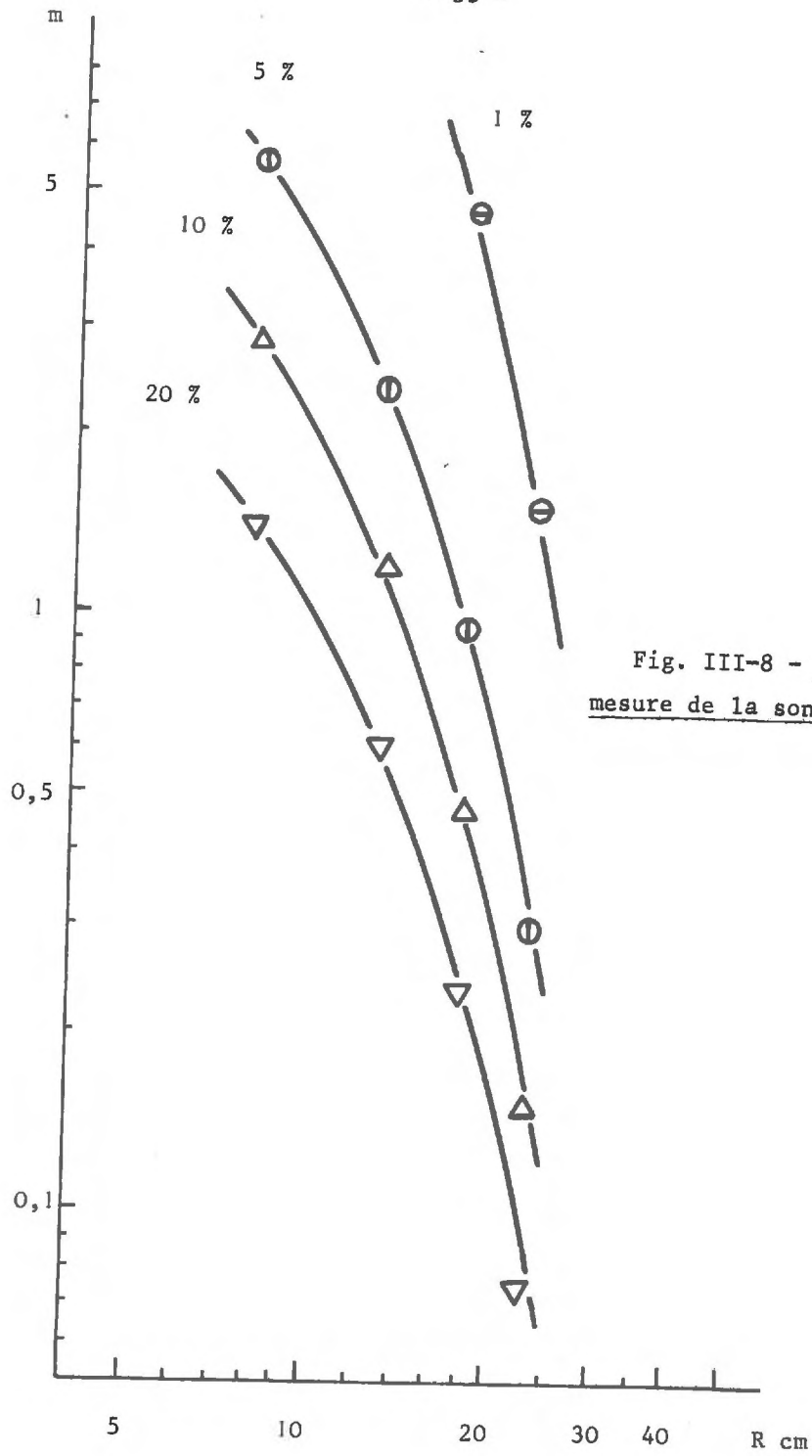


Fig. III-8 - Volume de
mesure de la sonde à neutrons.

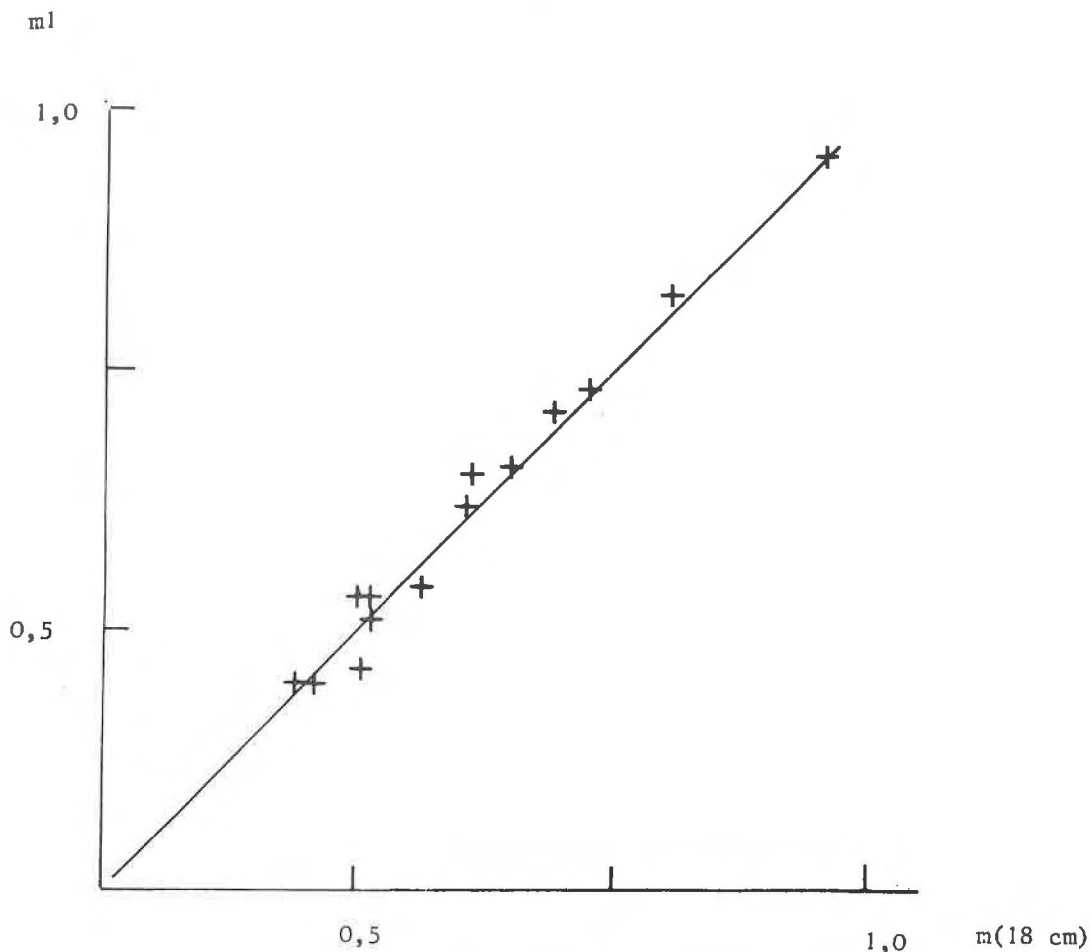


Fig. III-9 - Volume de mesure de la sonde à neutrons.

où l'on a porté en abscisse le comptage effectué dans le tube 1 dont l'axe est situé à 17,25 cm de la paroi verticale, et en ordonnée les comptages relevés à la côte 18 cm, dans le tube 2.

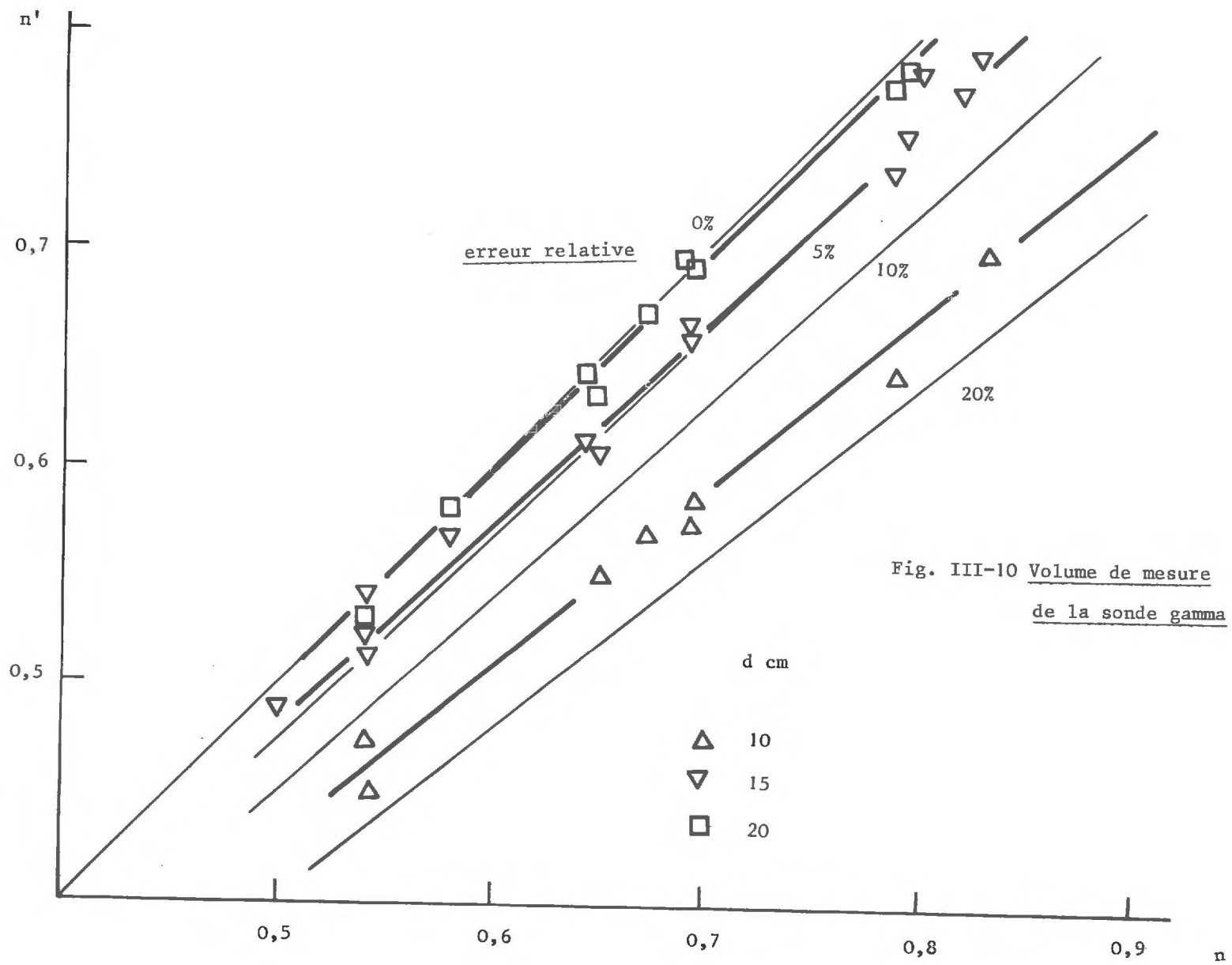
3.2. Sonde gamma

Sur le graphique Fig. III-10, on a porté, en fonction du comptage moyen dans le tube 1, le comptage à 10, 15, 25 cm de profondeur, ainsi que les droites $\frac{\Delta n}{n} = 20, 10, 5 \%$.

Il en découle que, dans l'ensemble de la zone usuelle de masse volumique, les erreurs de comptage à 20 et 25 cm sont négligeables.

L'erreur sur le comptage est d'environ 5 % pour 15 cm et 15 % pour 10 cm.

Comme nous l'avons signalé, aucune étude du volume de mesure dans le sens horizontal n'a pu être faite. Il semble toutefois ne pas s'étendre au-delà de 17 cm.



4 - PRECISION DE LA MESURE D'HUMIDITE

Il résulte de l'exposé qui précède que la mesure par la sonde à neutrons comporte quatre sources d'erreur principales.

a) L'incertitude sur le comptage peut être évaluée par la formule (II-1) . Le temps de comptage adopté étant de 2 mn, les incertitudes de comptage, absolue et relative, sont, pour $\rho'_w = 0,2$, 0,005 et 2,5 %, et pour $\rho'_w = 0,4$, 0,007 et 1,7 %. Notons cependant que d'après la loi de Poisson, on n'a que 5 % de chances de commettre une erreur supérieure aux incertitudes que nous venons de calculer.

b) Une erreur supplémentaire provient du choix d'une courbe d'étalonnage indépendante de la masse volumique. L'étalement des points sur la figure III-5 montre que l'erreur ainsi commise sur ρ'_w peut atteindre $\pm 0,01$ soit, si par exemple $\rho'_w = 0,2$, une erreur relative de 5 %. Il convient cependant de noter que les droites d'étalonnage relatives aux différentes masses volumiques sèches sont parallèles. Il en résulte notamment qu'en un point d'un profil hydrique où la masse volumique sèche est fixe, les variations de teneur en eau par rapport à une valeur initiale seront mesurées par la sonde avec une très faible erreur, quelle que soit la masse volumique sèche en ce point. Ceci est particulièrement important pour le dépouillement des mesures sur le terrain. En effet, on pourra évaluer sans erreur les variations du stock d'eau sans pour autant connaître avec précision les valeurs absolues de la teneur en eau, en chaque point.

c) Une erreur, qu'il est difficile d'évaluer, peut entacher la pente de la droite d'étalonnage.

d) Enfin, la mesure n'étant pas ponctuelle, la valeur de la teneur en eau affectée à un point est en réalité une moyenne pondérée des teneurs en eau dans le voisinage de ce point. Les erreurs ainsi commises sont particulièrement importantes s'il existe à un endroit donné d'un profil une discontinuité de teneur en eau. La réponse de la sonde est alors un profil à forte pente, mais sans discontinuité (BELL et Mc CULLOCH, 1969 ; LAWLESS, 1963 (18,19))

Il résulte de ces considérations qu'il est impossible de faire un calcul systématique de l'incertitude sur la mesure, les causes d'erreur étant trop variées et rarement accessibles au calcul. On voit cependant que dans le calcul des variations de stock, l'erreur due aux variations de masse volumique sèche est éliminée ; d'autre part nous travaillerons surtout sur des profils ne présentant pas de forts gradients de teneur en eau, ce qui limite l'erreur due à l'étendue du volume de mesure.

CHAPITRE IV

L'ETUDE SUR LE TERRAIN

Comme nous aurons l'occasion de le préciser en commentant les résultats et dans notre conclusion, le travail expérimental que nous présentons dans ce chapitre ne prétend pas apporter de conclusions complètes sur le comportement hydrologique du site étudié, et à plus forte raison de la région où il se situe. Il s'agit plutôt de donner les résultats d'un an et demi de mesures effectuées sans aucune intervention artificielle, telles que les arrosages ou les pompages, et de montrer quel parti on peut tirer du type de station étudié moyennant quelques notions théoriques très simples, ainsi que les limites de cette catégorie d'études. Un tel travail peut ainsi servir de banc d'essai ou d'étude préliminaire pour établir des projets se fixant des buts plus ambitieux.

1 - LES MESURES EFFECTUEES

1.1. Implantation des installations

Pour des raisons de commodité, la station de mesure neutronique et tensiométrique a été implantée au Domaine Universitaire de Saint-Martin-D'Hères, sur une pelouse proche des bâtiments de Mécanique des Fluides. Elle se compose des éléments suivants :

- a) Un tube d'accès pour sondes radioactives permettant des mesures jusqu'à 3 m de profondeur, qui a été mis en place en octobre 1969.
- b) Un dispositif tensiométrique permettant la mesure des potentiels en

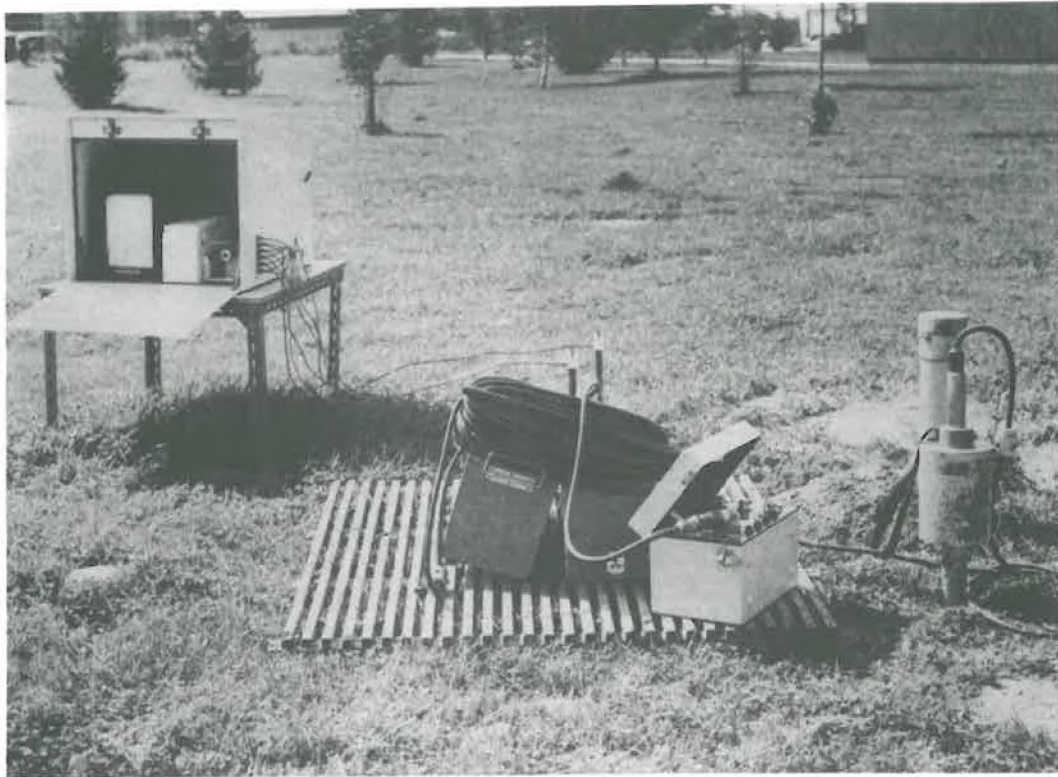


Fig. IV-1 Vue générale de la station de mesure.

dix points entre la surface du sol et une profondeur 120 cm. Le premier dispositif décrit au paragraphe II.1.3., mis en place fin mars 1970, a été utilisé jusqu'au 5 mai. L'appareil automatique a été utilisé de septembre à novembre 1970.

c) Un piezomètre en place depuis octobre 1969.

Ces trois éléments sont placés à proximité immédiate les uns des autres ; ceci permet de comparer directement leurs mesures respectives, mais en revanche, il en résulte que l'étude a un caractère très local.

1.2. Autres moyens de mesure

Le service météorologique de la CERA FER nous a aimablement communiqué ses mesures pluviométriques, effectuées à moins d'une centaine de mètres de nos installations.

Enfin, un sondage de reconnaissance réalisé à l'occasion de la mise en place du tube d'accès nous a permis d'établir les courbes granulométriques de différentes couches de terrain.

1.3. Le dépouillement

Le dépouillement numérique a été fait en grande partie à l'aide de l'ordinateur IBM 1130. Il s'agissait là de programmes très simples, comportant essentiellement l'application de formules d'étalonnage. Par ailleurs, on a exploité des programmes de tracé de graphiques comportant un grand nombre de points, dont on trouvera un exemple Fig. IV-6.

1.4. Les campagnes de mesure

La mise au point du premier dispositif tensiométrique a occupé la période s'étendant d'octobre 1969 à mars 1970. Durant ces cinq mois, les mesures sur le terrain se sont donc limitées aux explorations par les sondes radioactives et à la mesure du niveau de la nappe. Cette période a été néanmoins d'une grande utilité. Elle nous a permis de nous familiariser avec le maniement des sondes radioactives, et de dégager quelques caractères généraux du site de mesure, dont nous rendrons compte au paragraphe 2.

On a pu également observer durant cette période l'ordre de grandeur de la

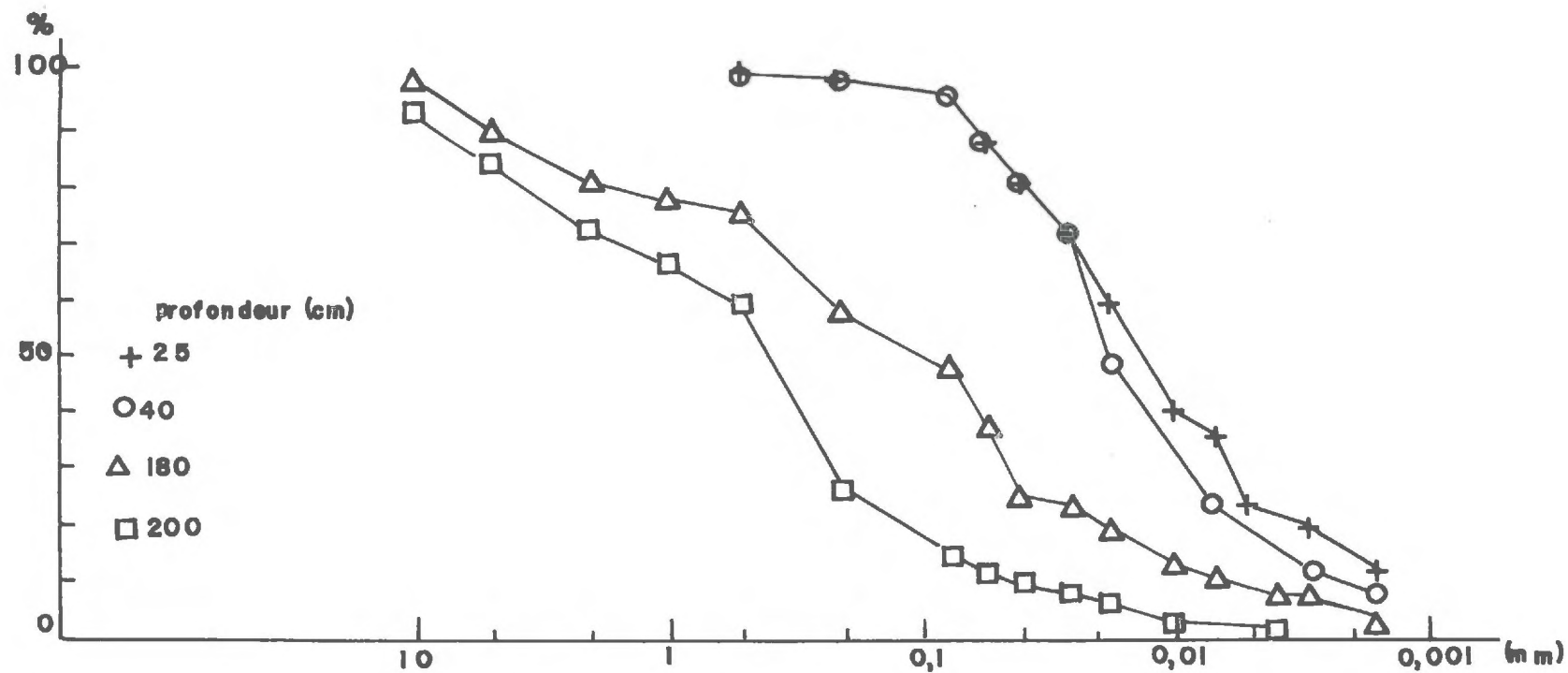


Fig. IV- - Courbes granulométriques

vitesse de variation des teneurs en eau, et parvenir à la conclusion qu'une étude valable exige un rythme de mesures d'au moins un profil par jour.

Lorsque le dispositif tensiométrique a été disponible, ces premiers renseignements nous ont permis d'entreprendre une première campagne de mesures plus systématique s'étendant du 1er avril au 5 mai 1970, période au cours de laquelle l'importante remontée printanière de la nappe a pu être étudiée.

Une seconde campagne de mesures a été conduite du 15 septembre au 30 octobre 1970, avec l'utilisation de l'appareil automatique. Les mesures ont dû être interrompues en novembre, en raison du gel.

Ces deux périodes de mesures intensives ont conduit au calcul des flux journaliers exposé au paragraphe 3.

2 - CARACTERES GENERAUX DU SITE

2.1. Situation

La station de mesure est implantée dans la large plaine alluviale de l'Isère, dont l'hydrologie est certainement complexe. La fonte des neiges, les torrents alpins, ainsi que les nombreux barrages de la vallée, ont sans doute un effet important sur le niveau de l'Isère et de la nappe alluviale. Il est donc clair qu'une seule station de mesure ne peut rendre compte de l'ensemble des phénomènes hydrologiques que nous venons d'évoquer, et que notre étude devra se limiter à un point de vue strictement local.

La station se trouve sur une pelouse horizontale dépourvue d'arbres importants, ce qui autorise à considérer que l'approche unidimensionnelle que nous avons adoptée rend compte de l'essentiel des écoulements locaux. L'Isère, qui passe à une centaine de mètres du périmètre d'expérimental, détermine sans doute en grande partie le comportement de la nappe libre, dont le niveau normal se situe aux environs de 2,50 m de profondeur, et qui présente d'importantes remontées, liées à celles de l'Isère à l'époque de la fonte des neiges.

2.2. Le profil du terrain

Le sondage de reconnaissance du sol entre 0 et 3 m de profondeur a mis en évidence deux couches nettement distinctes. La première, s'étendant jusqu'à une profondeur de 1,60 m, est constituée d'un sol silteux compact ; la couche inférieure

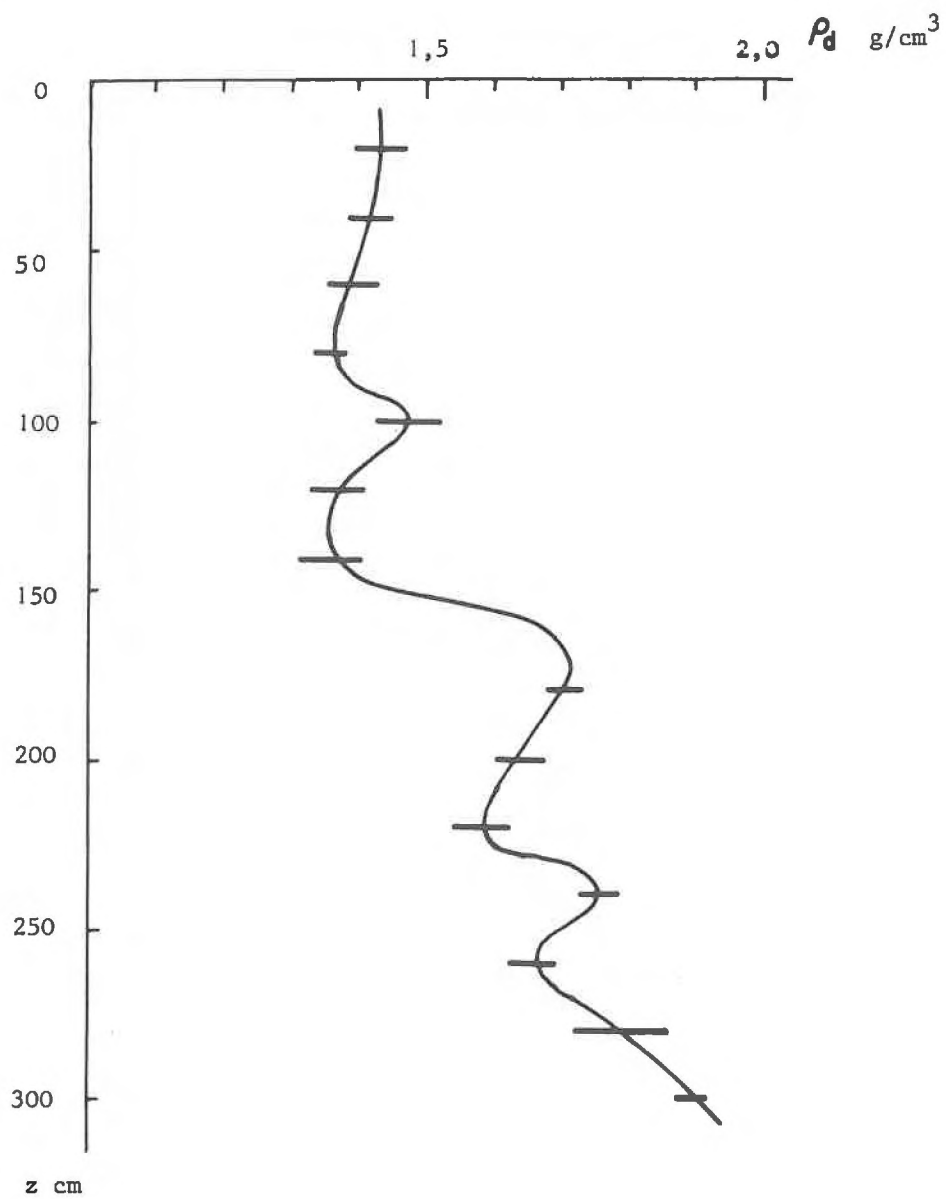


Fig. IV-3 - Profil de masse volumique sèche.

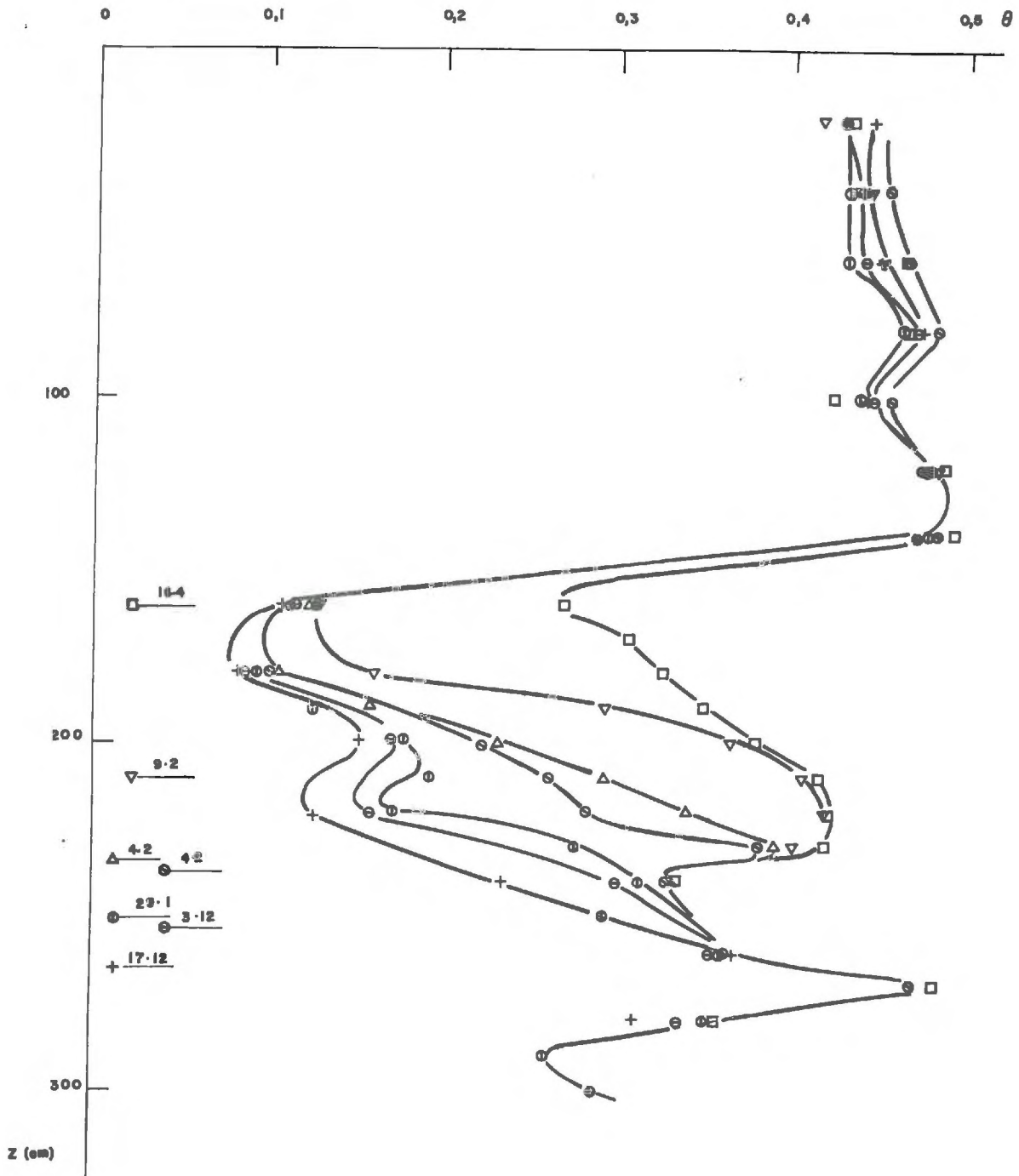


Fig. IV-4 - Profils hydriques.

est formée d'un sable gris, comportant suivant les profondeurs des proportions plus ou moins grandes de gravier et de matériau fin. Les exemples de courbes granulométriques donnés figure IV-2 illustrent ce fait.

D'autre part, on note sur le profil de masse volumique sèche Fig. IV-3 que les densités sont plus fortes dans la couche sableuse ; la dispersion des valeurs, de l'ordre de $0,1 \text{ g/cm}^3$ est compatible avec celle que l'on peut observer sur la courbe d'étalonnage de la sonde à rayons gamma, surtout si l'on remarque que d'autres causes d'erreur s'ajoutent à l'imprécision de la mesure de ρ , notamment l'erreur sur la valeur de la masse volumique en eau.

La présence de deux couches de sol de natures très différentes est également mise en évidence par les huit profils hydriques tracés Fig. IV-4. Les graphiques ont été établis pour la période s'étendant de décembre 1969 à avril 1970, au cours de laquelle on a observé une remontée assez lente et régulière du niveau de la nappe. Alors que, dans la couche supérieure, les faibles variations de la teneur en eau et l'enchevêtrement des courbes sont le signe d'écoulements complexes, il apparaît nettement que l'allure du profil dans la couche inférieure est essentiellement fonction du niveau de la nappe : aucun recoupement des courbes n'est observé, et à des hauteurs de nappe croissantes correspondent, pour chaque cote, des teneurs en eau croissantes. Un examen plus détaillé va nous permettre de préciser les rôles respectifs de ces deux couches.

2.3. Comportement de la couche sableuse

L'existence d'un lien étroit entre la teneur en eau à une cote donnée et le niveau de la nappe dans la couche sableuse nous conduit à formuler l'hypothèse que les suctions dans cette zone seraient déterminées essentiellement par le niveau de la nappe, et qu'en conséquence, au moment où ont été établis les profils, cette couche était dans un état voisin de l'équilibre hydrostatique, les variations de la surface libre étant très lentes. De sorte que si H est la profondeur de la nappe et z la cote d'un point donné du profil, la succion en ce point serait donnée par :

$$\psi = z - H$$

En admettant cette valeur de ψ , on peut étudier, pour différentes valeurs de z , à partir du niveau connu de la nappe et des différentes valeurs de la teneur en eau, les variations de θ en fonction de ψ . Le résultat, présenté

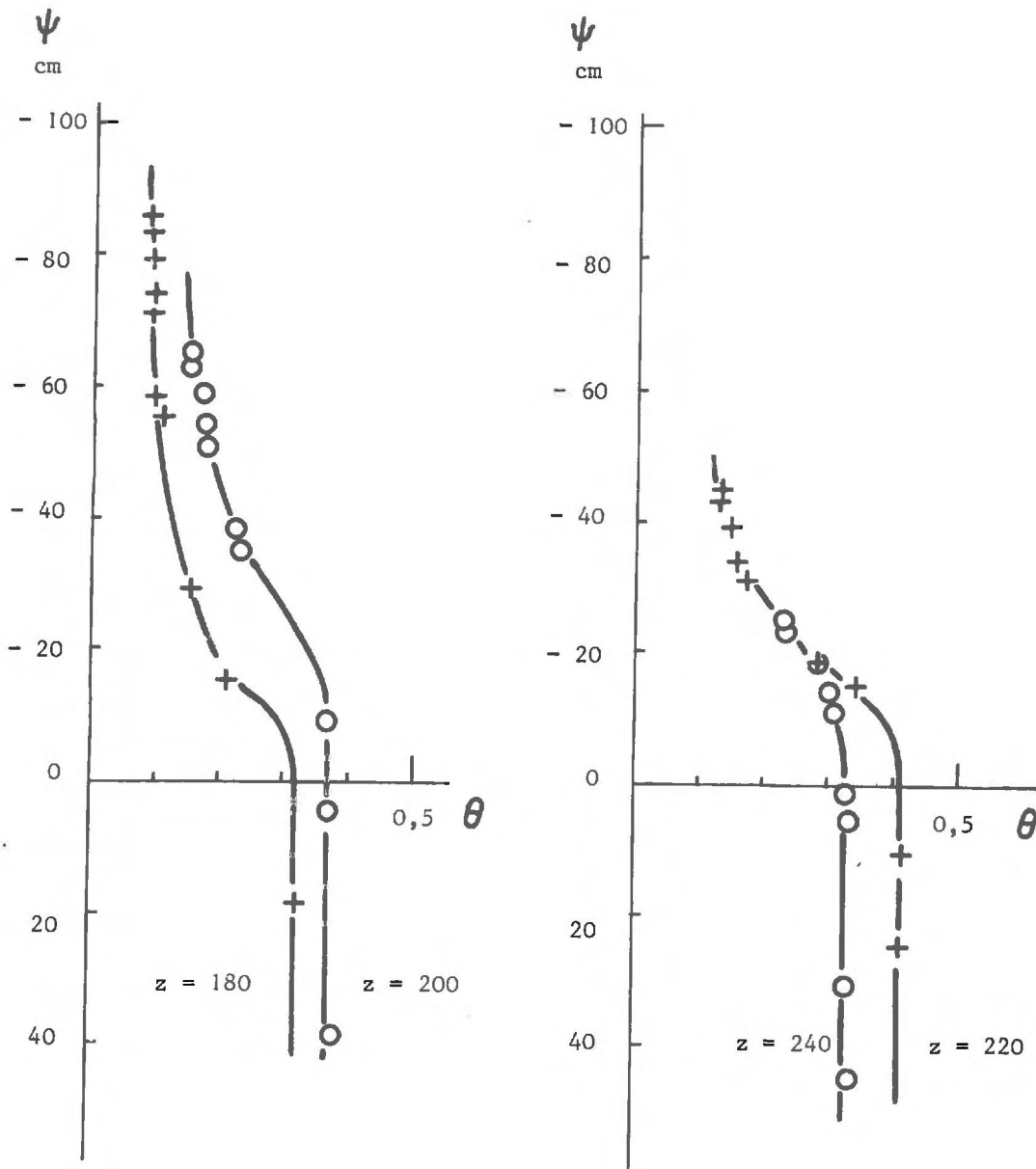


Fig. IV-5 - Courbes de succion de la
couche sableuse.

Fig. IV-5 montre que les courbes obtenues ont en effet l'allure classique, ce qui confirme la vraisemblance de notre hypothèse, sans cependant la démontrer. Ces observations n'en sont pas moins remarquables, par comparaison avec le comportement de la couche silteuse.

2.4. Remarques générales sur la couche silteuse

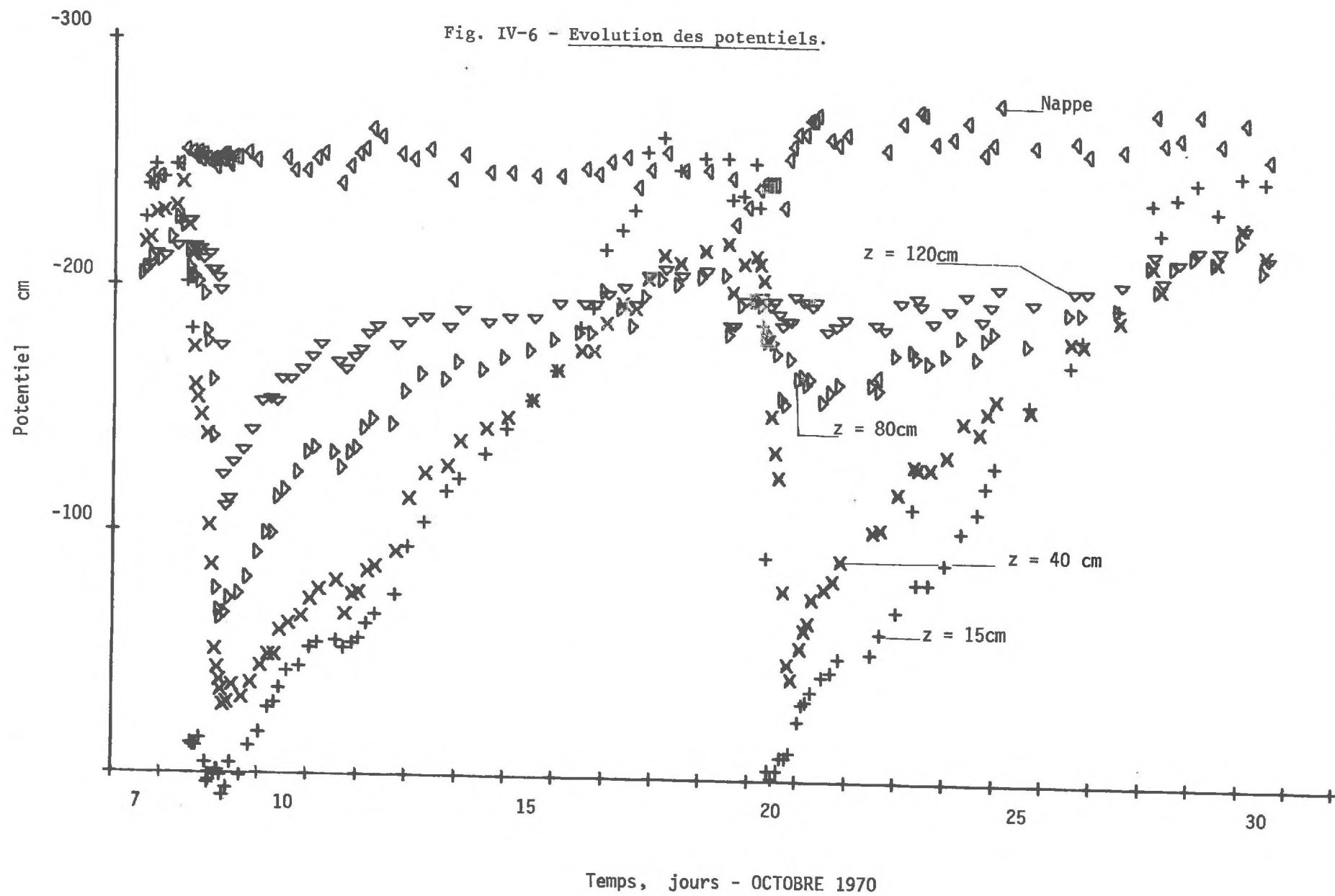
Comme nous aurons l'occasion de le noter au paragraphe 3, les écoulements dans la couche silteuse sont largement fonction de son humidité, et par conséquent de la saison. Cependant les observations faites en automne 1970 caractérisent son comportement dans la grande majorité des cas. Les phénomènes exceptionnels dus à la forte remontée de nappe au printemps 1970 seront étudiés au paragraphe 3.

La Figure IV-6 montre la variation des potentiels à différentes profondeurs et de la nappe durant le mois d'octobre. Cette période est marquée par deux épisodes pluvieux aux alentours des 9-10 et 20-10, qui se traduisent sur l'évolution des potentiels par des chutes brutales (en valeur absolue), plus importantes en surface qu'en profondeur. L'averse est suivie par une période de redistribution s'étendant sur plus de 10 jours, au cours de laquelle les potentiels retournent progressivement vers une valeur d'équilibre.

Cette redistribution est montrée plus nettement Fig. IV-7 sur les profils hydriques et de potentiel relatifs à la période du 7-10 au 19-10. On notera sur les deux graphiques que l'on passe en moins de deux jours de l'état initial à l'humidification maximum, cependant que le retour à l'état initial n'est pas encore complet après 10 jours de redistribution sans averse. Il en résulte que si le rythme d'une mesure neutronique par jour permet de suivre de façon satisfaisante les phénomènes lents de redistribution, le détail de l'humidification est inaccessible à la mesure. En particulier, il ne nous a jamais été donné d'assister à la propagation d'un front d'humidification, en teneur en eau, phénomène aisément observé au laboratoire. Ceci d'autant plus que les variations de teneur en eau dans le silt ont toujours été très faibles.

En revanche la mesure automatique des suctions permet de suivre assez bien l'évolution des potentiels au cours de l'humidification, comme le montrent les profils Fig. IV-8. A la différence des résultats obtenus au laboratoire, le front ne se présente pas ici sous la forme d'une discontinuité, ce qui s'explique aisément par le fait que le sol est initialement très humide, et par conséquent propage rapidement en profondeur la variation de pression due à la pluie, tout en l'amortissant.

Fig. IV-6 - Evolution des potentiels.



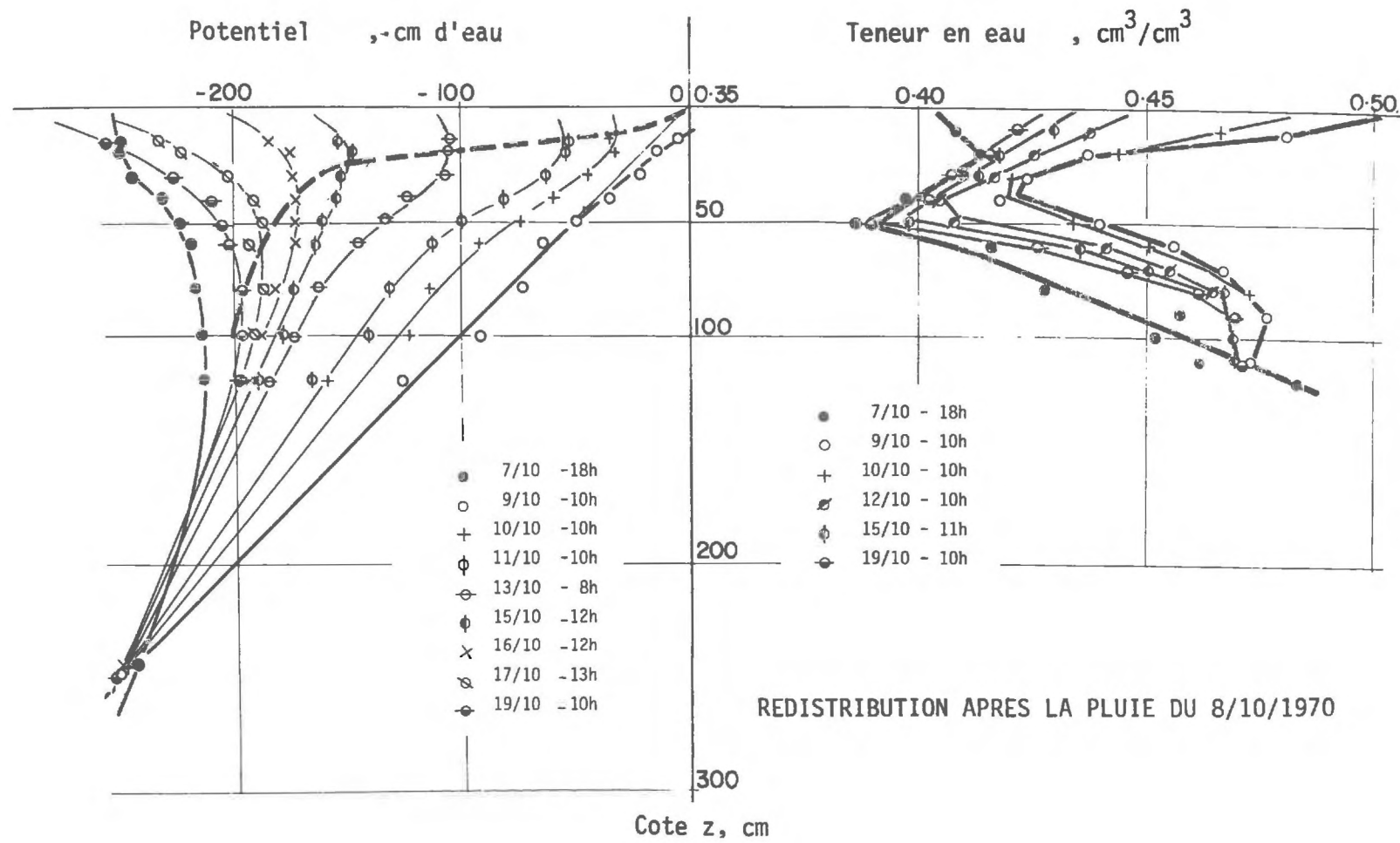


Fig. IV-7

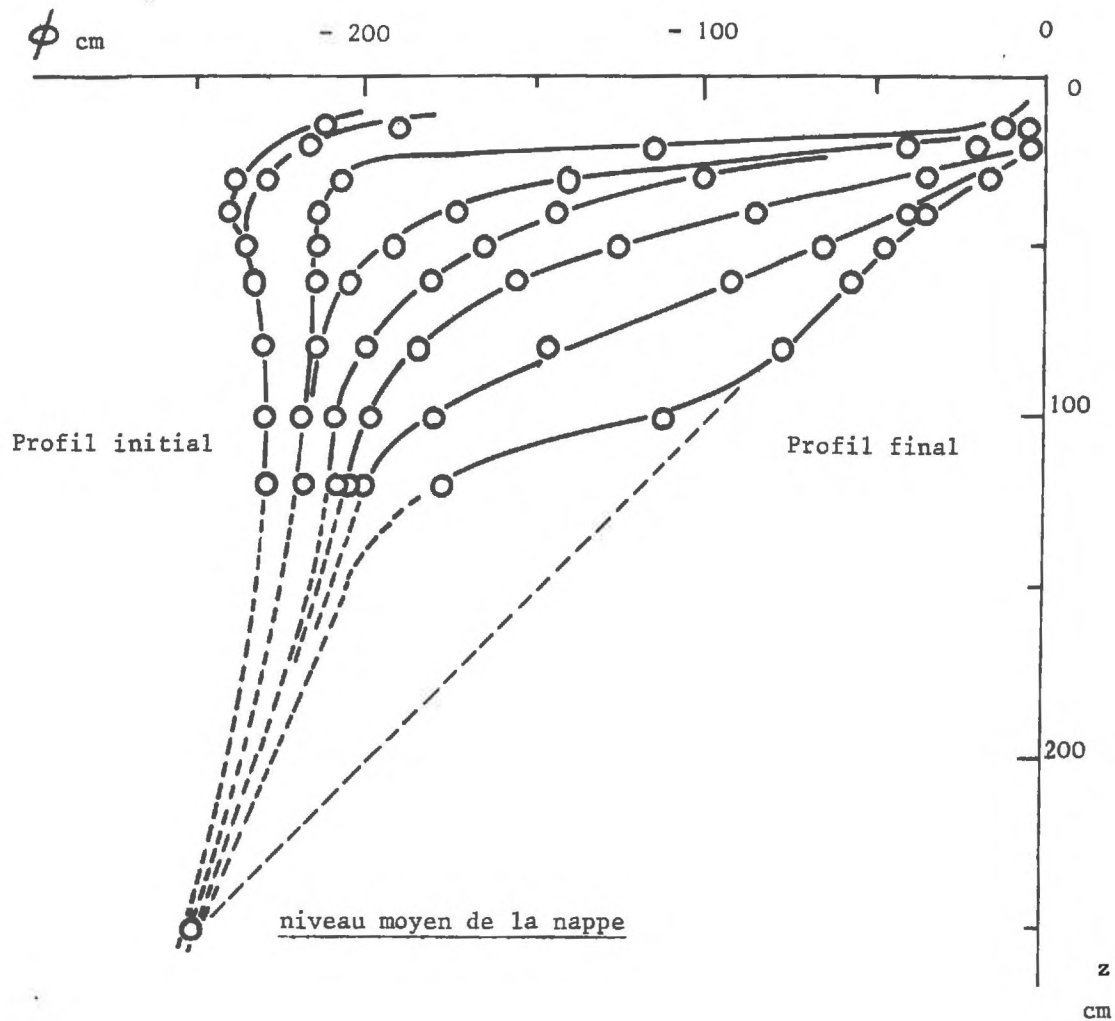


Fig. IV-8 - Profils de potentiel durant une humidification
(relevés du 8-10 au 9-10)

On notera sur les profils hydriques Fig. IV-7 que la teneur en eau du silt est toujours très élevée, et que ses variations maximales à une cote donnée sont généralement inférieures à 0,1.

L'évolution des profils de potentiel pendant la redistribution est un bon exemple d'application de l'approche théorique faite au paragraphe I.3.3. On remarquera notamment que le profil du 9-10 présente avec une bonne approximation les caractères de l'écoulement purement gravitaire. La progression dans le temps du point de vitesse nulle, séparant la zone à flux ascendant et la zone où l'infiltration se poursuit est clairement montrée par la courbe tracée en tirets.

2.5. Mécanisme de l'écoulement

La comparaison des comportements des deux couches étudiées montre qualitativement, mais avec netteté, que la couche silteuse subira de façon prépondérante l'influence des pluies et de phénomènes de redistribution et d'évaporation qui suivent. Elle sera le siège d'écoulements lents par rapport à ceux de la zone inférieure, et du stockage des eaux de pluie. Au contraire, dans la couche sableuse ne se produira pratiquement aucun stockage, mais une transmission très rapide de l'excès d'eau non stockée par le silt. Elle retournera ainsi très rapidement à un état voisin de l'équilibre hydrostatique déterminé par la nappe. Cette différence de comportement est essentiellement liée aux différences de perméabilité des deux couches.

Ces hypothèses qui fournissent, en première approximation, une image du comportement de notre terrain, concordent avec les notions établies par THIRRIOT (5) qui montre par un calcul de similitude que l'échelle des temps dans les écoulements en milieux poreux non saturés est, entre autres, inversement proportionnelle à la puissance quatrième d'une dimension caractéristique de la granulométrie.

3 - L'EVALUATION DES FLUX JOURNALIERS

Le but de cette partie de l'étude consiste à évaluer, au cours des deux périodes pendant lesquelles les mesures ont été faites régulièrement, les quantités d'eau écoulées journalièrement, vers le haut ou vers le bas, à quatre cotes situées dans la zone explorée par les tensiomètres. L'étude des flux journaliers, et leur comparaison avec les autres éléments mesurés, principalement le niveau de la nappe, permettra de préciser le mécanisme de l'écoulement dans cette zone.

3.1. La méthode

Pour mener à bien ce calcul, nous disposons de la variation des teneurs en eau aux différents points de mesure, avec en général un point par jour ; on en déduit directement l'évolution dans le temps des profils hydriques, et à l'aide de planimétrages, la variation des stocks d'eau $S(0, z_i)$ contenue entre la surface du sol et les cotes z_i où l'on veut calculer les flux.

On trouvera Fig. IV-9 et IV-10, les courbes représentant l'évolution de ces stocks.

L'étude du chapitre premier sur l'équation de conservation nous a montré que connaissant l'évolution du stock $S(0, z_i)$, il est possible d'en déduire le flux au niveau z_i , dans la mesure où l'on connaît le flux à la surface. Ce dernier peut être aisément calculé dans le cas où le profil de potentiel met en évidence un point de vitesse nulle, z_0 , c'est à dire lorsqu'il ne pleut pas, au moyen de l'équation (I-4), appliquée aux cotes $z = 0$ et $z = z_0$, où $v(z_0) = 0$

$$dS(0, z_0) = v(0) dt$$

Cette équation ne fait qu'exprimer que la diminution de la quantité d'eau stockée entre la surface et le point où la vitesse est nulle, est due à l'évaporation superficielle.

Le calcul n'est plus possible durant une averse, car alors il n'existe dans le profil aucun point de vitesse nulle, l'eau s'infiltrant vers le bas sur toute l'étendue de la zone non saturée. On a évalué dans ce cas le flux superficiel, en supposant négligeable le ruissellement, par la quantité d'eau fournie par la pluie, diminuée d'un taux d'évaporation estimé à partir des valeurs mesurées en période d'évaporation pure. Notons que cette correction est un peu arbitraire, mais dans la majorité des cas, elle est faible devant l'intensité de l'averse.

On peut donc obtenir une estimation journalière du flux de surface, qui, jointe à l'évolution des stocks d'eau, permet de calculer les flux journaliers aux cotes z_i par la formule (I-4) :

$$dS(0, z_i) = v(0) dt - v(z_i) dt$$

Sans exposer dans le détail la pratique de ces calculs, signalons qu'il s'est avéré plus commode de commencer par calculer les quantités d'eau cumulatives écoulées à travers chacune des cotes 0 et z_i , pour en déduire ensuite par différenciation par rapport au temps, les flux journaliers. Cette méthode présente en outre l'avantage de faire apparaître directement les bilans pour la période considérée.

3.2. Analyse des résultats

Les résultats relatifs aux deux périodes étudiées sont portés sur chacune des Fig. IV-9 et IV-10, qui comportent quatre graphiques, dont l'axe des temps est commun, qui montrent respectivement :

- la pluviométrie
- l'évolution au cours du temps des stocks d'eau emmagasinés entre la surface et les cotes indiquées ; les échelles ont été décalées de façon à rassembler les courbes sur un même graphique.
- les flux journaliers aux cotes 0, 40, 80 et 110 (ou 120) cm
- l'évolution du niveau de la nappe.

Examinons en détail chacune de ces figures. Pour la clarté de l'exposé, nous commencerons par la deuxième période, l'automne 1970.

a) Période d'Automne 1970. Il s'agit d'une période présentant des averses assez intenses, mais de courte durée en général, et nettement séparées entre elles. Elles tombent sur un sol relativement sec, présentant une bonne capacité de stockage.

On notera en effet qu'à l'exception de l'importante averse des 8 et 9 octobre, la totalité de l'eau de pluie est, à la fin de l'averse, stockée entre la surface du sol et la profondeur de 80 cm ; ceci peut être vérifié sur le graphique des stocks, où l'on peut voir que la brutale augmentation du stock à 80 cm qui se produit pendant la pluie est du même ordre de grandeur que la quantité d'eau tombée en surface. Ce fait est confirmé avec netteté par le graphique des flux, qui montre qu'aucun écoulement descendant notable n'a lieu durant la pluie elle-même, aux profondeurs 80 et 120 cm. Ce n'est qu'au cours de la semaine qui suit l'averse que l'on voit apparaître un faible écoulement vers le bas aux deux cotes les plus profondes.

Au contraire l'averse des 8 et 9 octobre a largement dépassé la capacité de stockage de la tranche de sol étudiée, comme le montrent les flux importants, néanmoins décroissants avec la profondeur, le 9 octobre. L'infiltration se poursuit en profondeur à un taux plus faible pendant 10 jours.

Quand à la nappe, elle présente une tendance générale à la décrue, avec quelques pics rapides, mais de faible amplitude, qui ne semblent pas coïncider avec les pluies. Il n'est guère possible durant cette période, de formuler une hypothèse fondée concernant les causes de ses fluctuations. On notera vers le 30 septembre un courant ascendant important aux cotes 120 et 80 cm, qui pourrait s'expliquer par une remontée brutale de la nappe, mais on ne dispose pas malheureusement, pour ces quelques jours, de mesures suffisantes de son niveau.

b) Période de printemps 1970. On note tout d'abord qu'il s'agit d'une

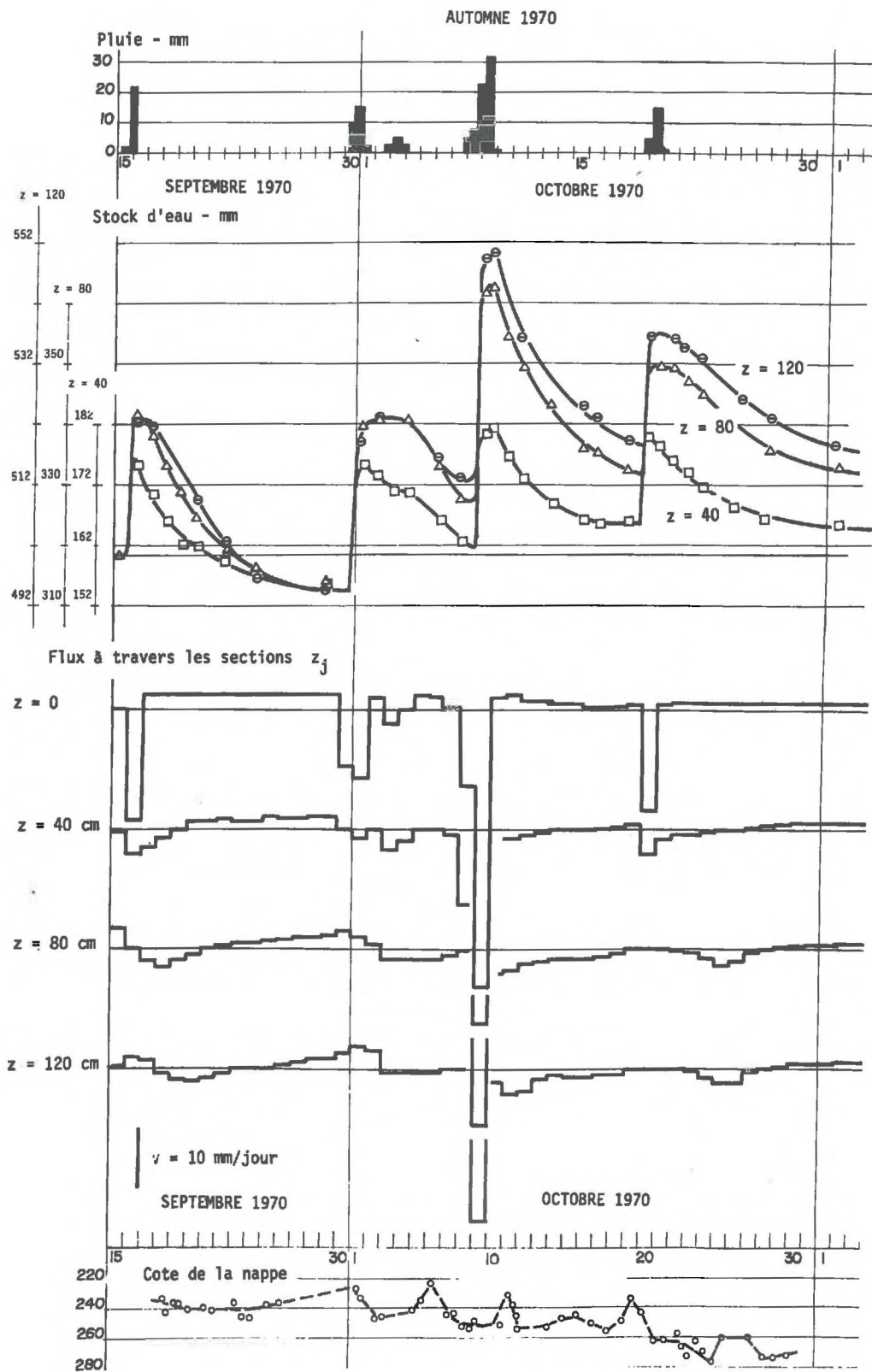


Fig. IV-9

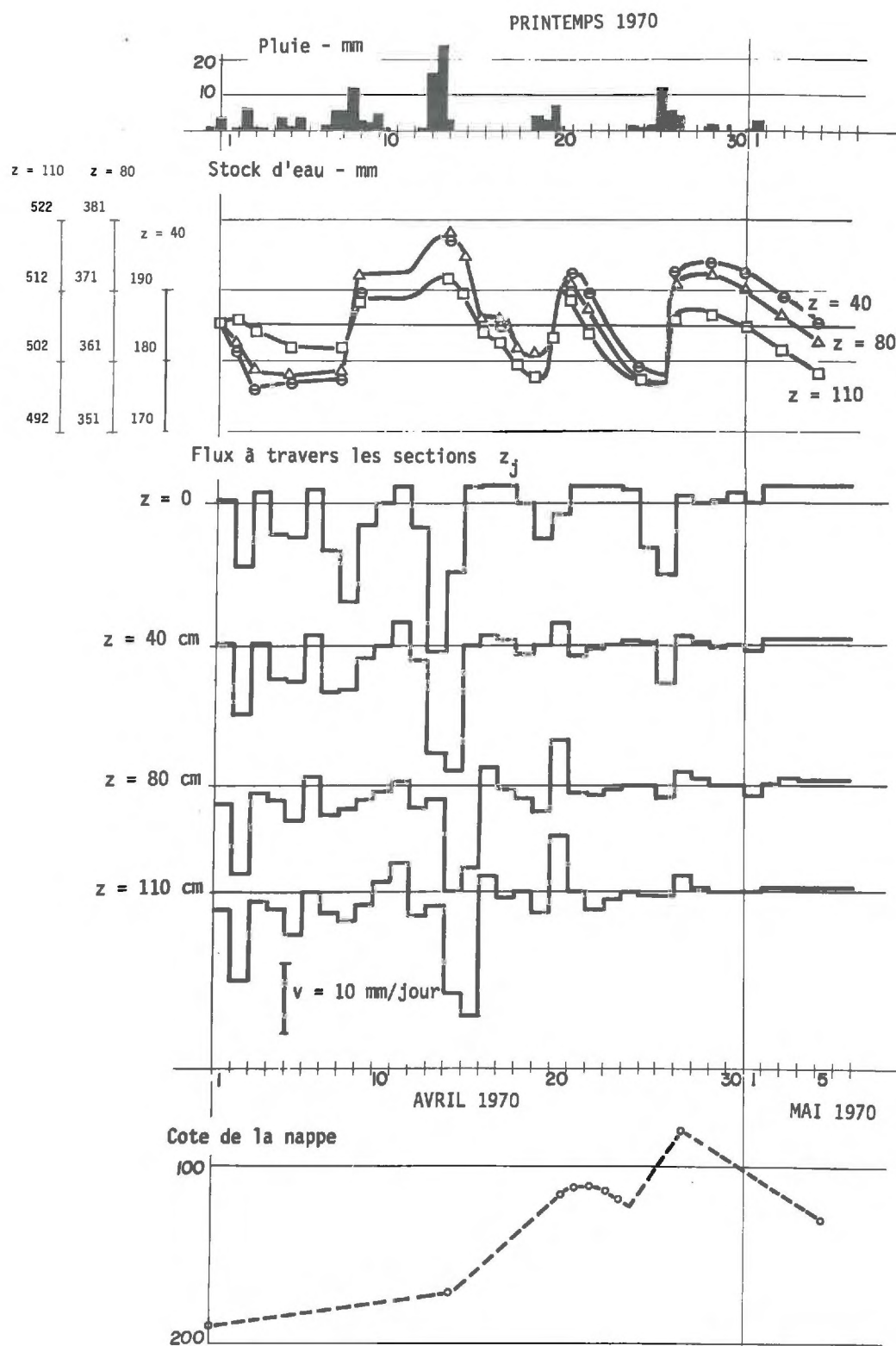


Fig. IV-10

période très pluvieuse, avec des averses d'intensité assez faible, mais presque ininterrompues. On remarquera aussi que la nappe est située nettement au dessus de son niveau normal et monte considérablement à partir de la mi-avril. Il s'agit là d'un évènement saisonnier qui résulte de la fonte des neiges en montagne.

En raison de la coïncidence de ces deux circonstances la couche de surface s'est trouvée durant toute la période extrêmement humide et presque saturée. On vérifie ce fait dans l'allure des évolutions des stocks d'eau, dont les amplitudes sont faibles et qui diffèrent peu aux différents niveaux. Il n'existe en effet, dans ce sol détrempé, que peu de possibilités de stockage dans la zone non saturée.

Le graphique des flux confirme lui aussi cette analyse. Il montre en effet que les flux diffèrent peu avec la profondeur, notamment du 1er au 5 avril, et du 13 au 15 avril, ce qui traduit le fait que pratiquement la totalité de l'eau arrivée en surface est transmise en profondeur, sans stockage intermédiaire.

La nappe monte régulièrement au cours de la période, ce qui laisserait à penser que cette montée s'explique simplement par l'accumulation des eaux de pluie, faiblement stockées par la zone non saturée. L'examen détaillé des flux journaliers montre qu'en fait, le phénomène est plus complexe. On notera en effet, en particulier les 6, 10, 11, 16, 20, 27 avril, un flux ascendant à la cote 110, parfois important, se transmettant aux côtes supérieures en s'amortissant. Il y a donc là alimentation de la zone non saturée par la nappe, ce qui montre clairement que la remontée de la nappe n'est pas, dans ce cas, due à la transmission des eaux infiltrées en surface. On doit donc admettre que la remontée de nappe est due tantôt à son alimentation locale tantôt à une cause extérieure. Ceci ne doit d'ailleurs pas nous étonner, puisque cette crue saisonnière est due à la fonte des neiges et trouve son alimentation essentielle, non dans les pluies tombant dans la plaine de l'Isère, mais dans les torrents qui descendent les versants.

3.3. Les bilans

Pour la totalité de chacune des deux périodes étudiées, on peut calculer un bilan aux différentes profondeurs, par la hauteur d'eau algébrique écoulée à travers la dite profondeur. Un bilan positif signifiera que l'écoulement descendant, dirigé vers la nappe, a été dominant, un bilan négatif (que nous n'aurons pas l'occasion de constater) indiquera au contraire une prédominance des écoulements dirigés vers l'atmosphère, tendant à la décharge de la nappe. Le bilan à la cote 0 représente notamment la différence entre l'alimentation par les eaux de pluie et l'évaporation totale.

Dans le tableau suivant, les bilans sont calculés en pourcentage de la précipitation totale de la période.

	Précipitation totale pluie - mm	Volume relatif (en %) à travers :			
		z = 0	z = 40	z = 80	z=120/110:
PRINTEMPS 1970	148,1	48	48	46	44
AUTOMNE 1970	122,4	44	40	35	29

On note que les pourcentages varient peu avec la profondeur pour le printemps 1970, cependant qu'ils décroissent nettement avec la cote pour l'Automne. Ceci est dû à l'inégalité de l'état hydrique entre les deux périodes, et illustre clairement l'influence de celui-ci sur le stockage dans la zone non saturée, et par conséquent sur la part des eaux de pluie disponible pour l'alimentation de la nappe.

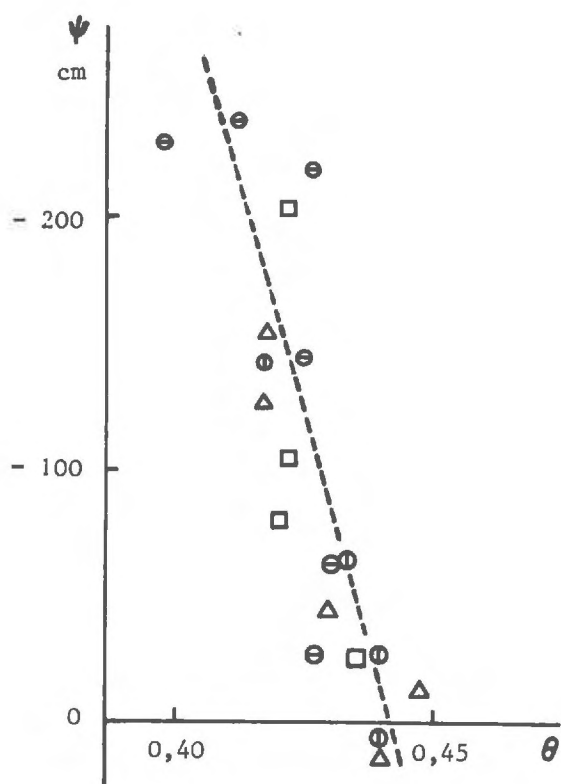
Soulignons aussi que pour les deux périodes, le bilan superficiel ($z = 0$) est inférieur à 50 %, ce qui montre que plus de la moitié des eaux de pluie est retournée à l'atmosphère par évaporation.

On peut également caractériser la capacité de transfert de la couche étudiée par le rapport du volume algébrique écoulé à la cote 120, au volume algébrique écoulé en surface. Ce rapport vaut respectivement 91 % et 66 % pour le printemps et l'automne.

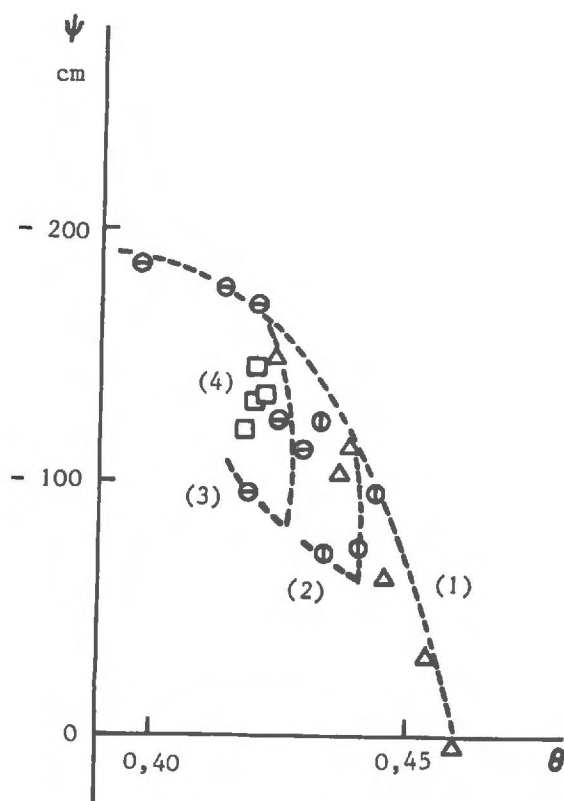
4 - AUTRES RESULTATS

4.1. La relation succion-teneur en eau

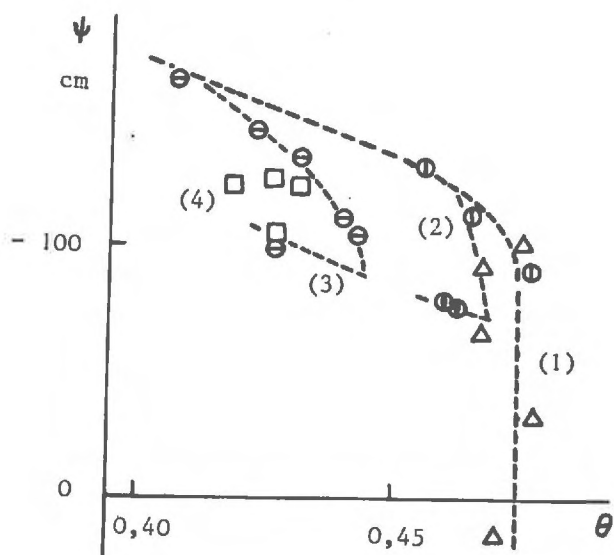
La mesure simultanée des suctions et des teneurs en eau permet de tenter la détermination de la relation (ψ, θ) pour différentes couches de sol, dont les caractéristiques théoriques ont été évoquées au paragraphe 4 du chapitre premier. Les points correspondants, relevés durant la campagne d'automne 1970 pour différentes profondeurs sont consignés sur la Fig. IV-11. On a adopté des signes différents pour distinguer quatre périodes, s'étendant chacune du début d'une averse au début de la suivante. On a tracé grossièrement, quand c'était possible, l'allure des quatre trajectoires correspondantes du point de coordonnées (ψ, θ) , qui devrait permettre d'observer les courbes décrites pendant l'humidification, puis pendant le drainage. En réalité, l'intervalle de temps séparant deux mesures de teneur en eau ne permet pas de suivre de façon satisfaisante l'humidification, comme nous



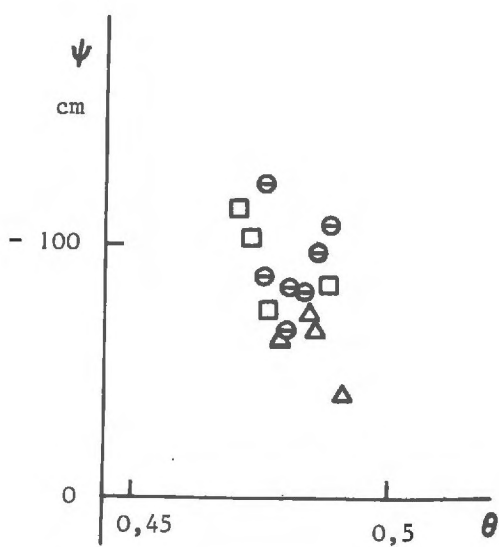
a) $Z = 20$ cm



b) $Z = 60$ cm



c) $Z = 80$ cm



d) $Z = 120$ cm

Fig. IV-10 - Courbes de succion

l'avons montré au paragraphe 2.4, la trajectoire correspondante n'étant définie que par quelques points.

La figure c) est celle qui se prête le mieux à une interprétation à l'aide des données classiques de l'hystérésis. La trajectoire (1) peut en effet être interprétée comme la frange capillaire, décrite à partir de la saturation, et rejoignant la courbe de drainage statique. Cette frange aurait une hauteur de l'ordre de 70 cm. On peut interpréter les trajectoires (2) et (3) comme le passage de la branche d'humidification à la branche de drainage par l'intermédiaire d'une "scanning curve", mais la branche d'humidification est trop mal définie pour que l'on puisse être certain de la validité de cette interprétation.

La figure b) présente des caractères similaires, quant aux phénomènes d'hystérésis, mais on notera que la frange capillaire n'apparaît pas.

Quand aux figures a) et d), elles ne permettent aucune interprétation. La figure d) présente une dispersion des points quasiment aléatoire. Les points de la figure a) semblent répartis, avec une dispersion aléatoire, autour d'une droite. Il est à noter que ce type de graphique est souvent obtenu dans les sols où l'effet de l'évaporation est prédominant, comme c'est le cas dans cette couche située à une profondeur de 20 cm.

On notera d'autre part que certains points présentent une succion négative, ce qui ne devrait jamais se produire en milieu non saturé.

Ces divergences pourraient s'expliquer entre autres par le piégeage d'air dans le sol. On peut en effet concevoir que dans ce silt qui est en permanence très humide, l'air ait des difficultés à s'échapper, et puisse rester enfermé au sein de la phase liquide sous forme de bulles isolées. On pourrait ainsi atteindre des suctions très basses, en valeur absolue, inférieures à la hauteur de la frange capillaire, sans pour autant que le sol soit réellement saturé. Ainsi s'expliquerait le fait que l'on n'observe en général pas de frange capillaire, dans un sol à granulométrie fine, où elle devrait être de l'ordre de 1 m.

4.2. La loi de Darcy et la perméabilité

Le calcul des flux journaliers qui a été présenté plus haut, et le calcul des gradients de potentiel, joints à la connaissance de l'évolution de la teneur en eau devait déboucher sur le calcul de la perméabilité, et l'étude de ses varia-

tions avec l'état hydrique du sol.

Ces calculs n'ont abouti à aucun résultat qui mérite d'être présenté, les distributions de perméabilité obtenues ne présentant qu'un lien très aléatoire avec la teneur en eau. On ne peut tirer de ceci aucune conclusion, ni négative, ni affirmative concernant la validité de la loi de Darcy sur notre terrain. L'échec du calcul s'explique plutôt par l'insuffisance des conditions expérimentales. On notera en effet que les flux journaliers sont généralement faibles, et ne présentent de valeurs importantes que pour quelques journées au cours des périodes étudiées. Dans la grande majorité des cas, le calcul de la perméabilité a dû être effectué à partir de valeurs du flux faibles, et par conséquent entaché d'erreurs importantes.

Aucun calcul n'a pu être effectué pour les très courtes périodes de flux important, car alors le flux moyen journalier constitue une moyenne et ne permet aucune évaluation des flux instantanés réels. On se heurte ici à nouveau à un obstacle que nous avons rencontré plusieurs fois au cours de cette étude, l'insuffisance du rythme des mesures de teneur en eau sur un site où les écoulements sont assez rapides.

5 - CONCLUSION

Au terme de l'exposé des résultats expérimentaux, il est bon de dresser le bilan de cette année de mesures, d'examiner les résultats obtenus et leurs insuffisances, pour dégager par la suite la portée et les limites de ce type d'études.

Les qualités du dispositif automatique d'enregistrement des suctions ont été largement éprouvées durant les mesures, et se sont avérées très satisfaisantes, tant au point de vue de la précision que des possibilités qu'il offre d'observer dans le détail les principaux phénomènes. Quand à la sonde à neutron, sa précision laisse à désirer, dans les conditions où elle a dû être utilisée, mais l'instrument en soi n'est pas en cause. En effet, d'une part un étalonnage beaucoup plus précis, prenant en compte notamment l'incidence de la masse volumique sèche, aurait pu être établi, par la méthode mise au point par MM. COUCHAT et MARCESSE au C.E.N. de Cadarache, (13), mais d'autre part l'imprécision en valeurs relatives, est due principalement au fait que les variations de teneur en eau dans la zone sur laquelle a porté l'essentiel de l'étude sont très faibles. Cette imprécision se répercute, bien entendu, sur le calcul des stocks et des flux. D'autre part l'étude a souffert, comme nous l'avons signalé à plusieurs reprises, du rythme insuffisant des mesures neutroniques, par rapport aux mesures de pression. Là encore, la nature du terrain,

où les écoulements sont relativement rapides est la cause de cet inconvénient. Néanmoins, ceci met en lumière tout l'intérêt des sondes dites de deuxième génération, qui fonctionneront de façon continue, automatique et autonome.

Quand à la connaissance des mécanismes de l'écoulement, des résultats appréciables ont été obtenus, mais ils sont restés essentiellement qualitatifs. Les comportements respectifs des deux couches de sol ont été bien dégagés. L'ordre de grandeur de l'intensité et de la vitesse des transferts dans la couche silteuse a été mis en évidence par le calcul des flux journaliers. Ces résultats sont intéressants, mais ne constituent pas, comme on aurait pu l'espérer un solide corps de données numériques, comportant entre autres un tableau des valeurs des perméabilités, qui aurait pu donner lieu à un essai de simulation, soit au laboratoire, soit sur ordinateur. Enfin, si le niveau de la nappe libre n'a pas pu être relié de façon simple à l'alimentation prévue par le calcul des écoulements, l'étude n'en a pas moins montré avec clarté que, parmi les facteurs qui agissent sur le niveau de la nappe en un point donné, l'alimentation par les eaux de pluies locales est loin d'être prépondérante, du moins dans un tel site.

En résumé, notre terrain d'expérience, choisi uniquement en raison de sa commodité d'accès, ne s'avère pas idéal pour ce type d'études, dans leur état d'avancement actuel. Les faibles variations de teneur en eau, dues à la fois à la finesse du sol et la proximité de la nappe, la relative rapidité des écoulements, qui résulte de la forte humidité du sol de surface, la complication des causes de variations de la nappe, sont autant de facteurs qui amoindrissent la précision des mesures, et rendent ce site trop compliqué pour une confrontation des données théoriques avec les phénomènes naturels, qui n'en est qu'à ses débuts.

CONCLUSION

PORTEE ET APPLICATIONS DE CE TYPE D'ETUDES

Il ressort en premier lieu de cette étude qu'une grande différence existe entre les schémas d'écoulements reproduits au laboratoire sur des colonnes de sol artificiel, avec des conditions initiales et aux limites simples, et les phénomènes naturels. Couches de sol homogènes, ou ne présentant que des hétérogénéités simples, pluies limitées dans le temps et sans variation de débit, nappes à niveau constant, ou ne variant que sous l'effet des infiltrations locales ; il serait vain de rechercher un site et des conditions naturelles réunissant l'ensemble de ces caractères, et d'espérer ainsi trouver sur le terrain une confirmation éclatante des schémas établis au laboratoire. Mais il serait tout aussi erroné de conclure que les expériences de laboratoire ne présentent aucun intérêt. Les notions essentielles, les grandeurs fondamentales qui caractérisent les écoulements, ainsi que les lois qui les régissent n'ont pu être établies et testées que grâce aux études réalisées dans des conditions volontairement simplifiées. Transposé sur le terrain, ce bagage théorique fournit non le moyen de tout expliquer, non la solution de tous les problèmes, mais un guide précieux sans lequel aucune interprétation ne serait possible. Si l'on note de plus que nombre de phénomènes annexes, tels que l'écoulement de la phase gazeuse, et les échanges thermodynamiques ne sont pas encore complètement élucidés, et qu'il reste encore à déterminer à leur sujet les paramètres les plus caractéristiques qu'il faudra mesurer, on voit que le laboratoire est loin d'avoir épuisé ses ressources, et qu'il lui reste un vaste champ de recherches de la plus haute utilité.

Des recherches sont menées depuis un certain temps dans le but d'établir le lien entre les notions théoriques et les résultats observés sur le terrain par

le biais de la simulation mathématique des écoulements naturels, à l'aide des équations de diffusion ou de leurs formes approchées. L'étude faite par DAVIDSON, NIELSEN et leurs collaborateurs (25) montre bien la démarche que l'on est contraint d'adopter dans ce domaine.

La concordance des résultats expérimentaux avec les valeurs calculées est bonne, mais si l'on note que seules des mesures de pression ont été faites, les teneur en eau en étant déduites par les courbes de succion établies au laboratoire sur des échantillons prélevés aux différentes profondeurs, que l'arrosage a été fait par un procédé artificiel, et qu'enfin le site de mesure a été protégé de l'évaporation, on voit qu'il s'agit là moins d'une expérience "in situ" que d'un essai de transposition sur le terrain des conditions simplifiées du laboratoire, dont le résultat est finalement de vérifier, dans des conditions qui se prêtent au calcul, la validité de la formule sur laquelle la simulation est fondée.

Le mérite de ce type de démarche est de constituer une étape dans l'application des données théoriques à l'analyse des résultats obtenus "in situ", qui se fera nécessairement par tâtonnements et progrès successifs.

Inversement, le laboratoire pourra s'inspirer des difficultés et problèmes nouveaux qui sont soulevés par le terrain, pour trouver des directions nouvelles de recherche. Mais il devra mener ces recherches dans les conditions simplifiées qui lui sont propres, de façon à éclaircir ce qui paraît au premier abord inextricable sur le terrain du fait de l'imbrication des différents phénomènes, sans avoir l'ambition de reproduire la nature en modèle réduit.

x x
 x

Un des principaux débouchés du type d'études que nous avons menée réside dans l'hydrologie, et ses applications économiques, notamment la prévision des ressources en eau, de la recharge des nappes et du débit des cours d'eau. Notre étude a clairement montré, comme on pouvait s'y attendre, qu'une station de mesure, unique, aussi complète soit-elle, est nettement insuffisante à cet égard. Un tel travail devrait être conduit à l'échelle d'un bassin versant.

Mais peut-on espérer parvenir à des modèles de bassins qui tiendraient compte, au moyen d'une approche purement physique, de tous les détails de l'écoulement ? Notons tout d'abord que les problèmes posés seraient alors tridimension-

nels, ce qui suppose des méthodes de calcul extrêmement complexes, qui ne sont pas actuellement parfaitement au point. L'un des problèmes les plus difficiles réside dans l'hétérogénéité inévitable des bassins, et la difficulté sous-jacente du choix de sites de mesure suffisamment représentatifs, et cependant par trop nombreux. De plus, la Loi de Darcy, qui serait sans doute la base de ce type de modèles, est essentiellement ponctuelle, la perméabilité étant caractéristique d'un point, voire dans certains cas d'un point et d'une direction associée. On peut douter dans ces conditions qu'elle soit l'instrument idéal pour étudier des problèmes à grande échelle. Quoi qu'il en soit, on conçoit que ce type d'études deviendrait très vite inextricable, et le dépouillement un travail énorme.

Le secours des méthodes mathématiques qui se bornent à rechercher des relations formelles entre deux variables mesurées, en sautant l'étape de l'analyse physique, semble indispensable. Mais la physique peut néanmoins guider la recherche mathématique, et notamment lui désigner les paramètres à prendre en compte. Parmi les méthodes mathématiques, les modèles statistiques ont déjà fait largement la preuve de leur efficacité, et débouchent depuis déjà un certain temps sur des applications économiques. Ils soutiennent aisément la concurrence des modèles physiques, qui n'en sont qu'à leurs débuts. Une application envisageable des mesures d'humidité et de pression "in situ" serait de fournir aux modèles statistiques un ou deux paramètres venant s'ajouter à ceux qu'ils prennent en compte actuellement, et qui auraient pour but d'apporter une information sur l'état d'humidité du sol d'un bassin, facteur qui n'apparaît pas directement en général dans ces modèles. Soulignons cependant qu'il s'agirait là d'une application à long terme, puisque la mise au point des modèles statistiques exige de nombreuses années de mesures préalables. C'est là leur principale faiblesse, qui offre aux modèles physiques la perspective de fournir une solution pour les bassins ne comportant pas d'instruments de mesure installés de longue date.

Les mesures "in situ" peuvent aussi trouver un champ d'applications dans une méthode mathématique nouvelle applicable notamment à la simulation des bassins versants, mise au point par EMSELEM et DE MARSILLY, la "déconvolution", qui consiste à rechercher une fonction de transfert entre une "entrée" (par exemple la pluviométrie) et une "sortie" (un niveau de nappe, ou un débit de rivière). Dans un perfectionnement de la méthode, les auteurs proposent de moduler la fonction de transfert en prenant en compte d'autres paramètres. Là encore les lois physiques n'apparaissent pas explicitement, et fournissent seulement un guide à la mise au point mathématique.

En résumé, du point de vue de l'hydrologie, il semble que le type d'études qui fait l'objet du présent travail ne constitue pas un but en soi. Employées localement, elles fournissent des renseignements très parcellaires, et leur généralisation en vue d'étudier les écoulements à une plus grande échelle se heurte, comme nous l'avons montré, à d'importants obstacles. Il nous semble plutôt que leur avenir soit de s'intégrer à des travaux plus vastes, faisant appel à des méthodes moins strictement physiques, mais mieux adaptées à l'étude des problèmes à grande échelle, en leur apportant un utile complément ; mais il reste à déterminer sous quelle forme se fera cette intégration, car il s'agit en somme de réaliser la synthèse des procédés purement mathématiques et des approches physiques.

Signalons enfin que l'utilisation des mesures "in situ" semble poser des problèmes moins complexes en ce qui concerne leurs applications agronomiques. L'étude locale peut en effet dans ce cas se suffire à elle-même. Il est clair au terme de notre étude que les méthodes proposées fournissent le moyen le plus rigoureux pour étudier le mécanisme du stockage et calculer l'évapotranspiration dans la zone intéressée par les cultures.

BIBLIOGRAPHIE

Sur les notions théoriques, et l'étude au laboratoire de quelques points particuliers, on retiendra :

- 1 - G. VACHAUD - Contribution à l'étude des problèmes d'écoulement en milieux poreux non saturés (Thèse de Doctorat, Grenoble, 1968).
- 2 - G. VACHAUD - P. GUELIN - Equations et modèles mathématiques pour le calcul des transferts d'eau dans la zone non saturée (La Houille Blanche, 8/1969).
- 3 - R.A. FREEZE - 1969 - The mechanism of natural groundwater recharge and discharge (1 - Water Resources Res, vol.5, p.153-171.)
- 4 - J.R. PHILIP - 1969 - The Theory of infiltration (Advances in hydroscience, vol.5, p.215-296.)
- 5 - C. THIRRIOT - Considérations générales sur les écoulements en milieux non saturés. (La Houille Blanche, 8/1969).
- 6 - P. GUELIN - Milieux poreux non saturés et théorie des mixtures (Bul. AIHS, XIV, 2, P.29, 1969).
- 7 - J.L. THONY - Etude expérimentale des phénomènes d'hysteresis dans les écoulements en milieux poreux non saturés (Thèse de Docteur-Ingénieur, Grenoble, 1970).
- 8 - G. VACHAUD - M. WAKIL - Etude expérimentale des phénomènes d'hysteresis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. Etude de la conductivité hydraulique (C.R.A.S., t.271, P.175, 1970).

- 9 - M. VAUCLIN - G. VACHAUD - M. WAKIL - D. KHANJI - Infiltration à débit constant dans une colonne verticale de sol stratifié. Influence de la pression d'air (Séminaire "Etude de l'infiltration dans les sols en milieux non saturés," XIVe Congrès A.I.R.H. Paris, septembre 1971).

Au sujet des techniques de mesure, signalons les articles suivants :

- 10 - L. SORMAIL - G. VACHAUD - Mesure des potentiels d'humidité dans les sols non saturés au moyen de tensiomètres classiques et osmotiques (La Houille Blanche, 8/1969).
- 11 - K.K. WATSON - 1965 - Some operation characteristics of a rapid response tensiometer system. (Water Resources Res, vol.1, p.577-586.)
- 12 - M. DEBOODT - R. HARTMANN - P. DE MEESTER - Determination of soil-moisture characteristics for irrigation purposes by neutron-moisture meter and air-purged tensiometers (Symposium d'Istanbul, I.A.E.A., Vienne, 1967).
- 13 - B. WACK - Thèse de Doctorat, Grenoble - 1968.
- 14 - B. WACK - Mesures radioactives par rétrodiffusion de la masse spécifique et de l'humidité des sols.
- 15 - J. ROGER Mc HENRY - Theory and applications of neutron scattering in the measurement of soil moisture (Soil-Science, 1963, 95).
- 16 - P. COUCHAT - Détermination de la courbe d'étalonnage de l'humidimètre à neutrons à partir de l'analyse chimique des sols (Symp. d'Istanbul, I.A.E.A., Vienne, 1967).
- 17 - J.R. Mc HENRY - A.C. GILL - The influence of bulk density, slow neutron absorbers, and time in the calibration of neutron-moisture probes (ibid.)
- 18 - J.P. BELL - Mc CULLOCH - Soil moisture estimation by the neutron method in Britain (Journal of hydrology, 4-1966 et 7-1969).
- 19 - G.P. LAWLESS - A. NORMAN - Mc GILLIVRAY - R.R. NIXON - Soil moisture interface effects upon reading of neutron moisture-probes (Soil Science Society of America, septembre-octobre 1963).

Les articles suivants traitent de l'étude "in situ" au moyen de différentes techniques :

- 20 - A. FEODOROFF - J.L. BALLIF - Etude de l'infiltration de la pluie "in situ" à l'aide de tensiomètres. (Annales agronomiques, 1969, 20(5), 475).
 - 21 - A. FEODOROFF - Redistribution of moisture after infiltration in dry soils. Influence of gravity. (A.I.H.S. publication N°83, 1968).
 - 22 - J.MARCESSE - Determination "in situ" de la capacité de rétention d'un sol au moyen de l'humidimètre à neutrons (Symposium d'Istanbul, I.A.E.A., Vienne, 1967).
 - 23 - D.R. NIELSEN - J.W. BIGGAR - R.J. MILLER - Field observation of infiltration and soil-water redistribution (A.S.A.E., 10 N°3, 1967).
 - 24 - D.R. NIELSEN - J.M. DAVIDSON - J.W. BIGGAR - J.R. MILLER - Water movement through Panoche Clay Loam soil (1963).
 - 25 - DAVIDSON - L.R. STONE - D.R. NIELSEN - M.E. LARUE - Field measurement and use of soil-water properties (Water Resource Research, 5, N° 6).
 - 26 - W. GIESEL - S. LORCH - M. RENGEL - O. STREBEL - Water flow calculations by mean of gamma-absorption and tensiometer field measurements in the unsaturated soil profile. (I.A.E.A., Symposium de Vienne, 1970).
 - 27 - J.A. DAMAGNEZ - Production de matière sèche de cultures irriguées en zone méditerranéenne aride. (Symposium d'Istanbul, I.A.E.A., Vienne, 1967).
 - 28 - C.E. MAERTENS - M. COURAU - Etude des modalités d'utilisation de l'eau du sol par des cultures sèches et irriguées à l'aide d'un humidimètre à neutrons (ibid).
- On consultera enfin, au sujet des modèles mathématiques :
- 29 - R.A. FREEZE - Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a ground water basin. (Water resource research ; vol.7 N°2, avril 1971).

- 30 - Y. EMSELLEM - G. DE MARSILY - D. POITRINAL - M. RATSIMIEBO - Déconvolution et identification automatique de paramètres en hydrologie (soumis pour publication au symposium international sur les modèles mathématiques en hydrologie ; juillet 1971).