

# THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE  
DE GRENOBLE

pour obtenir le titre de  
DOCTEUR - INGÉNIEUR

par

**Jean Michel ROYER**  
Ingénieur E.I.H.

SUJET

## **Détermination directe de l'évaporation et de l'infiltration sur bassins versants**

---

Soutenue le 4 Janvier 1974 devant la Commission d'Examen

M. L. SANTON                      Président

M. R. BARBIER  
M. R. DEGALLIER                  Examineurs  
M. G. VACHAUD

A V A N T - P R O P O S

-----

Les travaux qui font l'objet de ce mémoire ont été effectués dans le cadre d'une convention de recherche D.G.R.S.T. \* grâce à la collaboration des organismes suivants :

- Laboratoire de Mécanique des Fluides de l'Université de Grenoble (coordination des travaux, développement du matériel de scrutation tensiométrique, dépouillement et interprétation des résultats).

- B.R.G.M., Service géologique régional Picardie - Normandie (mesures effectuées sur le bassin de l'Hallue).

- Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Bordeaux I (mesures sur le bassin du Bouron et interprétation).

Cette thèse est la synthèse des résultats obtenus lors de cette convention sur les sujets suivants : que représentent les valeurs estimées de l'évaporation (obtenues d'après les formules de Turc ou de Thornthwaite utilisées dans les modèles hydrologiques) par rapport aux valeurs mesurées sur le terrain ?

Peut-on, d'une façon simple, déterminer les caractéristiques d'infiltration d'un sol sans prendre en compte son état hydrique initial ?

---

\* Convention D.G.R.S.T. 70-72-468 - "Etude de l'infiltration sur bassins versants".

Je ne saurais commencer ce mémoire sans remercier tous ceux qui m'ont permis de mener à bien ce travail.

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

Monsieur G. VACHAUD, Maître de Recherche au C.N.R.S., a su me faire bénéficier de son expérience. Il m'a guidé efficacement dans ces recherches. Je lui adresse ma très cordiale reconnaissance.

Je remercie également Monsieur le Professeur R. BARBIER et Monsieur R. DEGALLIER qui ont bien voulu accepter de faire partie du jury de cette thèse.

Je ne saurais oublier l'aide fournie par le B.R.G.M., en particulier par Messieurs CAOUS et COMON, et par le Centre d'Hydrogéologie de l'Université de Bordeaux, spécialement par Monsieur le Professeur AUROUZE et par Messieurs LACAZEDIEU et SAINT-MARTIN, pour les travaux sur le terrain.

Je veux aussi remercier les membres du groupe Hydrologie de l'Institut de Mécanique pour les conversations intéressantes que j'ai eues avec eux.

J'exprime mes remerciements à Messieurs BOLCATO, COMMANDEUR et TAUNIER qui ont mis leur compétence technique au service de ma recherche.

Je tiens enfin à remercier Mademoiselle BUHAGIAR et le personnel du Service de Reprographie dont l'aide matérielle m'a été précieuse.

---

### III

#### S O M M A I R E

-----

	Pages
INTRODUCTION	
 <u>CHAPITRE I - NOTIONS THEORIQUES</u>	
1. <u>Approche théorique : Le point de vue de la mécanique des fluides</u>	3
1.1. Le degré de saturation .....	3
1.2. L'interface eau-air : la pression capillaire .....	4
1.3. Lois d'écoulement .....	6
2. <u>Le point de vue pratique de l'hydrologie</u> .....	7
2.1. Les grandeurs fondamentales utilisées .....	7
2.1.1. La teneur en eau .....	7
2.1.2. La succion .....	8
2.1.3. La vitesse d'écoulement .....	9
2.2. L'équation de Darcy .....	9
2.2.1. Expression .....	9
2.2.2. Flux - Sens de l'écoulement .....	10
3. <u>Les relations succion - teneur en eau</u> .....	13
 <u>CHAPITRE II - METHODES DE MESURE "IN SITU"</u>	
<u>    ÉTALONNAGE D'UNE SONDE A NEUTRONS</u>	
1. <u>Les méthodes de mesure</u> .....	16
1.1. Mesure du potentiel .....	16
1.1.1. Principe de la tensiométrie .....	17
1.1.2. Dispositif tensiométrique et enregistrement .....	19
1.1.3. Inconvénients - Améliorations .....	21
1.2. Mesure de la teneur en eau .....	22
1.2.1. La source - Principe .....	22
1.2.2. Détection des neutrons lents .....	23
1.2.3. Précision de la mesure - Dérive .....	23
1.2.4. Pratique de la mesure .....	24

2. <u>Détermination de la courbe d'étalonnage des sondes à neutrons pour un site donné</u> .....	27
2.1. La méthode classique par gravimétrie .....	27
2.1.1. Principe .....	27
2.1.2. La gammamétrie .....	28
2.1.3. Exemple de résultats .....	30
2.2 Détermination de la courbe d'étalonnage par l'analyse chimique des sols .....	36
2.2.1. Calcul du ralentissement et de la diffusion des neutrons - Différents paramètres influents .....	36
2.2.2. Résultats obtenus .....	37
2.2.3. Exemple de détermination de la courbe d'étalonnage d'une sonde à neutrons donnée sur un site donné .....	39
a) Courbe d'étalonnage pour une cote donnée .....	39
b) Courbe d'étalonnage virtuelle pour un site donné ...	40
c) Etablissement de la courbe d'étalonnage d'une sonde donnée .....	40
2.3. Comparaison de résultats obtenus par les deux méthodes.	43

### CHAPITRE III - L'EVAPOTRANSPIRATION DANS LES MODELES HYDROLOGIQUES

1. Une méthode théorique : la méthode de Penman .....	51
2. Les bacs d'évaporation .....	51
3. Les évaporomètres .....	52
4. Les lysimètres .....	52
5. Mesure du débit entrant et du débit sortant .....	53
6. Corrélations des facteurs climatiques environnants .....	53
6.1. L'équation de Blaney-Criddle .....	54
6.2. L'équation de Thornthwaite .....	54
6.3. Remarque sur les méthodes de Blaney-Criddle et Thornthwaite .....	54
6.4. La formule de Turc .....	55
7. Détermination de l'évapotranspiration réelle .....	55
8. Deux exemples de "détermination" de l'évapotranspiration .....	58
8.1. Sur le bassin de l'Hallue .....	58
8.2. Sur le bassin du Bouron .....	59

### CHAPITRE IV - ETUDE SUR LE TERRAIN ET RESULTATS

1. La station d'Ambeliet sur le bassin du Bouron .....	63
1.1. Situation et site de mesure .....	63
1.2. Profil du terrain .....	65
1.3. Etude d'un épisode pluvieux au cours d'une période sèche (Eté 1972) .....	68
1.4. Les termes du bilan hydrique en 1972 .....	73
1.5. Autre résultat : la relation succion-teneur en eau ....	77



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

-----

L'étude du mouvement de l'eau dans le sol, sous forme d'infiltration des eaux de pluie ou d'assèchement par évaporation concerne de nombreuses branches du domaine des sciences de l'eau. Sans parler des problèmes de génie civil ou de la pollution des sols, où l'eau joue un rôle important, ces recherches concernent l'agronomie et l'hydrologie.

En agronomie, elles permettent le calcul de la consommation en eau des plantes ainsi que l'étude des propriétés de rétention des sols pour l'amélioration des méthodes agricoles et la rationalisation de l'irrigation.

En hydrologie, ces études précisent le mécanisme de l'alimentation et de la décharge des nappes et permettent le calcul des bilans hydriques. Jusqu'à maintenant, les phénomènes d'infiltration et d'évaporation étaient souvent considérés empiriquement dans les modèles hydrologiques classiques et les formules approchées permettant le calcul du débit de percolation ou l'estimation des pertes par évaporation sont innombrables. On peut reprocher à ces formules, linéaires en général, de vouloir établir une relation unique entre une entrée (pluie) et une sortie (arrivée à la nappe ou débit à l'exutoire du bassin) (HUGUES , 29 ), alors que les transferts d'eau entre la surface du sol et une nappe à surface libre sont régis par des relations non linéaires, à cause des variations de stockage dans la zone non saturée.

On comprend que pour une pluie donnée et une nappe à profondeur initiale donnée, la réponse (le débit de percolation) est essentiellement fonction de l'humidité du sol entre la surface et la nappe, donc du régime hydrométéorologique de la période précédente. Une autre critique que l'on peut avancer est que les coefficients entrant dans ces formules sont obtenus par calage entre des données et

des mesures relevées sur un site et durant une période donnée. Les formules ne peuvent donc pas être utilisées sur un site différent sans nouveau calage des coefficients, ni même parfois sur le même site pour un autre épisode.

C'est pourquoi, il nous a semblé important d'évaluer directement les termes du bilan hydrique sur un site de mesure donné, à partir des variations du stock d'eau contenu dans la tranche de sol comprise entre la surface du sol et la nappe à surface libre.

Le but de ce mémoire est de présenter les méthodes de mesures utilisées sans oublier les difficultés qu'elles contiennent, puis, à partir des résultats expérimentaux obtenus, de déterminer les termes du bilan hydrique et de comparer l'un d'eux, à savoir l'évaporation, à l'estimation de l'évapotranspiration potentielle obtenue par des méthodes empiriques. On analysera également la relation pluie - percolation vers la nappe en liaison avec les paramètres du sol.

On trouvera donc dans les deux premiers chapitres un rappel des notions théoriques puis une présentation des méthodes de mesure des grandeurs caractéristiques : mesure de la teneur en eau par sondage neutronique et mesure des pressions d'eau par tensiométrie. On présente, en particulier, les méthodes d'étalonnage des sondes à neutrons.

Le troisième chapitre a trait aux méthodes d'estimation de l'évapotranspiration dans les modèles hydrologiques.

Le dernier chapitre est consacré à la présentation des résultats obtenus sur chacun des deux bassins versants (bassin du Bouron dans les Landes et bassin de l'Hallue en Picardie) puis les valeurs de l'évaporation déduites des mesures sont comparées aux méthodes d'estimation effectuées dans des études antérieures. Enfin, on procède à une étude de la relation pluie - infiltration.

CHAPITRE I - NOTIONS THEORIQUES

-----

La zone étudiée sur un site de mesure est une tranche de sol de quelques mètres d'épaisseur à partir de la surface du sol. Deux cas peuvent se présenter : ou bien la nappe à surface libre est profonde (d'une à quelques dizaines de mètres) ou bien elle est proche de la surface (quelques mètres). Dans le premier cas, les deux à trois mètres de sol sur lequel sont faites les mesures sont toujours en zone non saturée : la zone non saturée est la zone située entre la surface du sol et la nappe à surface libre, par opposition à la zone saturée située sous la surface libre et qui est constituée du sol et de l'eau de la nappe. La zone d'étude se limitant en général à une tranche de quelques mètres d'épaisseur depuis la surface du sol, l'influence d'une variation de niveau sur les grandeurs mesurées sera également fonction de la profondeur relative de la nappe à l'endroit du site de mesure.

I - APPROCHE THEORIQUE : LE POINT DE VUE DE LA MECANIQUE DES FLUIDES

La zone non saturée est donc constituée d'une matrice poreuse (le sol) et de deux phases non miscibles (l'eau et l'air) dont la concentration varie continuellement dans l'espace et avec le temps.

1.1 - LE DEGRE DE SATURATION

Le degré de saturation  $S$  est le volume qu'occupe un fluide rapporté au volume total des vides.

Ainsi, pour un échantillon de sol, le degré de saturation en eau,

est théoriquement égal à 1 si cet échantillon est dans la zone saturée : il est à saturation. Dans la zone non saturée le degré de saturation en eau est compris entre 0 et 1, le complément à l'unité représentant le degré de saturation en air.

Lorsque l'on parlera de degré de saturation tout court, c'est du degré de saturation en eau qu'il s'agira.

### 1.2 - L'INTERFACE EAU-AIR : LA PRESSION CAPILLAIRE

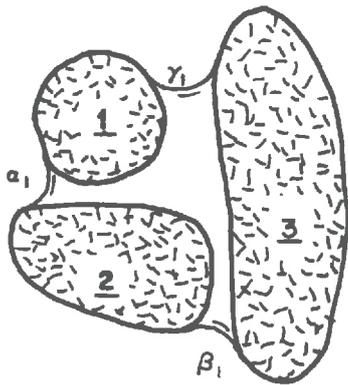
La présence de deux phases fluides non miscibles implique une séparation entre ces deux phases : c'est un interface courbe qui traduit une différence de pression donnée par la loi de Laplace

$$p_a - p_e = \frac{2A}{r} \quad (I.1)$$

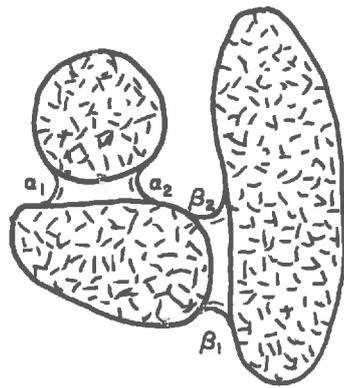
où  $A$  est la tension de surface du couple eau-air,  $r$  le rayon de courbure moyen de la surface de séparation,  $p_a$  et  $p_e$  les pressions de l'air et de l'eau. Cette différence de pression est appelée la pression capillaire.

Considérons un élément de volume d'un milieu non saturé et supposons que la pression capillaire  $p_c$  varie (ce qui signifie que la pression de l'eau ou la pression de l'air, ou les deux varient). Alors le rayon de courbure  $r$  de la surface de séparation eau-air varie. Puisque l'on a une relation entre  $p_c$  et  $r$ , il s'en suit une relation entre  $p_c$  et le degré de saturation  $S$ . La matrice solide constituant le milieu poreux peut être considérée comme un ensemble de grains et de canaux de dimensions variables et on peut représenter ce qui se passe dans le milieu poreux par les schémas de la figure I.1. Ces schémas ne peuvent donner qu'une idée de la réalité qui a trois dimensions.

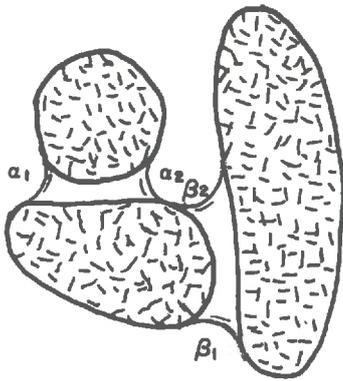
Le milieu poreux est symbolisé par trois grains solides, séparés par des canaux de largeurs différentes. Sur le schéma a), le rayon  $r_1$  des ménisques reliant les grains est déterminé par  $p_{c1}$ . On a alors un degré de saturation  $S_1$ . De a) à b), la pression capillaire a augmenté ; le rayon des interfaces eau-air a donc diminué de  $r_1$  à  $r_2$ . Si la distance entre les grains 1 et 3 est plus grande que  $2r_2$ , le ménisque  $\gamma_1$  ne peut plus exister ; il y a vidange rapide du réservoir que forment les trois grains et l'on obtient le cas du schéma b) où le degré de saturation  $S_2$  est inférieur à  $S_1$ .



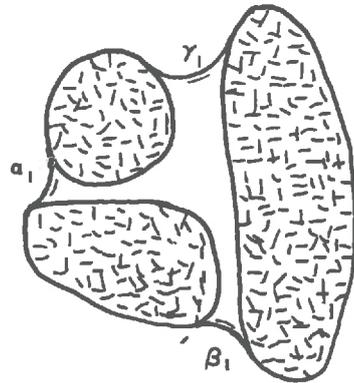
a)  $p_{c1}, r_1, S_1$



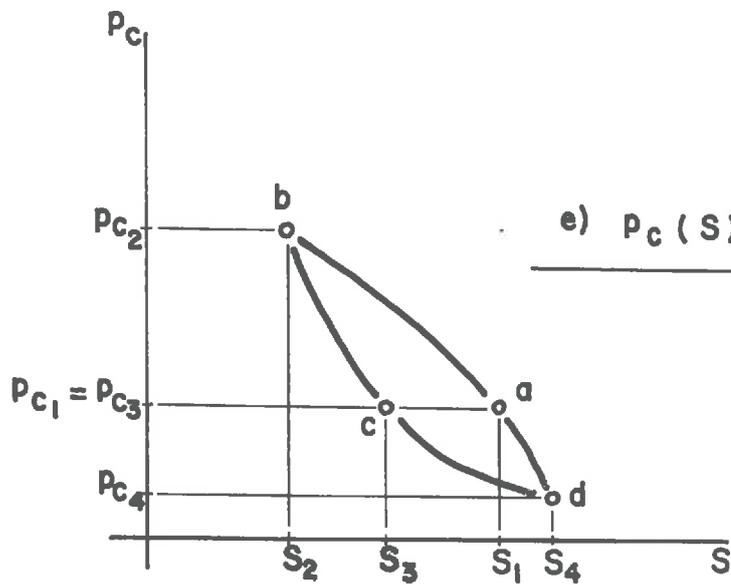
b)  $p_{c2} > p_{c1}, r_2 < r_1, S_2 < S_1$



c)  $p_{c3} = p_{c1}, r_3 = r_1, S_2 < S_3 < S_1$



d)  $p_{c4} < p_{c1}, r_4 > r_1, S_4 > S_1$



e)  $P_c(S)$

Fig. I.1

Nous supposons maintenant (schéma c) que la pression capillaire revient à sa valeur  $p_{c1}$ . Le rayon de courbure des surfaces de séparation eau-air est à nouveau  $r_1$ . Les ménisques  $\alpha_1$  et  $\beta_1$  reprennent la position qu'ils occupaient sur le schéma a) tandis que les ménisques  $\alpha_2$  et  $\beta_2$  se rapprochent l'un de l'autre.

Pour une même pression capillaire, le degré de saturation  $S_3$  (en c) est donc inférieur à  $S_1$  (en a).

Si la pression capillaire augmente suffisamment, les ménisques  $\alpha_2$  et  $\beta_2$  se rejoignent : il y a alors remplissage rapide du réservoir avec apparition du ménisque  $\gamma_1$  entre les grains 1 et 3 (schéma d). A partir de ce cas, une nouvelle baisse de la pression capillaire de  $p_{c4}$  à  $p_{c1}$  redonne le cas obtenu en a).

Il y a donc hystérésis (schéma e) dans la relation, liant la pression capillaire et le degré de saturation  $S$  (THONY , 12 ).

### 1.3 - LOIS D'ÉCOULEMENT

La loi dynamique des écoulements en milieux poreux, qui a été établie par DARCY pour les milieux saturés, peut être généralisée, pour chaque phase, aux milieux non saturés sous la forme

$$q_i = - \frac{k_i}{\mu_i} \text{ grad } (P_i - \rho_i g z) \quad (I.2)$$

où  $k_i$  est le coefficient de perméabilité à la phase  $i$  (dimension  $L^2$ ) et  $\mu_i$  la viscosité dynamique du fluide. Comme dans toute la suite, l'axe  $O_z$  est orienté positivement vers le bas, l'origine étant à la surface du sol.

Notons que le coefficient de perméabilité  $k$  est fonction de la saturation. En effet, considérons une section dans le sol, perpendiculaire à la direction de l'écoulement. Une partie de cette section est constituée d'eau : c'est la surface d'écoulement qui est fonction du degré de saturation.

Pour un flux donné, plus le sol est sec, plus la section de passage de l'eau est faible et plus la vitesse des particules doit être grande : la résistance d'un sol à l'écoulement dépend de son état hydrique.

Notons que dans le gradient moteur apparaissent deux termes : un terme de pression et un terme de gravité.

Rappelons enfin que chaque phase obéit à la loi de continuité

$$\operatorname{div} q_i = -\frac{dS_i}{dt} \quad (\text{I.3})$$

ce qui signifie qu'en général tout transfert d'eau dans un élément de milieu poreux non saturé se traduit par une variation du degré de saturation, sauf en régime permanent.

## II - LE POINT DE VUE PRATIQUE DE L'HYDROLOGIE

### 2.1 - LES GRANDEURS FONDAMENTALES UTILISEES

#### 2.1.1. La teneur en eau

Au lieu du degré de saturation, on utilise la teneur en eau : cette grandeur est en effet facilement mesurable, notamment par les méthodes nucléaires.

Définition : Soit  $\Delta V$  un volume de sol contenant un volume d'eau  $\Delta V_e$ , on appelle teneur en eau volumique le rapport

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

Cette grandeur adimensionnelle est égale à la porosité  $\pi$  lorsque le sol est saturé et elle est reliée au degré de saturation  $S$  par

$$\theta = \pi \cdot s$$

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.

Si la répartition est unidimensionnelle, c'est-à-dire si le profil hydrique est indépendant de la verticale choisie, le volume d'eau  $dV$  contenu dans un cylindre vertical de section  $d\sigma$  et limité par les plans de cote  $Z_1$  et  $Z_2$  est proportionnel à la surface  $d\sigma$

$$dV(Z_1, Z_2) = \iiint_V \theta \cdot dV = d\sigma \int_{Z_1}^{Z_2} \theta \cdot dz \quad (\text{I.4})$$

On appelle stock d'eau l'intégrale  $\int_{z_1}^{z_2} \theta \cdot dz$  (Fig. I.2) : elle représente la quantité d'eau contenue dans une tranche de sol. Notons qu'elle a la dimension d'une longueur : ceci permet de la comparer directement aux pluies.

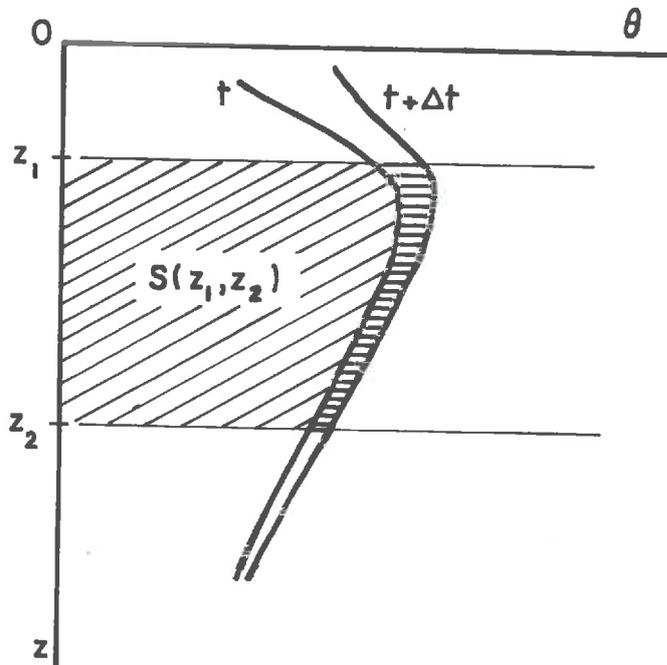


Fig. I.2

Considérons maintenant deux profils hydriques établis aux instants  $t$  et  $t + \Delta t$ . Nous pouvons calculer  $S(z_1, z_2)$  à ces deux instants. Nous connaissons alors la variation du stock  $\Delta S(z_1, z_2)$  entre  $t$  et  $\Delta t$ .

### 2.1.2. La succion

On suppose que dans le sol, l'air constitue une phase continue qui se trouve à la pression atmosphérique. Notons que cette hypothèse peut être fautive dans le cas de sols stratifiés ou hétérogènes : la présence d'interfaces affecte l'écoulement de la phase air qui peut ainsi être en état de compression

ou de dépression suivant le type de l'écoulement de la phase liquide (WAKIL, 18). Si l'on mesure la pression de l'eau du sol par rapport à l'atmosphère (par un tensiomètre relié à un capteur différentiel ou à un manomètre à référence atmosphérique (cf. DAIAN, 6) ceci conduit à définir la succion

$$\psi = \frac{p_e - p_{atm}}{\rho_e \cdot g} = \frac{-p_c}{\rho_e \cdot g} \quad \text{si } p_a = p_{atm}$$

Ce terme est négatif dans la zone non saturée. Il exprime la pression de l'eau, mesurée en hauteur d'eau.

De même qu'il y a hystérésis dans la relation liant la pression capillaire  $p_c$  et le degré de saturation  $S$ , la succion est reliée de façon complexe à la teneur en eau. Du fait de ces phénomènes d'hystérésis entre  $\theta$  et  $\psi$ , il est nécessaire de mesurer indépendamment ces deux grandeurs.

Notons que, si le sol est compressible, la mesure de  $\psi$  défini ci-dessus inclura éventuellement la composante de la charge sur le sol

### 2.1.3. La vitesse d'écoulement

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 précisée précédemment.

Cette grandeur mesure la quantité d'eau qui traverse une surface horizontale unitaire et non la vitesse des particules d'eau : la section de passage réelle du fluide étant égale à la teneur en eau volumique, la vitesse moyenne des particules  $v'$  est reliée au flux  $v$  par

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

## 2.2 - L'EQUATION DE DARCY

### 2.2.1. Expression

L'air est supposé immobile puisque l'on prend

$$p_a = p_{atm}$$

Alors, dans l'équation (I.2) écrite pour la phase eau, on peut remplacer  $\text{grad } p_e$  par  $\frac{1}{\rho_e \cdot g} \text{grad } \psi$  et écrire l'équation de Darcy pour l'eau sous la forme

$$V = -K \text{grad} (\psi - Z) \quad (\text{I.6})$$

où  $K$  est le coefficient de conductivité hydraulique, fonction très fortement non linéaire de  $\theta$ . Ne pas confondre avec  $k$ , coefficient de perméabilité. Ces deux coefficients sont d'ailleurs liés par  $K = \frac{k}{\rho_e \cdot g}$  (dimension :  $LT^{-1}$ )

On définit le potentiel capillaire

$$\phi = \psi - Z \quad (\text{I.7})$$

Alors, si on suppose que l'écoulement est vertical, l'équation (I.6) devient

$$V = -K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial Z} \quad (\text{I.8})$$

### 2.2.2. Flux - Sens de l'écoulement

A partir des variations de la teneur en eau  $\theta$  dans une tranche de sol, on peut calculer le flux et les variations de volume stocké par tation de conservation de l'eau

$$\text{div } V = - \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (\text{I.9})$$

Si le sol est saturé ou très proche de la saturation, on a, dans le cas d'une infiltration  $\frac{\partial \theta}{\partial t} \simeq 0$ , c'est-à-dire écoulement à flux constant sur la tranche de sol considérée : il y a alors transmission complète du volume d'eau infiltré en surface.

On voit, à partir de l'équation (I.4) que le flux est nul dans toute section telle que  $\frac{\partial \phi}{\partial Z} = 0$ . En admettant que l'écoulement est vertical, ceci permet de déterminer, à partir des profils de potentiel  $\phi(Z)$  la zone de flux descendant ( $\frac{\partial \phi}{\partial Z} < 0$ ) et la zone de flux ascendant ( $\frac{\partial \phi}{\partial Z} > 0$ ).

Les configurations les plus courantes du profil de potentiel sont représentées figure I.3, I.4 et I.5. Sur ces figures, les échelles des axes des profondeurs et des potentiels sont supposées identiques.

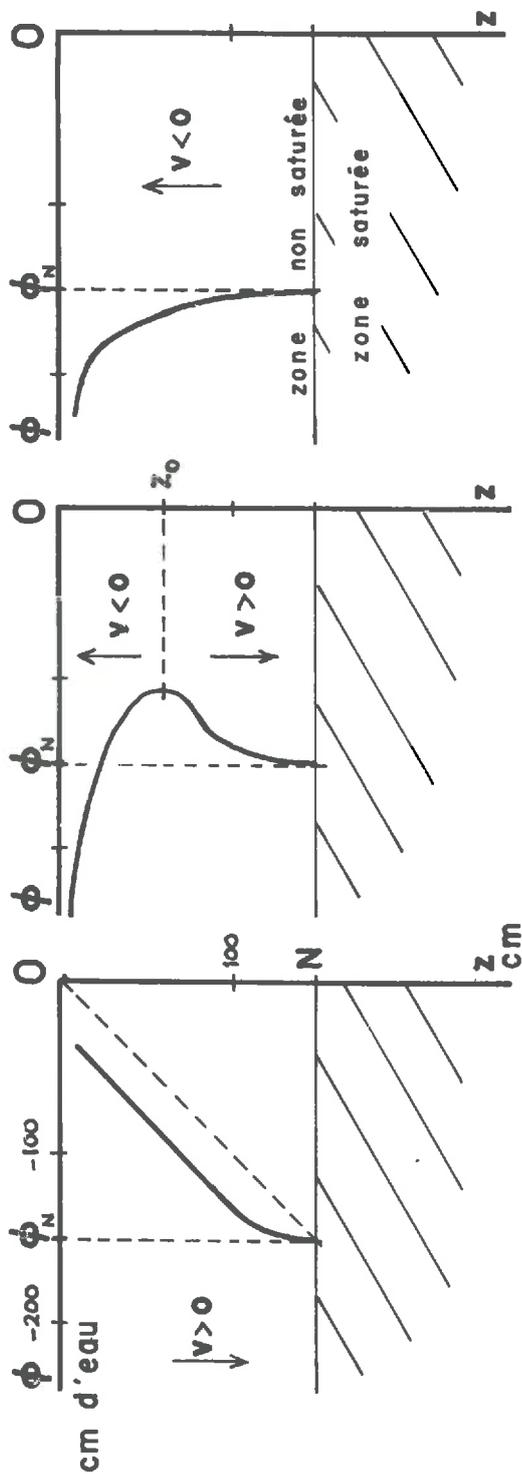


Fig. I.5

Fig. I.4

Fig. I.3

Profils de potentiel

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

$$\phi_N = - Z_N$$

La figure I.3 montre que le gradient de potentiel est négatif dans toute la zone saturée : l'écoulement est descendant en tout point. C'est le cas que l'on obtient durant une pluie. Il arrive en particulier qu'une partie du profil soit une droite de pente 1 comme la branche supérieure sur cette figure : la succion dans cette zone est alors constante, ce qui signifie que le terme de pression de l'équation de DARCY (I.6) est nul. L'écoulement est alors purement gravitaire et on a

$$v = K ( \theta )$$

en tout point.

Lorsque la pluie s'est interrompue, la surface du sol est soumise à l'évaporation. Un écoulement ascendant se forme au niveau de la surface pour intéresser peu à peu une zone de plus en plus profonde tandis qu'au dessous l'infiltration se poursuit. Entre ces deux zones, il existe nécessairement un plan de flux nul qui descend ainsi après une pluie. C'est le cas de la figure I.4. Le point de flux nul A, peut, à la limite atteindre la surface libre comme sur la figure I.5 : toute la zone non saturée est alors soumise à un flux ascendant qui résulte de l'évaporation superficielle.

Le cas de la figure I.4, qui est le plus fréquemment observé sur le terrain, permet de connaître à un instant donné la section  $Z_0$  où le flux est nul. On peut alors calculer le volume écoulé pendant un intervalle de temps  $\Delta t$  à travers toute section Z, par intégration des profils hydriques, à partir de l'équation (I.9)

$$v. \Delta t = - \int_{Z_0}^Z \Delta \theta . dz \quad (I.10)$$

On peut notamment calculer le volume écoulé entre  $t_1$  et  $t_2$  ( $t_2 - t_1 = \Delta t$ ), à travers la surface du sol par évaporation (c'est la différence entre les intégrales des profils hydriques entre les temps  $t_1$  et  $t_2$  et les cotes  $Z_0$  et 0).

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 : une diminution de la teneur en eau peut être due aussi bien à un drainage qu'à une évaporation.

Cela justifie la mesure simultanée des teneurs en eau et des pressions.

### III - LES RELATIONS SUCCION - TENEUR EN EAU

La succion et la teneur en eau ne sont pas indépendantes mais la relation qui les lie n'est pas univoque.

Considérons un volume élémentaire de sol situé dans un profil soumis à un écoulement. On peut le caractériser par sa succion et sa teneur en eau : le point de coordonnées  $(\theta, \psi)$  se trouve dans une zone comprise entre deux courbes (H) et (D) (Fig. I.6) correspondant respectivement à une humidification infiniment lente jusqu'à saturation du volume initialement sec et à un drainage infiniment lent du volume initialement saturé. Ces deux courbes se confondent, lorsque la teneur en eau est à saturation, en un segment parallèle à l'axe des succions pour les faibles valeurs de  $\psi$ . La longueur de ce segment commun à (H) et à (D) caractérise la frange capillaire.

A l'intérieur du domaine, il y a un grand nombre de courbes que peut décrire le point  $(\theta, \psi)$ . Ce sont les "courbes de passage" ou "scanning curve".

La courbe décrite par le point  $(\theta, \psi)$  dépend non seulement des conditions initiales  $(\theta_0, \psi_0)$  et du sens de l'écoulement (humidification ou drainage) (THONY, 12) mais encore du mode de passage de  $\psi_0$  à  $\psi_f$ , succion finale (VAUCLIN, 16) : si, à l'échantillon caractérisé initialement par  $\theta_0$  et  $\psi_0$ , on impose un très grand nombre de pas de succion très petits (en attendant à chaque pas l'équilibre), on obtient une courbe dite courbe statique par opposition à une courbe dite dynamique obtenue en imposant un grand pas de succion. Ainsi pour un drainage, on obtient le cas présenté fig. I.7

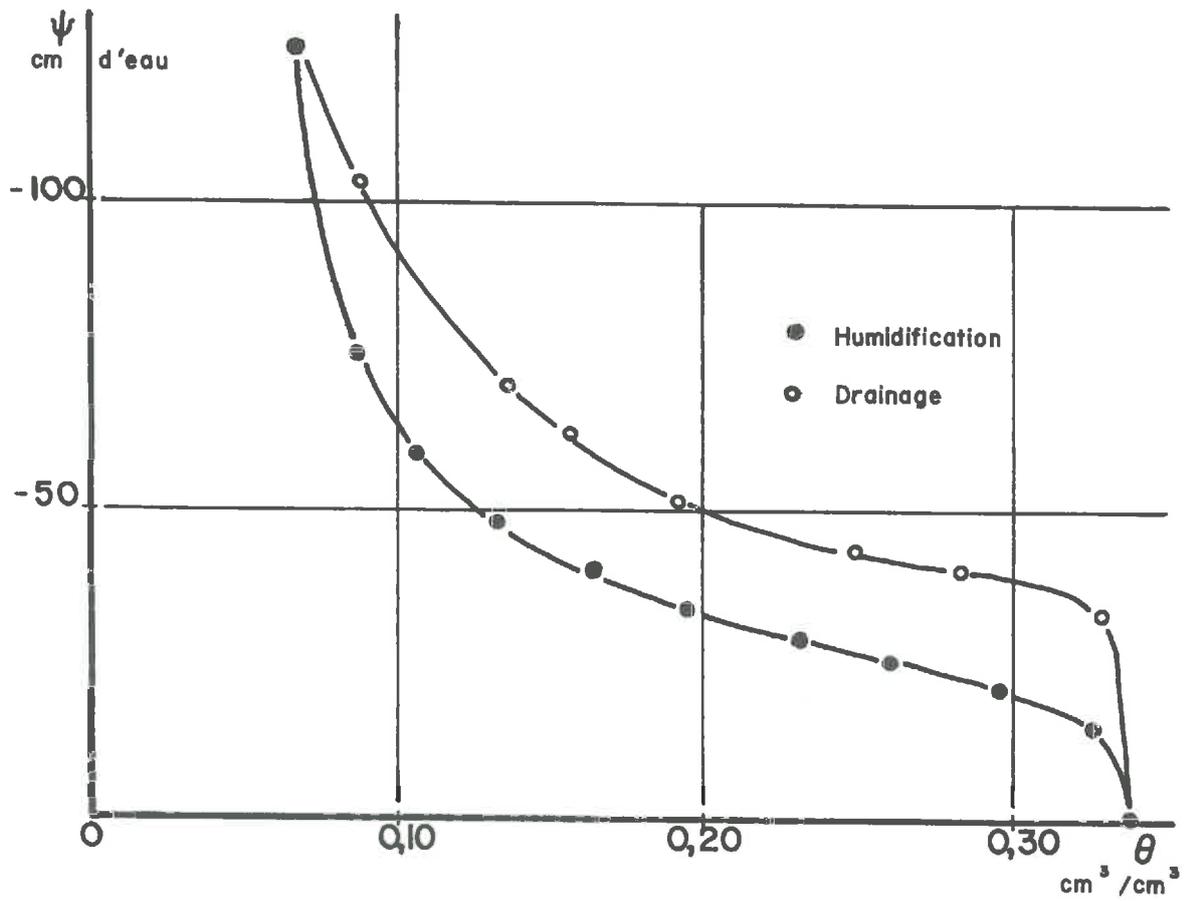


Fig. I.6 - Courbes de succion d'après THONY (12)

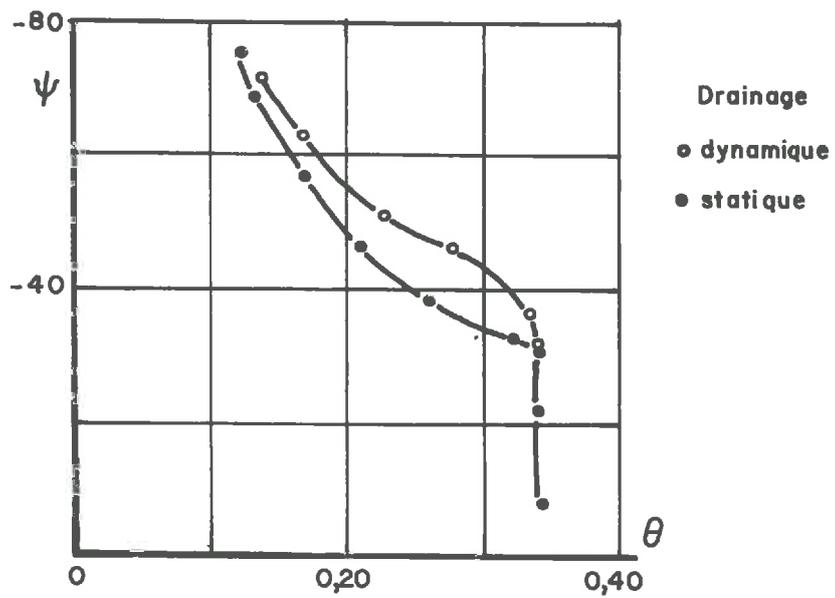


Fig. I.7 - D'après VAUCLIN (16)

*C O N C L U S I O N*  
-----

On remarque qu'il est nécessaire de déterminer  $\theta$  et  $\psi$  par deux méthodes de mesure indépendantes car ces deux grandeurs sont liées par une relation d'hystérésis très complexe.

A partir de la mesure de ces paramètres physiques, on peut obtenir, en utilisant les lois de transfert, les différents termes du bilan hydrique en volume, en flux et en direction.

CHAPITRE II - METHODES DE MESURE "IN SITU"  
-----  
ETALONNAGE D'UNE SONDE A NEUTRONS  
-----

Le but de ce chapitre est de présenter les différentes méthodes de mesure "in situ" des grandeurs définies précédemment, à savoir, la teneur en eau et la succion (ou le potentiel). On trouvera ainsi une description des méthodes de mesure utilisées et une présentation des améliorations possibles pour supprimer ou diminuer certaines difficultés. Une deuxième partie est réservée à l'étalonnage d'une sonde à neutrons, ce point représentant l'une des difficultés essentielles des mesures effectuées.

I - LES METHODES DE MESURE

1.1 - MESURE DU POTENTIEL

Dans toute la zone comprise entre la surface du sol et la nappe, c'est-à-dire dans la zone non saturée, l'eau est en dépression par rapport à la pression atmosphérique. La mesure de la pression de l'eau est effectuée soit par un manomètre, soit par un capteur de pression. Dans les deux cas, cela se traduit par une variation  $\Delta V$  du volume d'eau contenue dans le circuit de mesure. Il est donc nécessaire que l'eau du circuit soit un fluide incompressible : il ne faut pas d'air dans le circuit. Cela nécessite l'utilisation d'un filtre qui sépare les deux phases en présence, l'air et l'eau : une cellule poreuse jouera ce rôle.

### 1.1.1. Principe de la tensiométrie

L'organe essentiel de la mesure est une cellule poreuse en céramique, placée en contact fin avec le sol.

On peut schématiser une paroi poreuse par un milieu homogène percé de capillaires réguliers de diamètre  $d$ .

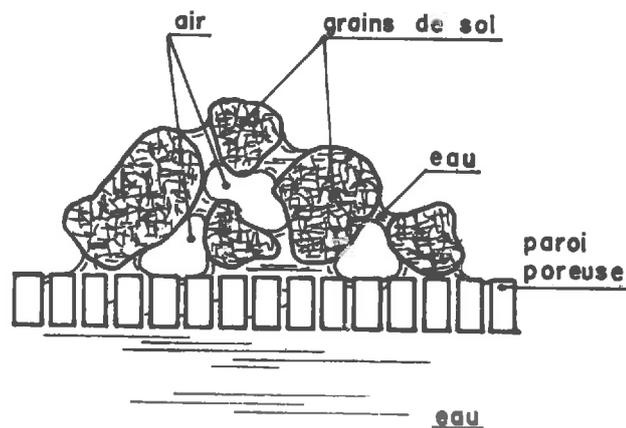


Fig. II.1

La figure II.1 représente une telle paroi : une face est en contact avec un sol non saturé (sol, eau, air), l'autre face avec l'eau pure d'un réservoir. L'eau du sol est reliée à l'eau du réservoir par un certain nombre de pores, assurant ainsi l'égalité des pressions.

D'autres pores en revanche ne sont pas en contact avec l'eau du sol mais avec la phase air. La surface de séparation est alors un ménisque dont le rayon de courbure est donné par la loi de Laplace (équation I.1)

$$r = \frac{2 A}{p_a - p_e}$$

Tant que le rayon de courbure du ménisque est supérieur au rayon des capillaires, l'air ne pénètre pas par les pores et la paroi poreuse

joue le rôle de filtre semi-perméable.

Lorsque le rayon des ménisques est égal au rayon des capillaires, la pression capillaire (grandeur négative car c'est une dépression) est égale, par définition, à la pression d'entrée d'air  $p_{ent}$ .

En réalité, les diamètres des pores ne sont pas uniformes : la pression d'entrée d'air est donc définie par le rayon du pore le plus grand.

Tant que  $p_c$  est supérieur à  $p_{ent}$  (en valeurs absolues), l'air du milieu triphasique sol-eau-air ne peut traverser la paroi poreuse. La pression d'entrée d'air est donc une limite du système de mesure.

Une autre limite provient de la vaporisation de l'eau du réservoir. Selon la concentration d'air dissous dans l'eau, des bulles peuvent se former dans le réservoir dès que la dépression de l'eau par rapport à l'air est de 0,5 bar. En utilisant de l'eau désaérée, on peut obtenir des mesures jusqu'à 0,7 bar. La paroi poreuse assure donc l'égalité des pressions entre l'eau du sol et l'enceinte remplie d'eau, et ce, tant qu'elle est saturée.

Supposons que se produise une variation de succion. Pour parvenir à un nouvel équilibre, il faut qu'une certaine quantité d'eau traverse la paroi poreuse. La céramique oppose une résistance à cet écoulement. On montre, en négligeant tout autre facteur, que l'inertie est caractérisée par la constante de temps

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

où  $K'$  est la conductance de la céramique (proportionnelle à la perméabilité et à la surface présentée au sol) et  $S$  la sensibilité qui caractérise le procédé de mesure ( $S = \frac{\Delta\Psi}{\Delta V}$ ) (WATSON, 19).

En fait, la constante de temps ne donne pas une grandeur exacte du temps de réponse car le volume d'eau écoulé à travers la céramique modifie l'humidité du sol au voisinage de la bougie. Il faut donc attendre que cette variation s'efface par un échange d'eau avec les couches voisines.

### 1.1.2. Dispositif tensiométrique et enregistrement

Le dispositif que nous avons utilisé est le suivant :

Dix tensiomètres sont plantés dans le sol, les cellules poreuses étant à différentes cotes, ce qui permet de déterminer le profil de potentiel. Chaque tensiomètre est relié à un capteur de pression unique, par l'intermédiaire d'une vanne multivoie (DAIAN-VACHAUD, 7). Le signal de sortie du capteur est amplifié et enregistré (schéma II.2).

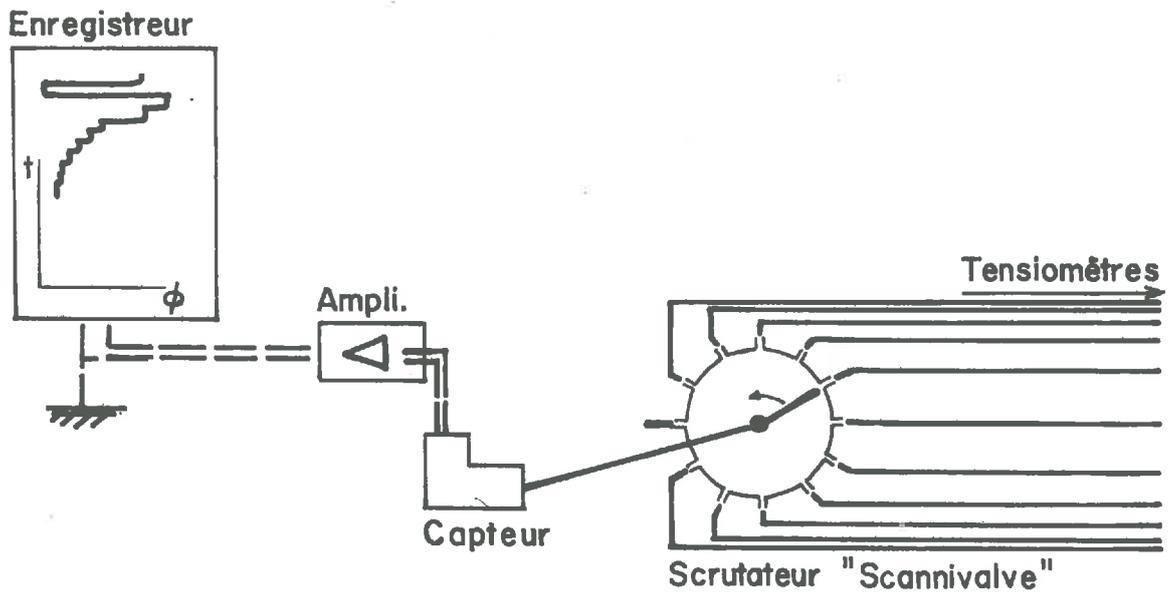
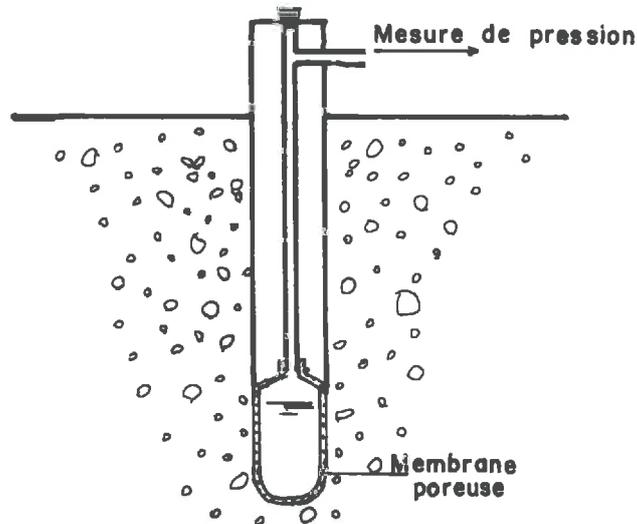


Fig. II.2

a) Le tensiomètre

Le tensiomètre est donc constitué d'une cellule poreuse reliée au système de mesure par un circuit hydraulique constitué ainsi (Fig. II.3) :



- un tube en cuivre ( $\phi_i \simeq 8$  mm) est collé sur la cellule et protégé par une canne de PVC. Cet ensemble est dans le sol : seule la tête du tensiomètre est au dessus du sol, permettant la purge d'air du circuit par un bouchon.

- un tube fin ( $\phi_i \simeq 2$  mm), en cuivre, également, est branché sur la tête du tensiomètre et permet la liaison, via un tube souple (en nylon), jusqu'à la vanne multivoie.

b) La vanne multivoie

Elle comprend un stator qui porte 12 prises de pression d'entrée et une sortie unique, et un rotor permettant la connection d'une des voies d'entrée à la voie de sortie. Le rotor, tournant d'un douzième de tour au bout d'un pas de temps choisi, permet donc de mesurer douze pressions avec un seul capteur et un seul dispositif d'enregistrement.

Le temps de scrutation choisi est de 5 ou 10 minutes. Une durée de 5 minutes est suffisante pour que l'équilibre soit réalisé dans le circuit hydraulique capteur-vanne multivoie-bougie poreuse-sol (DAIAN , 6 ).

c) Le capteur de pression

Il est très pratique d'utiliser un capteur de pression différentiel, qui donne donc directement la différence entre la pression de l'eau et la pression atmosphérique.

Le signal du capteur de pression est amplifié et enregistré.

d) L'enregistreur

C'est un enregistreur de chantier : une bande de papier se déroule à une vitesse adaptable au rythme de mesure.

1.1.3. Inconvénients - Améliorations

La mesure du potentiel ne peut être effectuée que si le circuit hydraulique est saturé. Or, il arrive qu'il n'y ait pas étanchéité complète, particulièrement au droit d'un raccord entre deux tubes, les risques de fuites étant accentuées lorsque la dépression qui règne dans le circuit est importante.

Si la dépression est suffisamment grande, il peut y avoir apparition de bulles d'air provenant de l'air dissous dans l'eau.

Lorsqu'il y a de l'air dans le circuit hydraulique entre la capsule poreuse et le capteur, la mesure effectuée est faussée et, ce qui est plus grave, cet air est distribué dans toutes les voies de mesure par la vanne multivoie et ainsi ce n'est pas uniquement la mesure relative à un tensiomètre qui est faussée, mais l'ensemble des mesures.

C'est là l'inconvénient majeur de la scrutation hydraulique.

Dans un autre domaine, on peut reprocher à cette méthode d'enregistrement d'être lourde : en effet, les mesures sont enregistrées sur un rouleau de papier enregistreur dont le dépouillement est fastidieux.

Pour remédier à ces deux inconvénients, des modifications ont été apportées, en plusieurs étapes, au système de mesure et d'enregistrement. Sans entrer dans les détails de l'évolution nous retiendrons les points importants qui sont les suivants :

a) La série de tensiomètres associée par une vanne multivoie à un capteur unique est remplacée avantageusement par une série de tensio-capteurs : chaque tensiomètre contient un capteur de pression. Ainsi le circuit hydraulique

est beaucoup plus court et la présence d'air dans l'un des tensio-capteurs ne fausse que la mesure de celui-ci.

b) L'enregistrement des mesures est également modifié. En effet, le signal de sortie du capteur est amplifié, transformé en fréquence et enregistré sur bande magnétique. Le traitement des données est alors fait à l'ordinateur.

La combinaison de ces deux améliorations a été possible grâce à la mise au point au Laboratoire d'un enregistreur magnétique multivoie.

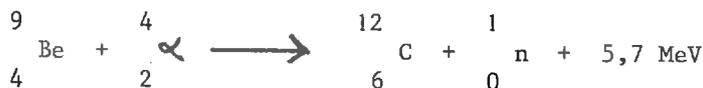
Pour plus de précisions sur ces méthodes de mesure, on pourra se reporter à l'article de VACHAUD et al ( 15 ) et à la notice de BOLCATO-VACHAUD ( 3 ).

## 1.2 - MESURE DE LA TENEUR EN EAU

Elle est effectuée par une sonde à neutrons qui est constituée d'une source émettrice de neutrons rapides et d'un détecteur de neutrons lents.

### 1.2.1. La source - Principe

Elle est constituée par un mélange d'Américium et de Béryllium. Les particules  $\alpha$  émises par l'Américium bombardent le Béryllium : on obtient des neutrons pourvus d'une grande énergie



La source émet les neutrons rapides dans le sol. Les chocs avec les atomes rencontrés dissipent de l'énergie. Lors d'un choc, plus les masses des particules sont voisines, plus la perte d'énergie est grande. Les neutrons rapides sont ainsi fortement ralentis lorsqu'ils rencontrent des atomes d'hydrogène, si bien que ce ralentissement est, en première approximation, directement proportionnel à la teneur en atomes d'hydrogène du sol. Une fois arrivés à un état d'énergie limite, les neutrons sont thermalisés et subissent des chocs élastiques au contact des atomes d'hydrogène. Un certain nombre reviennent au détecteur.

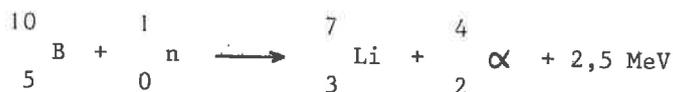
Nous allons suivre plus précisément l'interaction des neutrons avec la matière (en laissant de côté les interactions neutrons-électrons qui ne donnent lieu qu'à de faibles échanges d'énergie).

En plus des chocs neutrons-noyaux qui ralentissent les neutrons d'autant plus que la masse du noyau est petite, il existe une capacité d'absorption des neutrons ralentis par certains corps. Cette capacité d'absorption dépend de la surface d'arrêt que représente le noyau pour le neutron : cette surface est la "section efficace" du corps ou "section de capture". Elle varie avec la nature et l'énergie du projectile et avec la nature de la cible.

Parmi les corps qui arrêtent fortement les neutrons, notons le lithium, le bore, le chlore, le manganèse et le cadmium. Ainsi, il convient de s'assurer que les sols testés ne contiennent pas de teneur élevée de ces corps absorbants : une analyse chimique est utile.

#### 1.2.2. Détection des neutrons lents

Le détecteur contient du fluorure de bore  $\text{BF}_3$ . La réaction entre un neutron lent et atome de bore  $^{10}\text{B}$  produit une particule  $\alpha$  dotée d'une énergie importante. La particule  $\alpha$  ionise fortement le gaz, ce qui provoque une décharge dans le compteur d'où la possibilité de compter les neutrons



#### 1.2.3. Précision de la mesure - Dérive

Pour une valeur théorique de comptage  $N$  correspondant au nombre de coups enregistrés pendant le temps de comptage, l'erreur relative donnant un degré de certitude de 95 % est

$$\frac{\Delta N}{N} = \frac{Z}{\sqrt{N}}$$

On a donc intérêt à prendre un temps de comptage assez grand pour améliorer la précision de la mesure.

On peut constater une certaine dérive des indications : deux causes sont possibles :

- la période des sources étant de quelques dizaines d'années, des

variations assez sensibles peuvent être enregistrées à long terme,

- les conditions de mesure (charge des batteries, température, humidité peuvent faire varier les propriétés de l'ensemble du dispositif.

Pour remédier à ces dérives, on rapporte les comptages à des comptages standards effectués avant et après chaque série de mesures. La sonde est alors placée dans son enceinte de transport.

#### 1.2.4. Pratique de la mesure

Afin de pouvoir procéder à la mesure de la teneur en eau par une sonde à neutrons, il est nécessaire de mettre en place un tube d'accès.

##### a) Le tube d'accès

Les caractéristiques du tube doivent être les suivantes :

- le diamètre intérieur  $\phi_i$  est imposé par les dimensions de l'ensemble source-détecteur. En général, le diamètre choisi est 40 mm.

- le diamètre extérieur  $\phi_e$  doit être le plus proche possible de  $\phi_i$  pour que les radiations traversent le moins de matière possible. Un diamètre  $\phi_e$  de 45 mm est compatible également avec la solidité du tube.

- la longueur du tube est déterminée par la profondeur des mesures que l'on veut effectuer.

- le tube doit être en matériau léger afin d'arrêter un minimum de radiation : un tube en duralumin convient.

- pour assurer l'étanchéité et faciliter la mise en place, le tube doit être muni d'une pointe conique.

##### b) Sa mise en place

Il est nécessaire, lors de la mise en place du tube, d'éviter de remanier le sol (compression, cisaillement) et d'assurer le meilleur contact possible entre le sol et le tube. Il y a deux raisons à cela : d'une part, tout espace entre le tube et le sol peut créer un passage privilégié de l'eau et ainsi, gravement fausser les mesures radioactives, d'autre part, tout vide engendre une dépression et un étalement du flux de neutrons thermiques autour de la source, ce qui fausse également les mesures.

Pour la mise en place du tube, on peut donc procéder comme suit (Fig. II.4) :

- on fait un avant-trou avec une tarière de diamètre 35 mm (schéma a),
- on introduit à force un tube de guidage qui a le même diamètre extérieur que le tube d'accès (45 mm). Ce tube de guidage doit être résistant et renforcé au sommet pour être enfoncé par un mouton (schéma b),
- on répète cette séquence, à savoir une passe à la tarière (schéma c) et une avance du tube de guidage au mouton, jusqu'à ce que ce tube soit presque entièrement enfoncé. On le sort alors avec une pince spéciale (schéma d) en évitant de faire pivoter le tube pour ne pas provoquer de cisaillement du sol.

Il est très pratique de procéder ainsi en utilisant d'abord une tarière et un tube de guidage de 1 mètre environ puis lorsque le trou est profond d'environ 1 mètre, d'utiliser des outils de 2 mètres, puis de 3 mètres.

Quand on a atteint la profondeur désirée, on retire le dernier tube de guidage et on met en place le tube d'accès (schéma e). Cette méthode est très pratique et très rapide sauf dans les sols argileux (on a alors des difficultés pour sortir les tubes de guidage du sol) et dans les sols contenant des éléments assez gros (le tube de guidage peut être arrêté par une pierre ; il faut alors recommencer un peu plus loin).

Lors de la mise en place du tube d'accès, on peut prélever des échantillons de sol afin de recueillir le maximum de renseignements sur le sol à l'emplacement du sondage (densité, densité sèche, teneur en eau, granulométrie..) et pour établir la courbe d'étalonnage de la sonde.

#### c) Les mesures

Pour procéder à la mesure, on utilise donc une sonde à neutrons et son échellé de comptage associée.

En plus de la source et du détecteur contenus dans un cylindre, la sonde a une partie mécanique qui permet le positionnement de l'ensemble source-détecteur. Les informations recueillies par le détecteur sont transmises à l'échelle de comptage qui visualise le nombre de neutrons détectés pendant un temps donné.

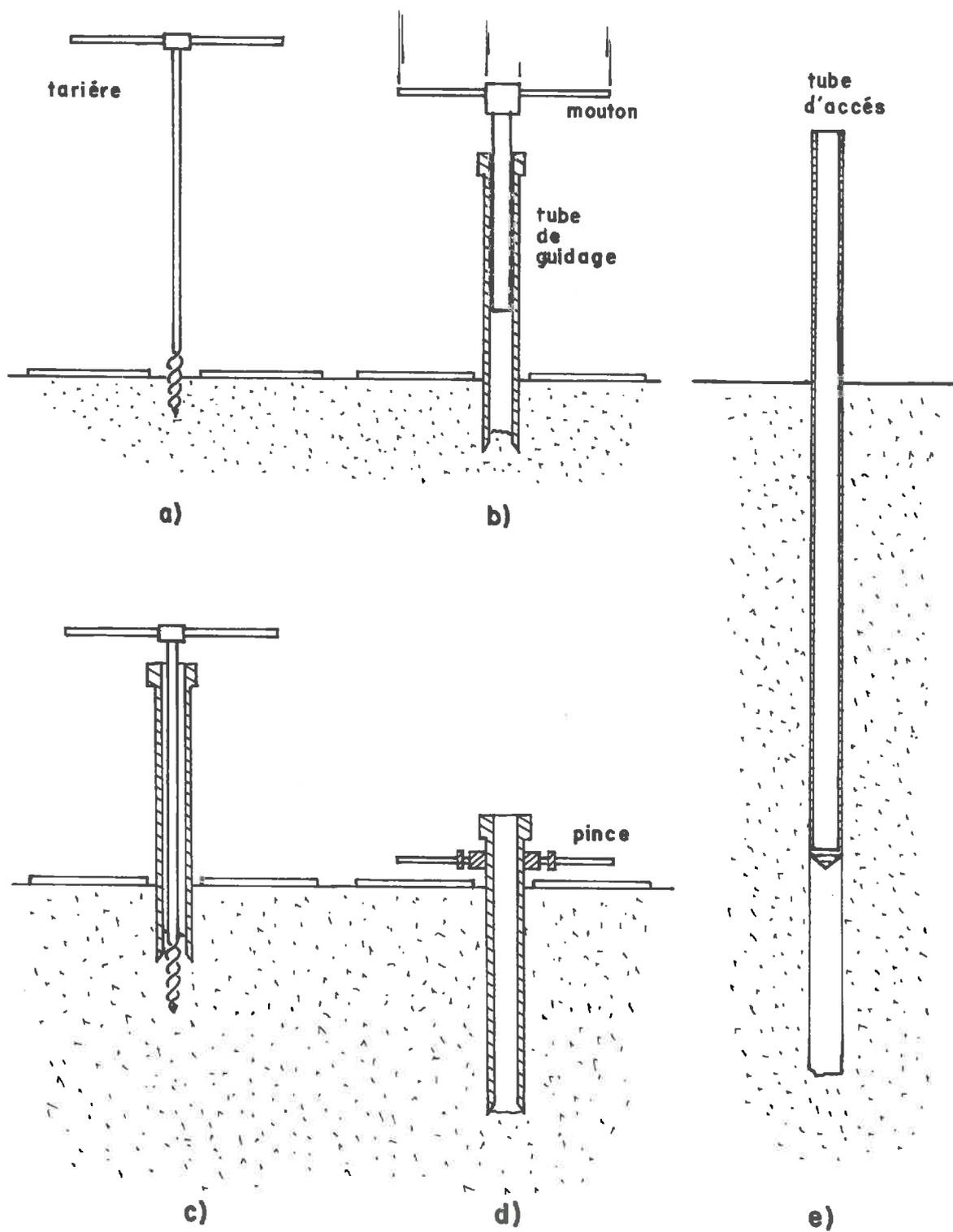


Fig. II.4\_ Mise en place du tube d'accès

Afin d'obtenir la teneur en eau, il est nécessaire de connaître la courbe d'étalonnage de la sonde à neutrons utilisée pour le site considéré. C'est l'objet de la deuxième partie de ce chapitre.

## II - DETERMINATION DE LA COURBE D'ETALONNAGE DES SONDES A NEUTRONS POUR UN SITE DONNE

Pour le calcul de l'humidité volumique  $\theta$  d'un sol à partir du comptage  $N$  effectué par une sonde à neutrons, il faut connaître la relation  $\theta = f(N)$  reliant ces deux grandeurs. Il faut donc, avant d'entamer une campagne de mesures sur un site donné, déterminer la courbe d'étalonnage de la sonde à neutrons utilisée.

On admet en général que la courbe d'étalonnage d'une sonde à neutrons est une droite ne passant pas nécessairement par l'origine car la présence de matières autres que l'eau n'est pas sans effet sur le ralentissement des neutrons rapides (cf. paragraphe 1.2.1. de ce chapitre). Cette influence est cependant faible devant l'influence de l'eau.

On dispose de deux méthodes pour déterminer la courbe d'étalonnage. La première, méthode classique par gravimétrie, consiste à effectuer une corrélation entre le comptage à une cote  $z$  et l'humidité d'échantillons de sol prélevés à la même cote. Dans la seconde, on procède à une analyse chimique du sol et on applique un schéma mathématique de diffusion. Nous allons examiner ces deux méthodes et les comparer.

### 2.1 - LA METHODE CLASSIQUE PAR GRAVIMETRIE

#### 2.1.1. Principe

Il nous faut connaître la teneur en eau volumique  $\theta$  à différentes cotes pour que, en effectuant un sondage neutronique, on puisse relier le comptage  $N(z)$  ou le comptage rapporté au comptage standard,  $n(z)$ , à  $\theta$  pour chaque cote et ainsi, établir la courbe d'étalonnage de la sonde à neutrons.

Pour connaître  $\theta$ , deux méthodes se présentent, qui peuvent d'ailleurs être utilisées en même temps à titre de vérification.

Dans l'une, on procède au prélèvement d'échantillons de sol, non remaniés, qui, après pesée et détermination du volume sont mis à l'étuve à 105°C durant 24 heures pour être à nouveau pesés, desséchés. On calcule alors la teneur en eau volumique avec une incertitude relative d'autant plus grande que le volume de l'échantillon est faible.

Ainsi, l'erreur relative sur le volume d'un échantillon cylindrique (diamètre  $40 \pm 1$  mm ; hauteur  $100 \pm 3$  mm) est de 8 %. C'est également l'erreur relative sur la teneur en eau. Cette méthode n'est précise que si les échantillons non remaniés sont de grandes dimensions.

Dans la seconde, les échantillons prélevés peuvent être remaniés. Ils sont pesés, humides puis secs. On détermine alors pour chaque échantillon la teneur en eau pondérale  $W$ , qui est le rapport entre la masse d'eau contenue dans le volume de sol et la masse du sol sec de ce même volume. Pour obtenir la teneur en eau volumique  $\theta$ , il est nécessaire de connaître la masse volumique (humide ou sèche) du sol. Pour cela, on utilise la gammamétrie.

### 2.1.2. La Gammamétrie

Une sonde à rayons gamma comprend une source (césium 137) qui émet des photons gamma et un détecteur qui sont séparés par un écran de plomb pour qu'aucune radiation ne puisse atteindre le détecteur directement

L'interaction photon-matière peut s'effectuer suivant trois processus qui sont l'effet de paires, l'effet Compton et l'effet photoélectrique. Pour les sources utilisées habituellement, l'énergie du rayonnement est inférieure à 1.3 MeV ; on ne rencontre alors que les deux derniers.

#### - L'effet photoélectrique

L'interaction n'a lieu qu'avec des électrons liés se trouvant sur les couches proches du noyau : il y a absorption avec éjection d'un électron. Le nombre d'interactions donne une mesure de la masse volumique du sol.

#### - L'effet Compton

L'interaction a lieu dans ce cas avec les électrons périphériques des atomes. Le photon incident cède une partie de son énergie et est dévié de sa trajectoire. Cette interaction est caractérisée par la section efficace de

l'électron  $\sigma_e$ . Pour un atome, la section efficace  $\sigma_a$  est proportionnelle au numéro atomique

$$\sigma_a = Z \cdot \sigma_e$$

Le nombre d'interactions de diffusion Compton est proportionnel à

$$\sigma_e \cdot \frac{Z}{A} \cdot N_A \cdot \rho$$

où  $A$  est la masse atomique et  $N_A$  le nombre d'Avogadro.

Dans les sols, on ne trouve que des éléments relativement légers pour lesquels  $\frac{Z}{A}$  est pratiquement constant et égal à 1/2 (sauf pour l'hydrogène pour lequel ce rapport vaut 1).

En première approximation, le nombre d'interactions donne une mesure directe de la masse volumique.

On peut facilement étendre ce raisonnement à un sol constitué d'un ensemble d'éléments dans des proportions bien définies, en faisant l'hypothèse de l'additivité des sections efficaces. Le pourcentage pondéral d'hydrogène est alors très petit. Le nombre d'interactions ne dépend pratiquement que de la masse volumique du sol (matrice solide + phase liquide).

Pour une énergie supérieure à 0,1 MeV, l'effet Compton est prépondérant. On peut alors négliger l'effet photoélectrique. Pour les énergies plus faibles, c'est l'inverse.

Dans le cas de la sonde que nous utilisons, on mesure, par un compteur Geiger-Müller, le nombre de photons qui ont été déviés et qui sont renvoyés vers le détecteur.

A la différence avec une sonde à neutrons pour laquelle l'étalonnage dépend de la nature du sol, la courbe d'étalonnage d'une sonde à rayons gamma est pratiquement unique. CHRISTENSEN ( 4 ) a montré que la teneur en eau (par son effet sur le rapport  $Z/A$ ) a une influence qui est cependant négligeable dans notre cas.

On peut contrôler relativement facilement l'étalonnage d'une sonde à rayons gamma en prélevant des échantillons non remaniés.

### 2.1.3. Exemple de résultats

Après avoir prélevé des échantillons remaniés sur le site de mesure de l'Hallue (Somme) lors de la mise en place du tube d'accès, nous avons déterminé la teneur en eau pondérale pour chaque échantillon. Les résultats ont été consignés dans un tableau. Ainsi, dans le tableau (II.1), on trouve en deuxième colonne la teneur en eau pondérale  $W$ , en gramme d'eau par gramme de sol sec pour les cotes indiquées en première colonne.

Un sondage par rayons gamma a été effectué immédiatement après la mise en place du tube d'accès. Nous avons rapporté le comptage relatif à chaque cote de mesure à un comptage standard effectué dans l'enceinte de transport, ceci afin d'éviter l'influence d'une dérive éventuelle des indications (voir 1.2.3.). Les valeurs du rapport de comptage ont été reportées en colonne 3 du tableau (II.1).

La sonde à rayons gamma utilisée ayant été précédemment étalonnée (DAIAN , 6 ) nous avons pu calculer la masse volumique humide du sol

$$\rho = 3.1420 - 2.347 m$$

Ces valeurs sont reportées en colonne 4.

Connaissant la teneur en eau pondérale  $W$  et la masse volumique  $\rho$ , nous pouvons calculer la masse volumique sèche  $\rho_s$ . En effet, la définition de  $W$  peut s'écrire

$$W = \frac{\rho - \rho_s}{\rho_s}$$

d'où

$$\rho_s = \frac{\rho}{W + 1}$$

Nous pouvons alors calculer la teneur en eau volumique  $\theta$

$$\theta = \frac{\rho_s}{\rho_e} W$$

Les colonnes 5 et 6 du tableau (II.1) reproduisent respectivement les valeurs de  $\rho_s$  et de  $\theta$ . En dernière colonne, on trouve  $n$ , le rapport de comptage obtenu pour chaque cote à la sonde neutronique.

Z cm	W g/g	m	$\rho$ g/cm <sup>3</sup>	$\rho_s$ g/cm <sup>3</sup>	$\theta$ cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	$n$
10	0.220	0.631	1.66	1.36	0.30	0.561
20	0.220	0.708	1.48	1.21	0.275	0.528
30	0.222	0.655	1.605	1.31	0.29	0.507
40	0.222	0.659	1.596	1.306	0.27	0.500
50	0.188	0.659	1.596	1.34	0.25	0.522
60	0.188	0.608	1.715	1.44	0.265	0.530
70	0.182	0.587	1.765	1.49	0.27	0.526
80	0.175	0.590	1.76	1.495	0.26	0.529
90	0.172	0.575	1.79	1.53	0.26	0.541
100	0.170	0.572	1.80	1.54	0.27	0.555
110	0.174	0.566	1.815	1.545	0.255	0.554
120	0.164	0.559	1.83	1.57	0.26	0.576
130	0.168	0.545	1.865	1.595	0.27	0.591
...	.....	.....	.....	.....	.....	.....

Tableau (II.1)

Ainsi on dispose de  $n$  et  $\theta$  pour différentes cotes. Le sol étant homogène dans le cas qui nous intéresse, la relation  $\theta = f(n)$  doit être indépendante de la cote. Les points ont été reportés sur un graphique (Fig. II.5). Le nuage de points obtenu ne permet pas de déterminer la droite d'étalonnage avec précision. En supposant que pour une teneur en eau nulle, le comptage est nul (ce qui est vrai en première approximation), on peut tracer une droite d'équation

$$\theta = 0,48 n$$

qui ne peut être que très approchée. Notons que la droite de régression  $r_1$  entre  $\theta$  et  $n$  a pour équation

$$\theta = 0.049 + 0.404 n$$

le coefficient de corrélation est

$$r = 0.815$$

Si on se limite aux 25 points obtenus lors de la mise en place du tube d'accès, la droite de régression  $r_2$  a alors pour équation

$$\theta = 0.062 + 0.380 n$$

La corrélation est alors meilleure

$$r = 0.892$$

Ainsi, nous avons le choix entre trois équations  $\theta(n)$  qui diffèrent non seulement par l'ordonnée à l'origine mais surtout par la pente, ce qui en terme de bilan hydrique a une grande importance.

Notons que dans le cas de sols hétérogènes, la détermination d'une "courbe d'étalonnage" peut être rendue plus difficile encore, chaque type de sol ayant sa courbe propre.

Ainsi, pour un sol sableux avec hétérogénéités d'aliôs et de gravier, nous avons obtenu (Fig. II.6) une distribution de points assez lâche. Il est d'autant plus difficile d'en tirer des informations quant à la courbe d'étalonnage que le nombre de points est relativement faible (10 pour la zone sableuse et 2 pour l'aliôs). On peut cependant définir relativement bien la droite correspondant à la zone sableuse en faisant l'hypothèse qu'elle passe par l'origine. Les deux points correspondants à l'aliôs ne permettent naturellement pas de préciser une droite relative à ce type de sol.

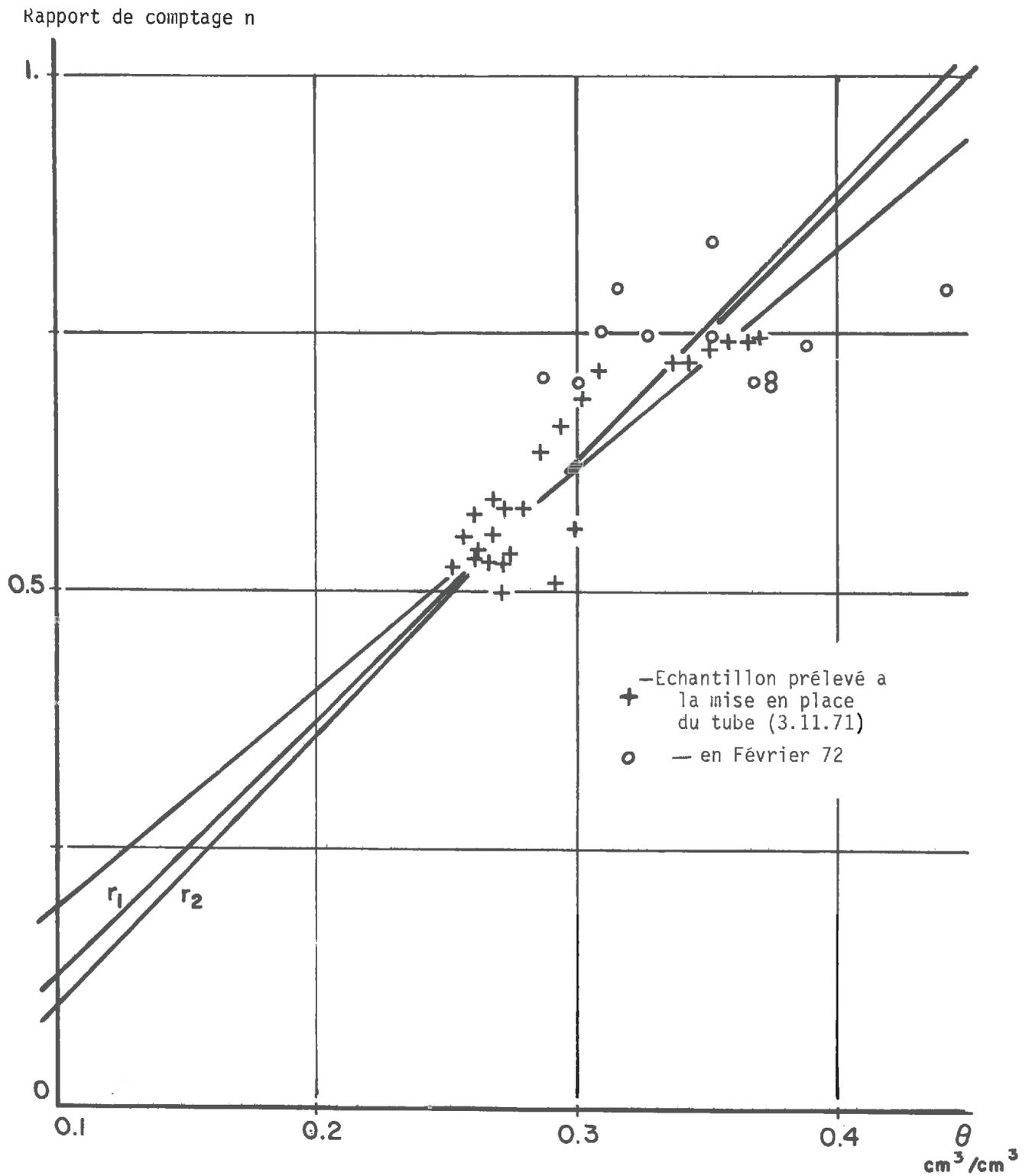


Fig. II.5 - Etalonnage de sonde à neutrons - station d'Hérissart

Rapport de comptage n

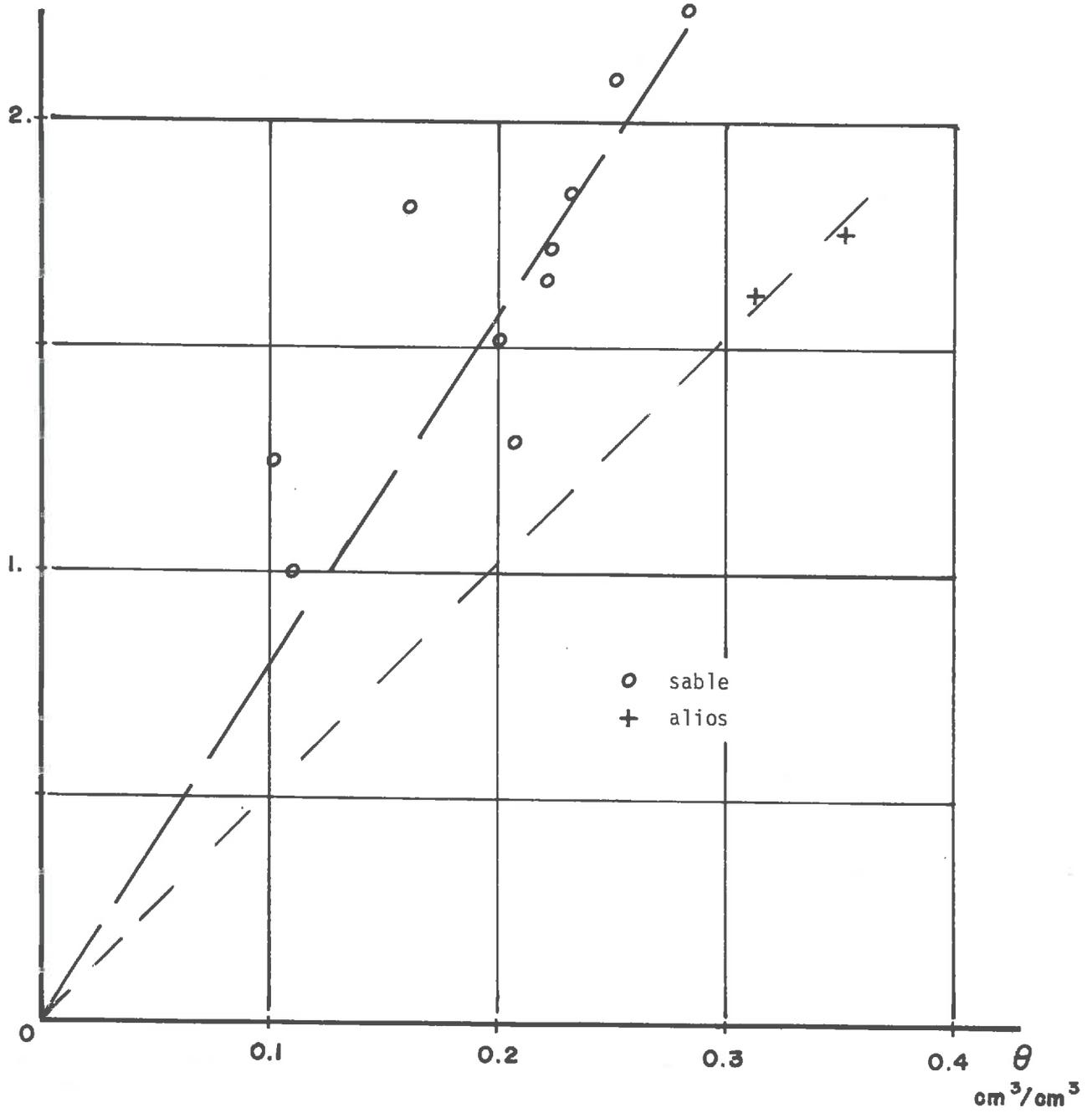


Fig. II.6 - Etalonnage de sonde à neutrons - station d'Ambeliet

On note donc que la méthode d'étalonnage d'une sonde à neutrons par gravimétrie ne permet pas de définir avec certitude la courbe d'étalonnage. On peut rapidement en rechercher les raisons.

La droite d'étalonnage dépend du comptage de la sonde à neutrons et de la détermination de  $\theta$ , c'est-à-dire de la teneur en eau pondérale  $W$  et de la densité du sol.

- Le comptage est un phénomène aléatoire (voir paragraphe 1.2.3. de ce chapitre). La valeur du comptage est obtenue à moins de 2 % près suivant l'intensité de ce comptage.

- La teneur en eau pondérale est déterminée à la suite de trois pesées à 0,1 g près chacune pour une masse d'eau de 20 à 80 g. Elle est donc connue à moins de 1,5 % près.

- La densité du sol est déterminée par sondage gamme. L'incertitude sur  $\rho$  est donc liée à la précision du comptage et au choix de la droite d'étalonnage de la sonde gamma.

La précision du comptage est du même ordre de grandeur que pour la sonde à neutrons. De plus, il est difficile d'évaluer l'erreur introduite par le choix de la droite d'étalonnage de la sonde gamma.

- La variation de  $\theta$  sur un profil est en général assez faible : on ne définit alors qu'une plage de mesure restreinte, d'où la difficulté de déterminer la pente de la droite.

- Enfin, la sonde est sensible à une zone importante de sol, appelée sphère d'influence (de 15 à 40 cm de diamètre suivant l'état hydrique local du sol).

On ne sait pas ce que l'on mesure exactement lorsqu'on se trouve à l'interface de deux zones différentes (LAWLESS et al., 10 - BELL et al., 1).

La répercussion de toutes ces incertitudes sur l'établissement de la droite d'étalonnage d'une sonde à neutrons est donc difficilement estimable.

L'étalonnage par gravimétrie d'une sonde à neutrons pour un site donné est donc assez délicate. Elle nécessite de nombreuses précautions et la

recherche de la meilleure précision possible durant la mise en oeuvre de la méthode d'établissement de la courbe d'étalonnage.

## 2.2 - DETERMINATION DE LA COURBE D'ETALONNAGE PAR L'ANALYSE CHIMIQUE DES SOLS

Un modèle mathématique de représentation de la sonde et du milieu étudié a été mis au point ( 5 , COUCHAT) à partir de la théorie à trois groupes de diffusion des neutrons. Ce modèle tient compte de la dépression et de l'étalement du flux thermique dus à la présence du tubage, du spectre d'émission de la source, du rendement et du niveau énergétique de détection des compteurs. L'influence de la densité sèche  $\rho_s$  amène à une équation générale des courbes d'étalonnage de la forme  $N = f ( H_v , \rho_s , \alpha , \beta , \gamma , \delta )$  où  $\alpha$  ,  $\beta$  ,  $\gamma$  et  $\delta$  sont des constantes fournies par le calcul à partir de l'analyse chimique des sols.

### 2.2.1. Calcul du ralentissement et de la diffusion des neutrons

#### Différents paramètres influents

Le modèle théorique qui semble le mieux adapté actuellement à la recherche de la répartition du flux thermique autour de la source de neutrons rapides est le modèle à trois groupes de neutrons ( OLGAARD, 11 - TITTLE , 13 ). Connaissant la composition pondérale des éléments du sol humide, le flux thermique autour d'une source ponctuelle est donné par l'équation (1) où les trois groupes figurent de façon homogène. Deux groupes sont des groupes rapides, le troisième est thermique .

$$(1) \quad \phi_{th}(r) = \frac{q_0 L_3^2}{4\pi D_3 r} \sum_{i,j,k} \frac{L_i^2 \exp(-r/L_i)}{(L_i^2 - L_j^2)(L_i^2 - L_k^2)}$$

$r$  est la distance à la source,  $q_0$  le taux d'émission de neutrons rapides. Les constantes  $L_1$ ,  $L_j$ ,  $L_k$  et  $D_3$  sont calculées à partir de la composition chimique élémentaire du sol humide.

La sonde est représentée par une source ponctuelle et un détecteur linéaire de neutrons thermiques. La vitesse de comptage de cet ensemble est proportionnelle au flux thermique moyen le long du détecteur. Pour un sol défini par

sa composition chimique totale, on calcule les courbes d'étalonnage. Ces relations entre vitesse de comptage et humidité volumique sont paramétrées en densité sèche.

Entre les résultats expérimentaux et la théorie, des divergences existent, qui ont été expliquées puis corrigées par l'influence de paramètres de mesure importants.

Ainsi, on tient compte de l'influence du tubage servant à introduire la sonde dans le sol : cela crée un vide qui engendre une dépression et un étalement du flux de neutrons thermiques autour de la source.

Le spectre énergétique des neutrons émis par la source est un paramètre important. Dans la recherche des courbes d'étalonnage théoriques, on assimile le spectre d'émission à une raie moyenne en se référant aux mesures obtenues dans l'eau pure.

Le comptage est une fonction du flux moyen de neutrons thermiques traversant le compteur pendant l'unité de temps

$$N = \frac{1}{u' - u} \int_u^{u'} \eta \cdot \varphi(r) \cdot dr$$

où  $u'$  et  $u$  sont les distances de la source à l'extrémité et au centre du compteur. Le rendement  $\eta$  dépend du comportement électronique  $\eta_e$  du détecteur et du rendement  $\eta_r$  de la réaction nucléaire d'absorption.

Outre ces paramètres du système de mesure, des paramètres du milieu étudié ont une influence sur le comptage.

Ainsi, il faut tenir compte de la présence éventuelle d'éléments absorbeurs de neutrons tels que le chlore, le potassium et le fer.

La présence d'eau de constitution dans la matière sèche des sols est également un facteur important par son influence sur la valeur de la section efficace de diffusion des éléments au niveau thermique.

### 2.2.2. Résultats obtenus

Ce modèle a été testé sur un humidimètre CGEI. Les résultats théoriques et expérimentaux portés sur la figure II.7 ont été obtenus à partir de sept milieux différents (COUCHAT, 5).

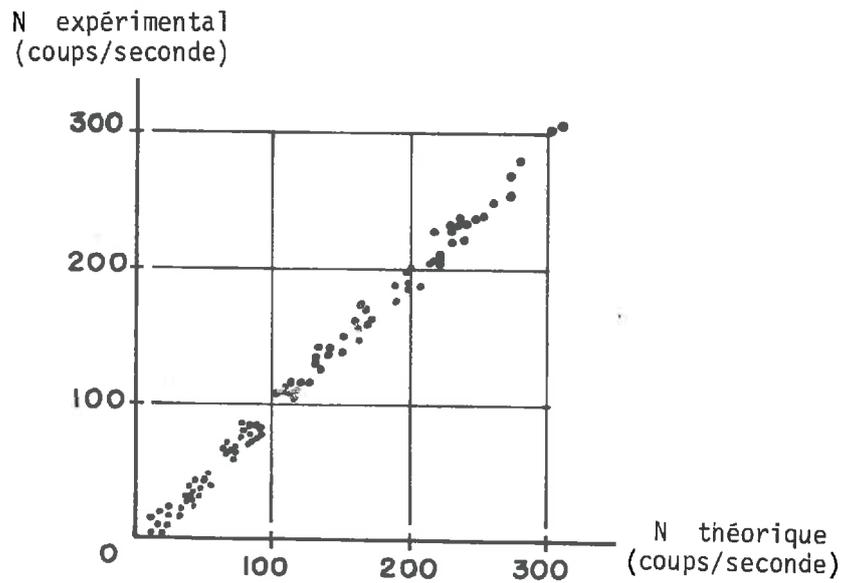


Fig. II.7 - Corrélation des points expérimentaux et théoriques obtenus sur divers sols et constituants (COUCHAT, 5)

Comme on le verra plus loin, il y a lieu cependant de faire certaines réserves particulièrement lorsque l'on compare les résultats que donnent deux sondes différentes pour un même profil (2.2.4).

Nous avons vu ci-dessus que le comptage  $N$  est une fonction de la masse volumique sèche et de l'humidité volumique. Le calcul théorique montre que la dérivée partielle de  $N$  par rapport à  $\rho_s$  est indépendante de  $\rho_s$  et réciproquement. On peut alors écrire  $N$  sous la forme

$$N = (\alpha \rho_s + \beta) H_v + \gamma \rho_s + \delta$$

$\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  et  $\delta$  étant des constantes définies par la composition chimique du milieu.

En général,  $\alpha$  est faible devant  $\beta$ , ce qui se traduit par un déplacement de la droite d'étalonnage parallèlement à elle-même. Ainsi pour un échantillon moyen de sol prélevé au site de la station de mesure près du Laboratoire, nous avons :

$$\alpha = 0.86$$

$$\beta = 8.82$$

C'est-à-dire que si  $\rho_s$  varie de 1,4 à 1,6 g/cm<sup>3</sup> soit 14 %, la pente varie de 10.03 à 10.20 soit 1,7 %.

En revanche, cette même variation de  $\rho_s$  entraîne une variation de comptage qui se traduit par une erreur absolue de deux points pour une humidité volumique de 40 %.

Pour le problème qui nous intéresse, à savoir déterminer les variations de teneur en eau, une connaissance approchée de la densité sèche à 10 % près est suffisante pour définir la pente de la droite d'étalonnage.

Lorsque l'on recherche la valeur absolue de l'humidité volumique, il est, par contre, nécessaire de procéder à une mesure de densité.

### 2.2.3. Exemple de détermination de la courbe d'étalonnage d'une sonde à neutrons donnée sur un site donné

Des échantillons de sol ont été prélevés sur le site de la station de mesure d'Hérissart, sur le bassin de l'Hallue dans la Somme et envoyés pour analyse au C.E.N. de Cadarache.

#### a) Courbe d'étalonnage pour une cote donnée

A chacun des échantillons analysés correspond l'équation d'étalonnage d'une sonde virtuelle dont le comptage dans l'eau serait 1000 coups par seconde.

Ainsi, pour la cote  $Z = 100$  cm, les données de la courbe d'étalonnage sont

$$N = (0.90 \rho_s + 9.08) H_v + 82.00 \rho_s - 106.12$$

Deux cas se présentent alors :

. ou bien on peut déterminer  $\rho_s$  (par sondage gamma par exemple),  
 . ou bien on ne connaît pas  $\rho_s$ , auquel cas on doit procéder à une estimation de  $\rho_s$ , avec l'incertitude que cela implique sur la valeur absolue de la teneur en eau.

La masse volumique sèche étant alors connue ou estimée, la courbe d'étalonnage pour la cote considérée s'écrit

$$N = a H_v + b$$

où  $a$  et  $b$  sont des constantes pour cette cote. On procède alors ainsi pour toutes

les cotes pour lesquelles on a une équation d'étalonnage, ce qui donne un ensemble de droites relativement bien groupées si le sol est homogène en fonction de la profondeur. C'est le cas pour la station d'Hérissart (Fig. II.8)

b) Courbe d'étalonnage virtuelle pour un site donné

Dans le cas d'un sol homogène, nous simplifions le dépouillement ultérieur des données en réduisant l'ensemble de ces droites à une seule. C'est la droite d'étalonnage pour le sol considéré d'une sonde virtuelle dont le comptage dans l'eau est 1000 coups par seconde. Nous appelons  $E_{1000}$  l'équation de cette droite. Pour la station d'Hérissart, l'équation  $E_{1000}$  est

$$N_{1000} = 10.H_y + 22$$

Dans le cas d'un sol stratifié ou présentant des hétérogénéités, on est amené à réduire l'ensemble des droites à deux ou plusieurs, chacune de ces droites correspondant à un type de sol particulier.

Ainsi, pour le site de la station d'Ambeliet dans les Landes, nous avons divisé le sol en deux parties (Fig. II.9), l'une regroupant la surface (0 - 30 cm) et les couches d'aliôs, la seconde étant constituée des zones relativement homogènes constituées de sable. A chacune de ces zones correspond une droite d'étalonnage .

c) Etablissement de la courbe d'étalonnage d'une sonde donnée

Reprenons le cas d'un sol homogène pour lequel nous connaissons l'équation d'étalonnage  $E_{1000}$ . Pour une sonde donnée, nous devons procéder à un comptage dans l'eau, afin de définir le coefficient de proportionnalité entre le nombre de neutrons émis par cette source et le nombre de neutrons émis par la source qui donnerait un comptage de 1000 coups par seconde dans l'eau. Soit  $N_w$  le comptage dans l'eau pour la sonde utilisée. Le coefficient de proportionnalité défini ci dessus est alors  $N_w/1000$ .

Ainsi pour la sonde Wallingford modèle 225 utilisée sur le bassin de l'Hallue, le comptage dans l'eau est 1322 coups par seconde. L'équation d'étalonnage de cette sonde pour le site considéré est alors

$$M = 1.322 (10 H_v + 22)$$

Comptage virtuel N  
(coups/seconde)

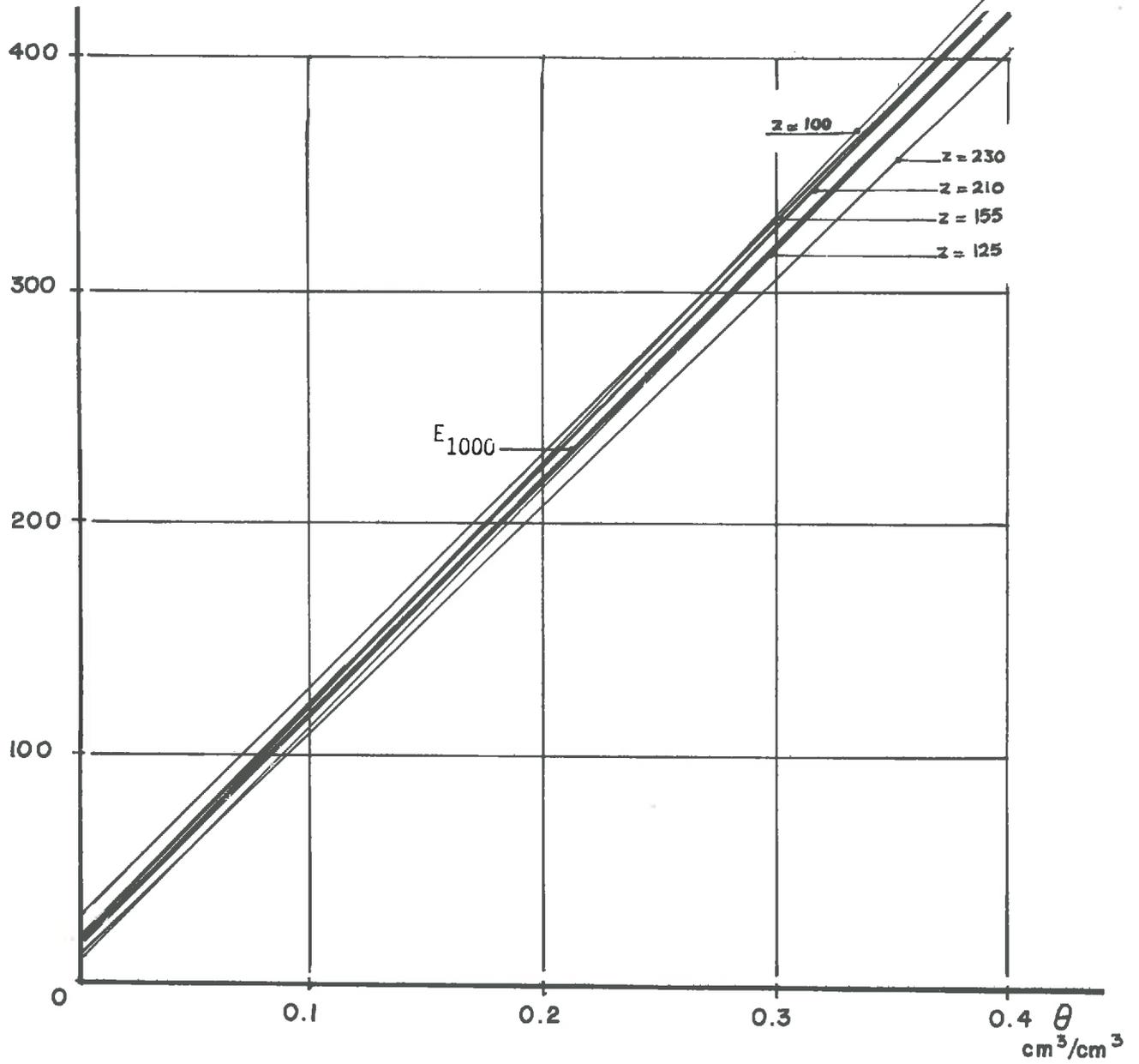


Fig. II.8 - Courbes d'étalonnage pour différentes cotes  
Station d'Hérissart

Comptage virtuel N  
(coups/seconde)

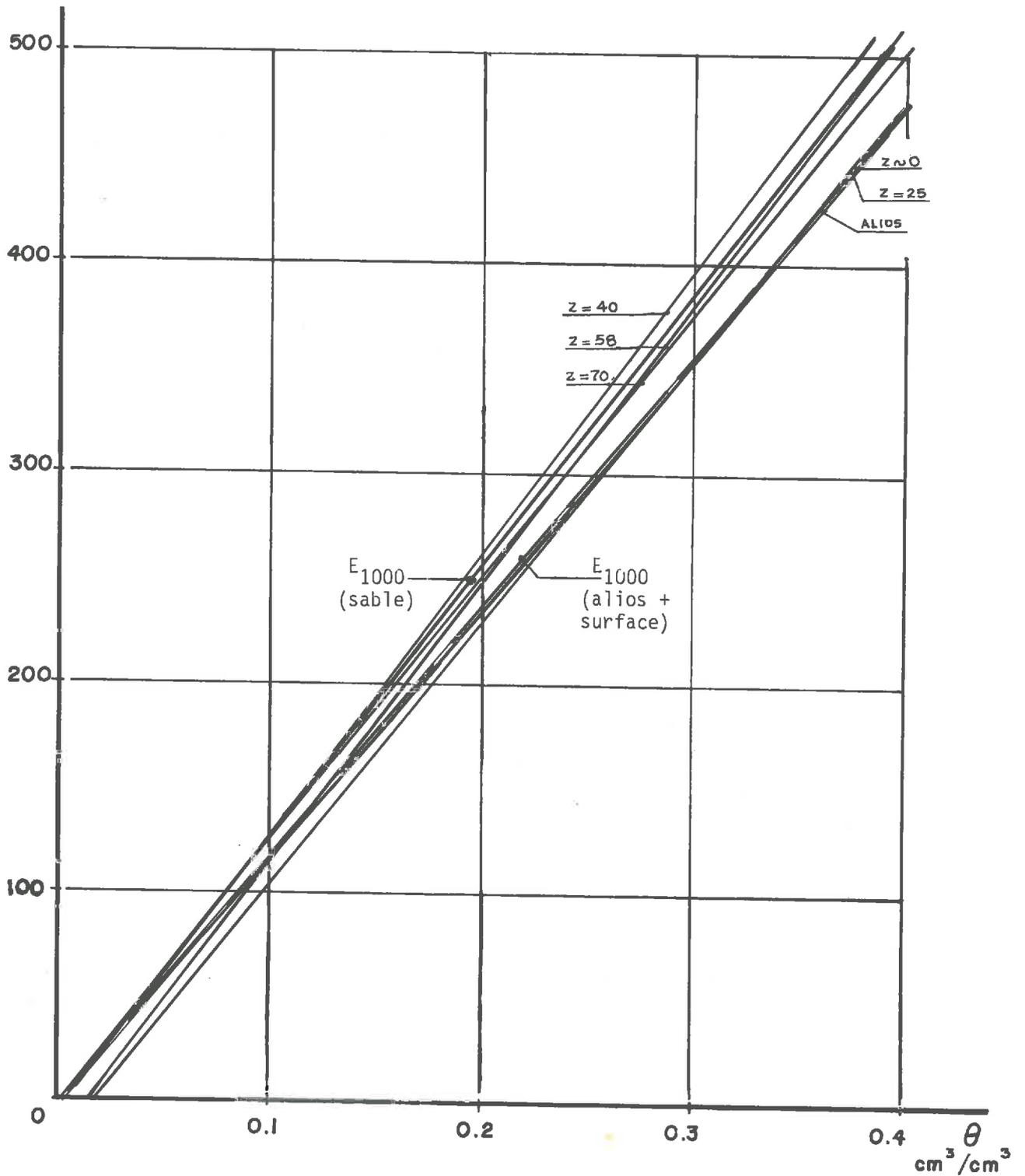


Fig. II.9 - Courbes d'étalonnage pour différentes cotes  
Station d'Ambeliet

Pour éliminer les effets de dérive des instruments (dérive due à la température ambiante, à l'âge de la source etc...), on a vu que l'on rapporte la mesure à une mesure de référence, appelée mesure standard. Cette mesure standard  $N_s$  est effectuée quand la sonde est placée dans son enceinte de transport.

Pour la sonde considérée, le comptage standard est 709 ; l'équation d'étalonnage peut alors s'écrire :

$$n = \frac{N}{N_s} = \frac{1.322}{709} (10 H_v + 22)$$

ou bien, car c'est dans ce sens qu'on l'utilisera

$$H_v = \frac{1}{10} \left( \frac{709}{1.322} n - 22 \right)$$

et, en introduisant la teneur en eau ( $\theta = H_v/100$ )

$$\theta = 0.536 n - 0.022$$

### 2.3 - COMPARAISON DE RESULTATS OBTENUS PAR LES DEUX METHODES

Pour établir la courbe d'étalonnage d'une sonde à neutrons donnée sur un site donné \* par gravimétrie (1), on ajuste une droite à un nuage ou à un ensemble de points

\* par analyse des sols (2), on réduit un faisceau de droites à une (ou deux éventuellement).

Les résultats diffèrent sensiblement par l'une ou l'autre méthode.

Ainsi, pour la sonde Wallingford utilisée sur la station d'Hérissart, les équations d'étalonnage obtenues sont :

$$(1) \quad \theta = 0.473 n + 0.007 \quad \text{par gravimétrie (Fig. II.5)}$$

$$(2) \quad \theta = 0.536 n - 0.022 \quad \text{par analyse}$$

ce qui représente deux droites de pentes assez différentes (Fig. II.10).

De même pour la sonde utilisée sur le bassin du Bouron, les équations d'étalonnage sont

$$(1) \quad \theta = 0.123 n$$

$$(2) \quad \left\{ \begin{array}{l} \theta = 0.151 n + 0.004 \\ \theta = 0.142 n + 0.008 \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \text{(de 0 à 30 cm + alios)} \\ \text{(de 30 à 300 cm)} \end{array}$$

d'où la figure II.11.

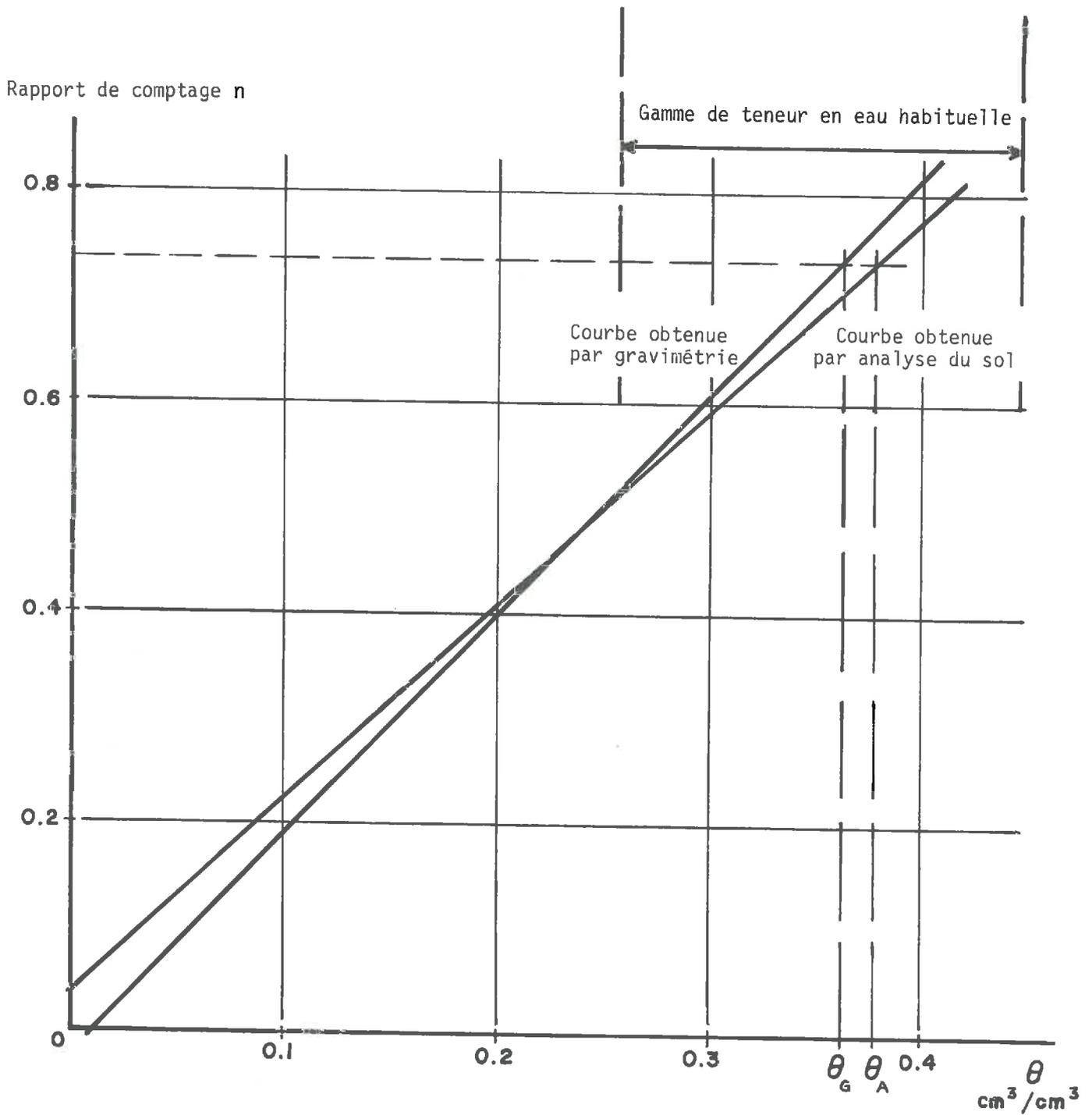


Fig. II.10 - Droites d'étalonnage de la sonde Wallingford pour la station d'Hérisart

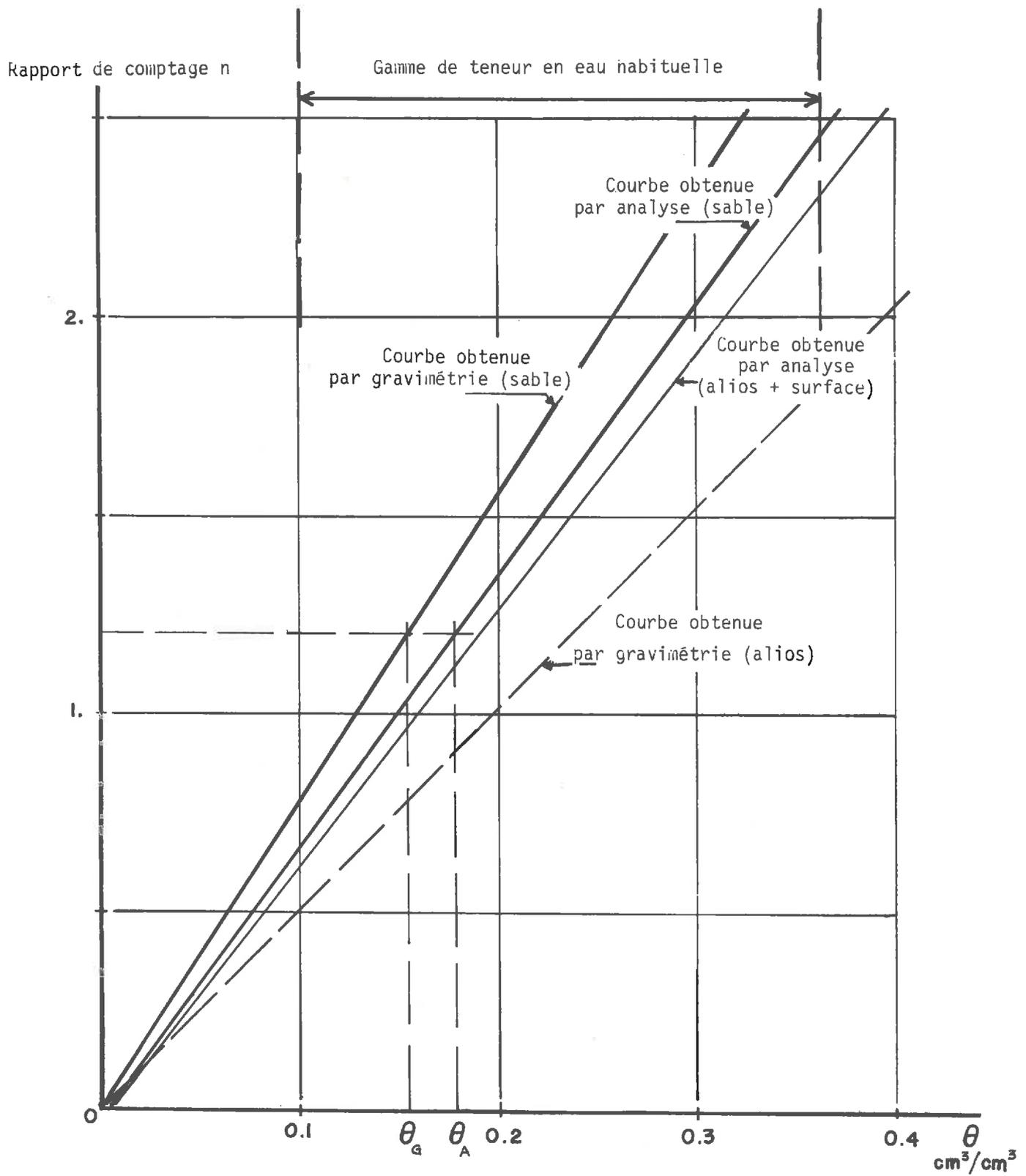


Fig. II.11 - Droites d'étalonnage de la sonde pour la station d'Ambeliet

On remarque que, pour la gamme de teneur en eau que l'on rencontre habituellement sur chaque site de mesure, un comptage donné indique une teneur en eau  $\theta_G$  plus faible par la courbe obtenue par gravimétrie que la valeur  $\theta_A$  calculée par la courbe établie par analyse du sol. Il est possible qu'une évaporation aie lieu lors de la manipulation des échantillons et que, de ce fait, la teneur en eau calculée soit sous-estimée.

On peut comparer les résultats obtenus par deux sondes différentes sur un même site.

Un essai a été effectué à la station d'Hérissart, où l'on a relevé un profil d'humidité par la sonde Wallingford et aussitôt après par une sonde à neutrons "Nuclear Chicago P 19". La courbe d'étalonnage de cette dernière a été établie suivant le principe exposé précédemment, et à partir de la même analyse chimique. Nous avons obtenu :

$$\theta = 0.276 n' - 0.022$$

On remarque (Fig. II.12) que les deux profils d'humidité calculés diffèrent sensiblement.

\* Le profil 1 (obtenu par la sonde Wallingford) donne des valeurs de teneur en eau inférieures aux valeurs obtenues par la sonde Nuclear Chicago (profil 2). La différence peut aller jusqu'à 2 points d'humidité. Si on compare les stocks calculés par chaque profil, on obtient (entre 0 et 270 cm)

- 986 mm pour la sonde Nuclear Chicago,

- 935 mm pour la sonde Wallingford

soit un écart de 5 % entre les deux résultats.

La même comparaison effectuée à partir des courbes d'étalonnage obtenues par gravimétrie met en relief un écart de 14 % entre les valeurs des stocks calculés d'après les résultats des deux sondes.

Il faut noter d'autre part, que cet écart est de 5 % sur la valeur absolue du stock. Or c'est la variation du stock qui nous intéresse pour calculer les termes du bilan hydrique. On remarque que les deux profils hydriques de la figure II.11 sont, dans l'ensemble, "parallèles". La variation de teneur en eau étant la même dans l'espace, aux incertitudes de mesure près, on peut penser que chaque sonde donne la même variation de teneur en eau dans le temps.

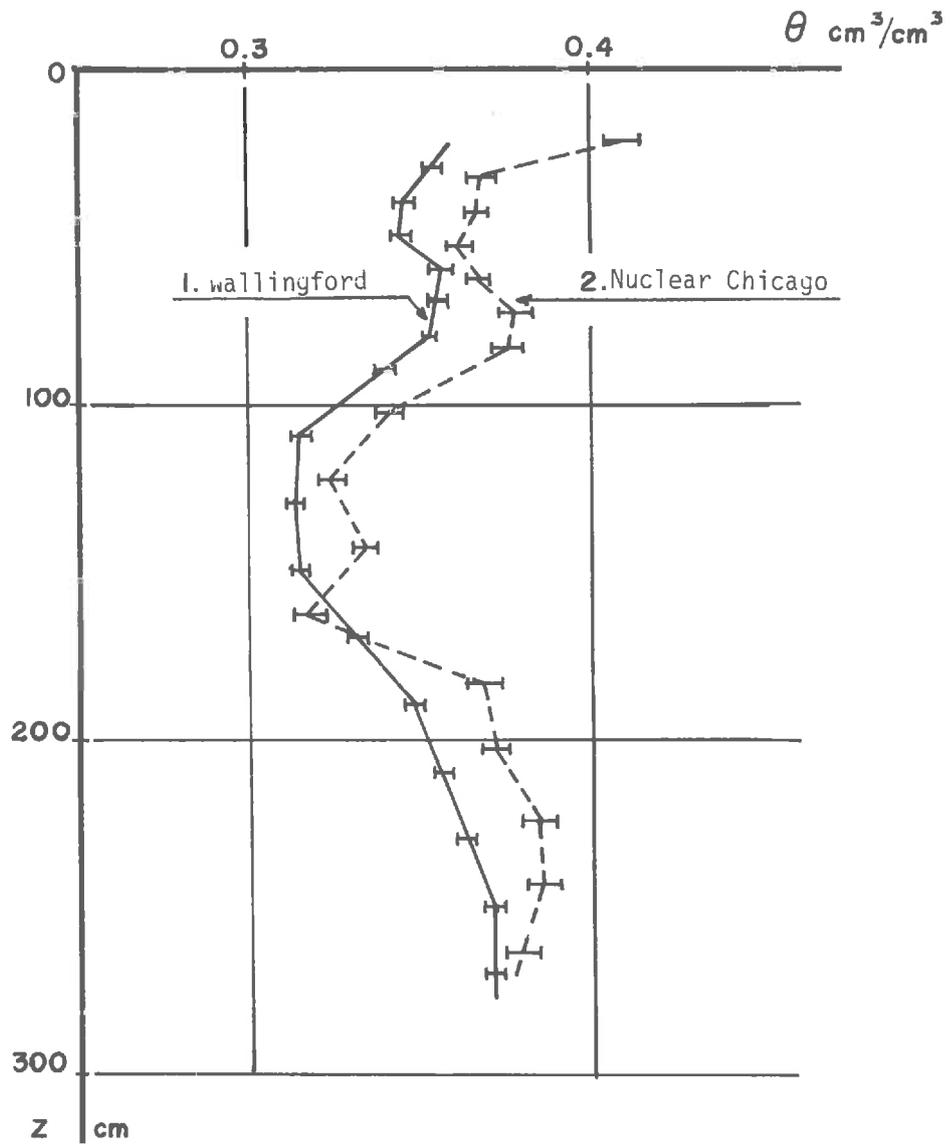


Fig. II.12 - Profils d'humidité établis par deux sondes différentes à la même date à Hérissart

\* La sonde Nuclear Chicago semble plus sensible aux variations locales de teneur en eau, ce qui peut se comprendre si l'on compare les comptages obtenus dans l'eau pour les deux sondes

Wallingford	1322 coups/seconde
Nuclear Chicago	280 coups/seconde

Le nombre de neutrons reçus au détecteur étant près de 5 fois plus faible pour la sonde Nuclear Chicago que pour la sonde Wallingford, la sphère d'influence de la source est plus petite pour la première que pour la seconde, d'où cette plus grande sensibilité aux variations locales de teneur en eau.

La géométrie de l'ensemble source-détecteur doit, sans aucun doute, avoir une influence sur la réponse.

Il pourrait être intéressant de mener plus loin cette comparaison entre deux sondes (ou plusieurs) en suivant les variations de teneur en eau en fonction du temps et en mettant en parallèle les réponses fournies par les sondes.

#### C O N C L U S I O N

La comparaison des deux méthodes est nettement à l'avantage de l'analyse des sols :

\* Les points qui permettent l'établissement de la droite d'étalonnage dans la méthode classique sont assez dispersés : pour un comptage donné, on peut obtenir des teneurs en eau allant de 0.31 à 0.39  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  (Fig. II.5) alors que le faisceau de droites de la figure II.8, établi par l'analyse du sol indique des teneurs en eau allant de 0.31 à 0.34  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  pour un même comptage.

\* Comme on l'a vu précédemment (paragraphe 2.2.4. de ce chapitre) l'écart entre les stocks d'eau indiqués par deux sondes distinctes à un même instant est faible (5 %) par l'emploi des étalonnages obtenus par analyse du sol devant l'écart que donne l'emploi des courbes établies par gravimétrie (14 %). De plus, la valeur absolue du stock a un intérêt moindre pour notre étude. Cela montre cependant que la seconde méthode (analyse du sol) est plus correcte que

la première (gravimétrie).

C'est pourquoi nous utiliserons par la suite les équations d'étalonnage déterminées par l'analyse du sol. Les termes du bilan hydrique que l'on en déduira sont d'ailleurs compatibles avec les données recueillies par ailleurs (pluie, évaporation...).

La détermination de la courbe d'étalonnage d'une sonde à neutrons est, on le voit, un problème assez délicat et il est nécessaire d'y apporter le plus de soins possible si l'on veut obtenir des résultats valables. C'est le problème le plus important que l'on rencontre pour l'utilisation des mesures effectuées "in situ".

\*

\*    \*

CHAPITRE III - L'ÉVAPOTRANSPIRATION DANS  
 -----  
 LES MODELES HYDROLOGIQUES  
 -----

Il existe de nombreuses méthodes pour estimer l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle mais aucune ne peut être considérée comme universelle. De plus, la plupart de ces méthodes donnent une estimation de l'évapotranspiration potentielle, ce qui suppose que l'eau est toujours en quantité suffisante dans le sol. Ce n'est pas toujours le cas.

Définissons d'abord l'évapotranspiration potentielle notée ETP.

Une définition classique a été donnée par Penman : c'est "l'évaporation à partir d'une surface étendue, à végétation courte, en pleine croissance, recouvrant complètement le sol, de hauteur uniforme et ne manquant pas d'eau".

On peut discuter la signification pratique d'une telle définition.

La définition que nous choisissons est celle-ci (VAN BAVEL, 43) : "l'évapotranspiration potentielle est atteinte lorsque le sol est humide et que la surface n'impose aucune contrainte restrictive au flux de vapeur".

L'évapotranspiration réelle (ETR) ne nécessite aucune précision supplémentaire.

On peut classer les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration en trois types principaux :

- des méthodes théoriques basées sur le processus physique de l'évaporation,
- des méthodes analytiques basées sur le bilan de l'eau,
- des méthodes empiriques établissant une relation entre l'évaporation et les conditions climatiques dans une région.

## I - UNE METHODE THEORIQUE : LA METHODE DE PENMAN

Basée sur une des approches théoriques les plus complètes, cette méthode montre que l'évapotranspiration potentielle est liée au rayonnement net atteignant une surface d'eau libre :

$$E = \frac{H \cdot \Delta + E_a \cdot \gamma}{\Delta + \gamma}$$

- . H : rayonnement net
- .  $\Delta$  : pente de la courbe de pression de vapeur saturante en fonction de la température à  $T_a$ , température moyenne de l'air
- .  $\gamma$  : constante psychrométrique
- .  $E_a : f(u) (e_s - e_a)$ 
  - .  $f(u)$  : fonction de la vitesse du vent
  - .  $e_s$  : pression de vapeur saturante à  $T_a$
  - .  $e_a$  : pression de vapeur réelle

Pour le calcul de ETP, il est nécessaire d'appliquer à cette estimation de l'évaporation un coefficient qui dépend

- du lieu
- de la saison
- de la culture

Cette méthode semble fournir des estimés sûrs de ETP (DAVENPORT, 21), mais, d'après SMITH (39), elle surestimerait légèrement l'évaporation au printemps et la soustimerait en automne.

Son application est cependant limitée parce qu'elle requiert de nombreuses observations météorologiques (rayonnement net, température moyenne de l'air, pression de vapeur, vitesse du vent).

## II - LES BACS D'EVAPORATION

Il existe divers types de bacs et différentes expositions : bacs enterrés, flottants et bacs en surfaces. Le plus répandu est celui de surface comme le bac de classe "A" du U.S. Weather Bureau.

Les mesures recueillies au niveau des bacs d'évaporation ont servi à évaluer l'évaporation des lacs et des bassins.

Cependant, on doit appliquer un coefficient de correction aux lectures du bac pour obtenir l'évaporation au niveau d'un lac (GRAY et al., 26). Ce coefficient varie avec l'espace (0,6 à 0,8) mais pratiquement pas d'une année à l'autre.

Pour la détermination de l'ETP, les bacs d'évaporation semblent donner un résultat comparable aux différentes méthodes d'évaluation de l'ETP à l'échelle mensuelle ou annuelle (MAC GUINNESS, BORDNE, 33), mais à l'échelle journalière, ils ne sont pas des indicateurs fidèles de l'évapotranspiration potentielle du lieu (BULTOT, DUPRIEZ, 20)

### III - LES EVAPOROMETRES

Les évaporomètres les plus couramment employés sont celui de Piche et la plaque de Bellani.

L'évaporomètre Piche est constitué d'un tube de verre de 11mm de diamètre, ouvert à un bout, gradué pour lire directement la quantité d'eau évaporée. La surface évaporante est une feuille de papier filtre de 3 cm de diamètre.

Les pertes d'eau à partir des atmomètres ou évaporomètres fournissent un indice du pouvoir évaporant de l'atmosphère.

L'évaporomètre Piche est très sensible au vent (VEIHMEYER, 45). Les valeurs données par les évaporomètres sont sujet à de nombreuses controverses.

### IV - LES LYSIMETRES

Ce sont des réservoirs de 1 à 3 mètres de diamètre et de profondeur. Ils sont remplis avec du sol qui a été enlevé de l'endroit en prenant soin de garder les couches afin que les conditions soient semblables dans le lysimètre et dans le sol avoisinant.

L'évapotranspiration est déterminée par la mesure de l'eau ajoutée, du débit sortant et des variations d'humidité du sol.

L'utilisation des données des lysimètres pour déterminer l'évapotranspiration est très discutée à cause des différences possibles entre le lysimètre et les conditions naturelles dans le profil du sol (MUSTONEN, MAC GUINNESS, 34), en particulier la profondeur de la nappe. Il est néanmoins admis que, si ces installations rencontrent certains standards minimums, elles fournissent des informations raisonnablement fiables sur l'évapotranspiration des plantes.

#### V - MESURE DU DEBIT ENTRANT ET DU DEBIT SORTANT

Cette méthode suppose l'application du principe du bilan d'eau aux grands bassins versants.

La différence entre les débits entrants (et précipitations) et les débits sortants, corrigée par les changements de stock d'eau souterraine constitue l'évapotranspiration.

L'incertitude sur les grandeurs mesurées et surtout les hypothèses concernant les stocks d'eau souterraine (en zone saturée et non saturée) peuvent conduire (HANSEN-ANDERSSON, 27) à des résultats discutables.

#### VI - CORRELATIONS DES FACTEURS CLIMATIQUES ENVIRONNANTS

Un certain nombre d'équations ont été établies par divers auteurs pour estimer l'évapotranspiration potentielle. Elles nécessitent la connaissance d'un ou plusieurs paramètres climatiques.

Ces méthodes empiriques ne sont souvent valables que pour un type de végétation donné et pour un lieu donné. Il est nécessaire de les "calibrer" pour un autre type de végétation dans un autre lieu en utilisant, par exemple, les données d'un lysimètre.

Ainsi, nous verrons successivement les formules de Thornthwaite et de Blaney-Criddle qui nécessitent la connaissance du paramètre température puis la formule de Turc qui utilise la température et la radiation solaire. Ces trois équations donnent les résultats les plus fiables.

### 6.1 - L'EQUATION DE BLANEY-CRIDDLE

Blaney et Criddle ont développé une formule simplifiée pour calculer l'évapotranspiration dans les régions arides de l'Ouest des Etats-Unis. Dans cette méthode, comme dans la méthode de Thornthwaite, on suppose que le bilan de chaleur est réparti en proportion constante entre le réchauffement de l'air et l'évaporation. Ainsi, l'évapotranspiration devrait être reliée aux heures d'insolation et à la température.

L'équation de Blaney-Criddle est la suivante :

$$ETP = \frac{k T_m p}{100}$$

- avec
- .  $T_m$  : température moyenne mensuelle en degrés Fahrenheit
  - .  $p$  : pourcentage mensuel d'heures de jour par année
  - .  $k$  : coefficient mensuel de culture dépendant du lieu

ETP est alors exprimée en pouces/mois.

### 6.2 - L'EQUATION DE THORNTHWAITE

La principale différence entre cette méthode et la méthode de Blaney et Criddle est que, dans l'équation de Thornthwaite, aucune constante de culture n'est introduite pour arriver au résultat final. La formule développée par Thornthwaite est :

$$ETP = c T_m^a \cdot K$$

(cm/mois)

- avec
- .  $T_m$  : température moyenne mensuelle en °C
  - .  $c$  : coefficient dépendant du lieu (voisin de 1,6)
  - .  $a$  : exposant tel que

$$a = 67,5 \cdot 10^{-8} I^3 - 77,1 \cdot 10^{-6} I^2 + 0,0179 I + 0,492$$

où  $I$  est un indice thermique défini par :

$$I = \sum_{m=1}^{12} \left[ \frac{T_m}{5} \right]^{1,51}$$

- .  $K$  : coefficient de correction de latitude

### 6.3 - REMARQUES SUR LES METHODES DE BLANEY-CRIDDLE et THORNTHWAITE

- Elles sont semblables : l'évapotranspiration est obtenue au moyen des mêmes données.

- Ces méthodes ont été développées pour évaluer l'évapotranspiration

annuelle ou saisonnière.

- Elles ne doivent pas être utilisées pour évaluer l'évapotranspiration sur de courtes périodes de temps (quelques jours) sauf si l'on tient compte du vent et de l'humidité relative.

- Les résultats de la méthode de Thornthwaite comparés aux valeurs "Standard" d'un lysimètre sont

- inférieurs pour MC GUINNESS et BORDNE (33)
- excédentaires pour SMITH (39)

Pour GRAY (26), les méthodes de Thornthwaite et Blaney Criddle tendent à surestimer l'évapotranspiration durant la saison chaude et à la sous-estimer durant la mi-saison.

#### 6.4 - LA FORMULE DE TURC

Turc a proposé plusieurs formules pour calculer l'évapotranspiration. La plus simple est la suivante :

$$\text{ETP} = 0.40 \frac{T_m}{T_m + 15} (I_g + 50)$$

(mm/mois)

- avec .  $T_m$  : température moyenne mensuelle  
 .  $I_g$  : radiation moyenne mensuelle (en langley)

Les résultats obtenus par cette méthode sont très voisins de ceux obtenus par la méthode de Thornthwaite.

Signalons qu'une très intéressante comparaison de différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle a été effectuée par J.L. MAC GUINNESS et E.F. BORDNE (33). Les estimations journalières obtenues par ces méthodes sont comparées à l'évapotranspiration potentielle estimée par des lysimètres (Coshocton - Ohio). Il en ressort que les meilleures estimations sont obtenues par la méthode de Blaney-Criddle, par les formules de Penman et de Van Bavel (cette formule est analogue à la formule de Penman) et par le bac d'évaporation du U.S. Weather Bureau.

VII - DETERMINATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE ETR

Jusqu'à maintenant, on a de grandes difficultés à déterminer l'évapotranspiration réelle.

Les mesures par lysimètre tiennent compte des propriétés du sol mais leur emploi est l'objet de nombreuses controverses. En effet, il peut exister des différences entre le lysimètre et les conditions naturelles dans le profil du sol : le régime d'humidité du sol par exemple, la distribution des pressions (VAN BAVEL, 42) les caractéristiques des racines des plantes, les méthodes d'application de l'eau et l'échange net d'énergie peuvent être différents du lysimètre au sol environnant.

Plusieurs méthodes ont été proposées pour relier l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle en fonction de l'humidité du sol.

La courbe 1 (VEIHMEYER et HENDRICKSON, 45) représente (Fig. III.1) l'approximation selon laquelle le rapport ETR/ETP serait égal à 1 tant que la teneur en eau serait supérieure à la teneur en eau résiduelle  $\theta_r$  puis deviendrait nul pour cette valeur.

Les droites 2 (THORNTHWAITE, 41) et 3 (HAVENS, 28) traduisent une variation de ETR/ETP liée par une relation affine à la teneur en eau.

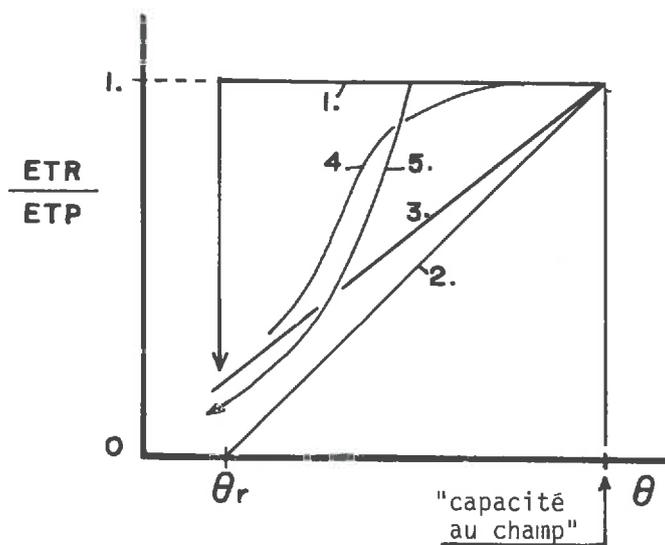


Fig. III.1 - Relations entre évapotranspirations réelle et potentielle, en fonction de l'humidité du sol (TANNER, 40)

Les courbes 4 (PIERCE, 37) et 5 (PENMAN, 36 et GARDNER, 22) ou des courbes du même type ont été développées par différents auteurs. Il semble que la forme de la courbe 5 soit la meilleure approximation. On note cependant des différences dans la détermination du point A ainsi que dans la pente et la variation de pente de la courbe (KIJNE, 32).

Pour déterminer l'évapotranspiration réelle, il est nécessaire de tenir compte de certains facteurs du sol qui ont une grande influence. C'est le cas, par exemple, de la profondeur de la nappe : si la nappe est très proche de la surface du sol, l'évaporation est contrôlée par les conditions extérieures uniquement.

Dans le cas d'une nappe relativement profonde, en revanche, on peut décomposer la durée durant laquelle a lieu l'évaporation, en deux périodes (GARDNER-FIREMAN, 23, GARDNER-HILLEL, 24, HELLER, 9):

\* une première période avec évaporation à taux constant : le taux d'évaporation dépend alors uniquement de la pression de vapeur du liquide et de la chaleur latente de vaporisation. Ce taux d'évaporation est égal à une fraction constante et importante de l'évaporation, à partir d'une surface libre placée dans les mêmes conditions. Cette fraction reste constante tant que la teneur en eau à la surface du sol est suffisamment importante pour alimenter l'évaporation. Le déficit créé par celle-ci est comblé par le flux d'eau provenant des couches inférieures.

Le taux d'évaporation n'est donc régi que par les conditions extérieures au sol.

\* une seconde période avec évaporation à taux décroissant : dès que le flux ascendant d'eau est insuffisant pour compenser l'évaporation, le taux d'évaporation diminue ; la teneur en eau baisse et ainsi, la perméabilité devient très faible. Le taux d'évaporation est régi par les caractéristiques du sol.

D'après HELLER (9), l'évaporation a lieu au niveau des pores de la surface du sol durant la première période tandis que durant la seconde période, elle a lieu en dessous de la surface, la vapeur diffusant vers la surface du sol en fonction de la concentration en vapeur au niveau du sol.

On peut noter également que le type de végétation couvrant le sol a une grande importance sur l'évapotranspiration réelle ETR. Ainsi, JOHNSTON (31) a montré que

ETR forêts > ETR herbe > ETR sol nu

Cela s'explique facilement car les racines des arbres puisent l'eau dans des couches plus profondes. Néanmoins, même pour les zones de forêts, ETR peut être très faible devant ETP (HÜTTEL, 30).

Ces deux derniers auteurs ont obtenu ces résultats à partir de relevés de profils hydriques grâce à des sondages neutroniques. On peut utiliser cette technique, à condition de choisir des sites de mesure où les mouvements de l'eau ne sont que verticaux ; la variation de stock par drainage vers les couches inférieures du sol est cependant généralement ignorée.

#### VIII - DEUX EXEMPLES DE "DETERMINATION" DE L'EVAPOTRANSPIRATION

##### 8.1 - SUR LE BASSIN DE L'HALLUE

a) Plusieurs essais par déconvolution ont été effectués par DE MARSILY (52) pour établir la relation pluie-débit sur le bassin versant de l'Hallue.

Dans un premier stade, l'entrée utilisée est la pluie brute, ce qui ne donne pas des résultats satisfaisants. Cette entrée est alors corrigée, pour donner la pluie nette, par une estimation de l'évapotranspiration selon les méthodes de Turc puis de Thornthwaite. Cette estimation est assortie, dans certains essais, d'une RFU, réserve facilement utilisable, qui est définie comme un "découvert autorisé de l'évaporation sur la pluie" : Si la pluie brute n'est pas suffisante pour alimenter l'évaporation, il y a prélèvement de la quantité manquant dans le réservoir que constitue RFU dans la mesure où cette quantité y est disponible.

Que l'évaporation soit estimée d'après la méthode de Turc ou d'après celle de Thornthwaite, le meilleur ajustement est obtenu avec une RFU nulle, ce qui diminue l'évapotranspiration réelle.

Une des conclusions de l'étude est que "ces formules d'estimation d'ETP ne conviennent pas exactement à ce bassin".

b) Une recherche de la "pluie efficace" (pluie effectivement disponible pour écoulement à l'exutoire du bassin) a été effectuée par DELAROZIERE-BOUILLIN et LHEUREUX (51) en utilisant le modèle MERO.

En bref, le modèle MERO permet de calculer les valeurs journalières de la pluie efficace à partir des données journalières de la pluie, de l'évapotranspiration et des débits. Le sol est constitué de deux réservoirs, un superficiel U et un profond L. Les précipitations (moins le ruissellement) alimentent le réservoir U jusqu'à UMAX puis l'excédent est réparti entre le réservoir L et l'écoulement souterrain. De même, l'évapotranspiration potentielle est d'abord prélevée dans le réservoir U suivant les possibilités, puis dans L et éventuellement à la nappe. Trois paramètres permettent le calage du modèle, UMAX et LMAX, réserves en eau maximales de U et L et EV, un coefficient correctif pour l'évapotranspiration.

Les données utilisées ont été les précipitations journalières obtenues par pondération des relevés aux 13 postes du bassin, selon la méthode de Thiessen et l'évapotranspiration potentielle journalière mesurée à l'évaporomètre Piche en un point du bassin, sans facteur correctif (EV = 1). Le ruissellement a été négligé après recherche de son importance. Un calage des paramètres a été effectué.

L'ajustement réalisé n'est pas plus satisfaisant que ceux obtenus avec ETP Turc ou Thornthwaite et RFU nulle : il reproduirait mieux les étiages en rendant moins bien les hautes eaux (DE MARSILY, 52)

## 8.2 - SUR LE BASSIN DU BOURON

Différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration sur le bassin du Bouron ont été comparées sur un an par HOSTEINS (48).

Certaines de ces méthodes tiennent compte des éléments connus du bilan de l'eau (déficit d'écoulement, équation aux différences finies, méthode des chlorures pour la détermination de l'infiltration).

Des méthodes empiriques utilisant les données climatiques ont été étudiées (formules de Thornthwaite, Turc, Serra ; mesures à l'évaporomètre Piche). Enfin, des essais d'interprétation des fluctuations journalières de la nappe ont été menés (formule de White, avec ajustements pour le calcul de ETR).

Les résultats sont assez divers puisqu'ils vont de 580 mm à 800 mm avec toutefois un grand nombre de valeurs comprises entre 750 et 800 mm. Il aurait été intéressant de pouvoir comparer les valeurs mensuelles obtenues par différentes méthodes.

#### C O N C L U S I O N

-----

La détermination de l'évapotranspiration est, on le voit, assez délicate, que ce soit la détermination de l'évapotranspiration potentielle ou de l'évapotranspiration réelle. Pourtant, une erreur dans la valeur exacte de ETP peut avoir une influence importante sur les grandeurs calculées par un modèle hydrologique (PARMELE, 35). Il en est de même pour l'évapotranspiration réelle.

Dans la suite, nous utiliserons les méthodes de Thornthwaite et de Turc car ce sont ces estimations qui ont été employées dans de précédentes études sur les bassins versants où sont situées les stations de mesure dont nous présentons les résultats. Nous pourrions alors en étudier la validité.

CHAPITRE IV - E T U D E S U R L E T E R R A I N E T R E S U L T A T S

---

Ce chapitre a pour but de présenter et d'analyser les résultats obtenus sur deux sites de mesure choisis l'un sur le bassin de l'Hallue dans la Somme, l'autre sur le bassin du Bouron dans la forêt landaise. Plusieurs raisons ont fixé ce choix : tout d'abord ces deux bassins sont relativement bien connus car ils ont été étudiés dans le détail lors de campagnes de mesure précédentes, notamment dans le cadre d'une "Action concertée Eau DGRST sur Bassins Versants" et il était intéressant de comparer les termes du bilan hydrique effectivement mesurés à ceux qui avaient été estimés pour simuler ces bassins versants ; ensuite, le climat, le type de sol et la végétation diffèrent totalement d'un bassin à l'autre.

Chaque station de mesure a été équipée des éléments suivants :

a) au moins un tube d'accès pour sondes radioactives, permettant des mesures jusqu'à 3 mètres environ.

b) un dispositif tensiométrique permettant la mesure du potentiel en dix points situés à 6, 15, 25, 40, 60, 80, 100, 150, 200 et 250 cm.

c) un pluviographe à augets basculeurs.

d) un thermographe.

Notons que la station d'Ambeliet sur le Bouron dispose de plusieurs piézomètres et de 3 tubes d'accès pour sonde neutronique.

Le parc météorologique d'Hérissart sur le bassin de l'Hallue est doté également des appareils suivants :

- un évaporomètre Piche
- un pluviomètre à 150 cm et un à 20 cm au dessus du sol
- un anémomètre totalisateur situé à 2 mètres du sol, donnant la vitesse moyenne journalière.

Les campagnes de mesure ont été les suivantes :

\* Les mesures tensiométriques ont été effectuées pratiquement en continu à partir du printemps 1972 jusqu'en Décembre, à raison d'une scrutation toutes les heures ou toutes les deux heures pour chaque tensiomètre.

\* Les mesures neutroniques ont eu une fréquence de trois par semaine environ, sauf pendant les périodes de pluie où les mesures ont été généralement effectuées chaque jour. Elles ont eu lieu de Décembre 1971 à Décembre 1972 avec une interruption de Février à Avril pour la station d'Hérissart.

\* Nous disposons également de la pluviométrie relative à ces périodes de mesure, des relevés de température moyenne, et de la piézométrie pour la station d'Ambeliet. La nappe étant très profonde sur le bassin de l'Hallue, aucun relevé piézométrique n'a été effectué.

Les données ont été dépouillées puis traitées sur ordinateur IBM 1130 en Fortran IV. Pour cela, les comptages neutroniques d'une part, et les mesures de potentiel d'autre part, ont été mis sur cartes (voir format des cartes de données en Annexe A), ce qui nous a permis, le calcul de la teneur en eau, le tracé de  $\theta$  et de  $\phi$  en fonction du temps et le calcul du stock et des variations du stock. On trouvera les schémas synoptiques de ces opérations ainsi que les listings correspondants en Annexe A.

Les tableaux de stock et variations de stock à Ambeliet (bassin du Bouron) et à Hérissart (bassin de l'Hallue), sont présentés respectivement en annexe B et C. On trouvera également en annexe B un exemple détaillé de calcul des différents termes du bilan hydrique (pluie réelle, pluie efficace, pertes par évaporation, drainage, variation de stock).

Grâce à la fréquence des mesures, on a pu suivre assez précisément l'évolution des transferts dans la zone non saturée.

Pour chaque station, après une présentation des caractéristiques du site de mesure, on a procédé à une analyse fine des résultats relatifs à certaines périodes intéressantes telle que la réhumidification du sol en automne à la station d'Hérissart ou l'étude d'un épisode pluvieux durant la période sèche de l'automne 1972 à Ambeliet. On a ensuite fait une étude globale des termes du bilan hydrique à l'échelle mensuelle. Après cette étude relative à chacun des sites de mesure, on a cherché à cerner la relation pluie-infiltration, en mettant en relief l'influence de la zone non saturée, puis dans une quatrième partie, on a procédé à l'étude de l'évapotranspiration déterminée directement en la comparant à différentes évaluations de l'évapotranspiration potentielle.

Comme on le verra dans les commentaires et la conclusion, ce type de mesures peut être amélioré et on proposera un schéma de mesures adapté à la recherche de l'évapotranspiration réelle et de l'infiltration.

Notons que les résultats des mesures effectuées à la station d'Ambeliet sur le bassin du Bouron, ont fait l'objet d'une thèse de Docteur-Ingénieur présentée par Monsieur H. SAINT MARTIN, intitulée "Etude journalière in-situ du bilan hydrique au dessus d'une nappe phréatique". Cette thèse effectuée dans le cadre de cette convention de recherche donne, notamment, le relevé détaillé des variations de  $\theta$  et de  $\phi$  sur l'année complète. Nous ne reprendrons donc pas ce travail, mais envisagerons plutôt une synthèse des résultats obtenus.

## I - LA STATION D'AMBELIET SUR LE BASSIN DU BOURON

### 1.1 - SITUATION ET SITE DE MESURE

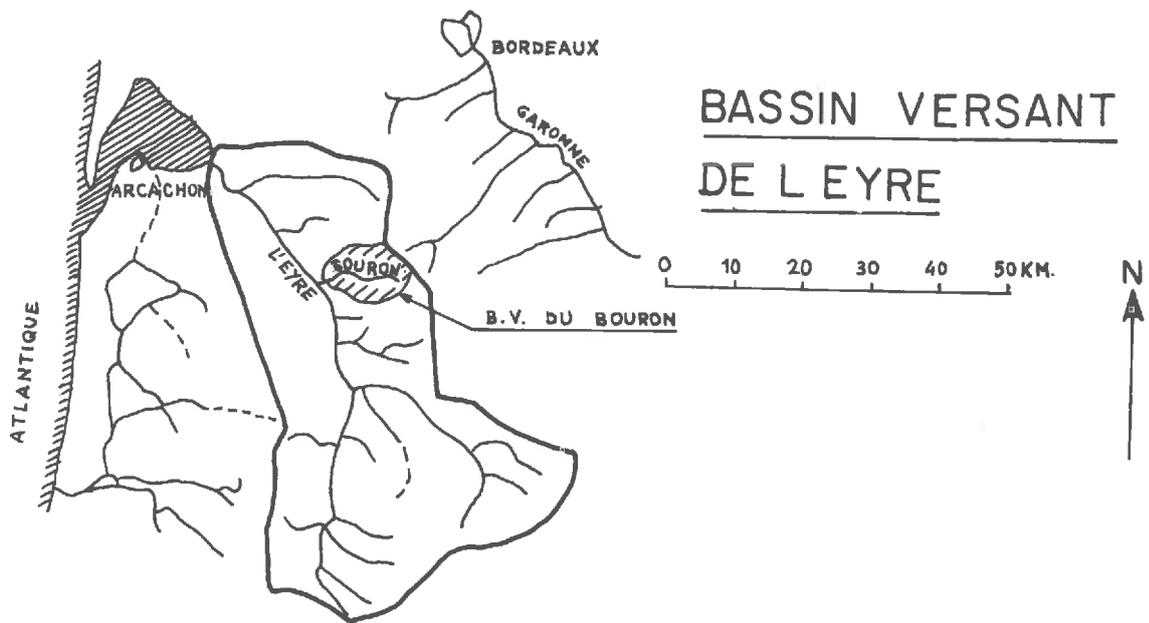
#### a) Situation géographique

Le bassin versant du Bouron est situé au Sud du département de la Gironde, à 50 km environ de Bordeaux et de l'Océan Atlantique (Fig. IV-1). Le Bouron est un affluent de l'Eyre, rivière qui se jette dans le bassin d'Arcachon.

Le bassin du Bouron (37 km<sup>2</sup>) est un petit bassin, représentatif du bassin de l'Eyre (2023 km<sup>2</sup>).

Les altitudes extrêmes sont 27 et 82 mètres avec une altitude moyenne de 62 mètres.

La forêt de pins landaise recouvre la plus grande partie du bassin (90 %).



BASSIN VERSANT DU BOURON

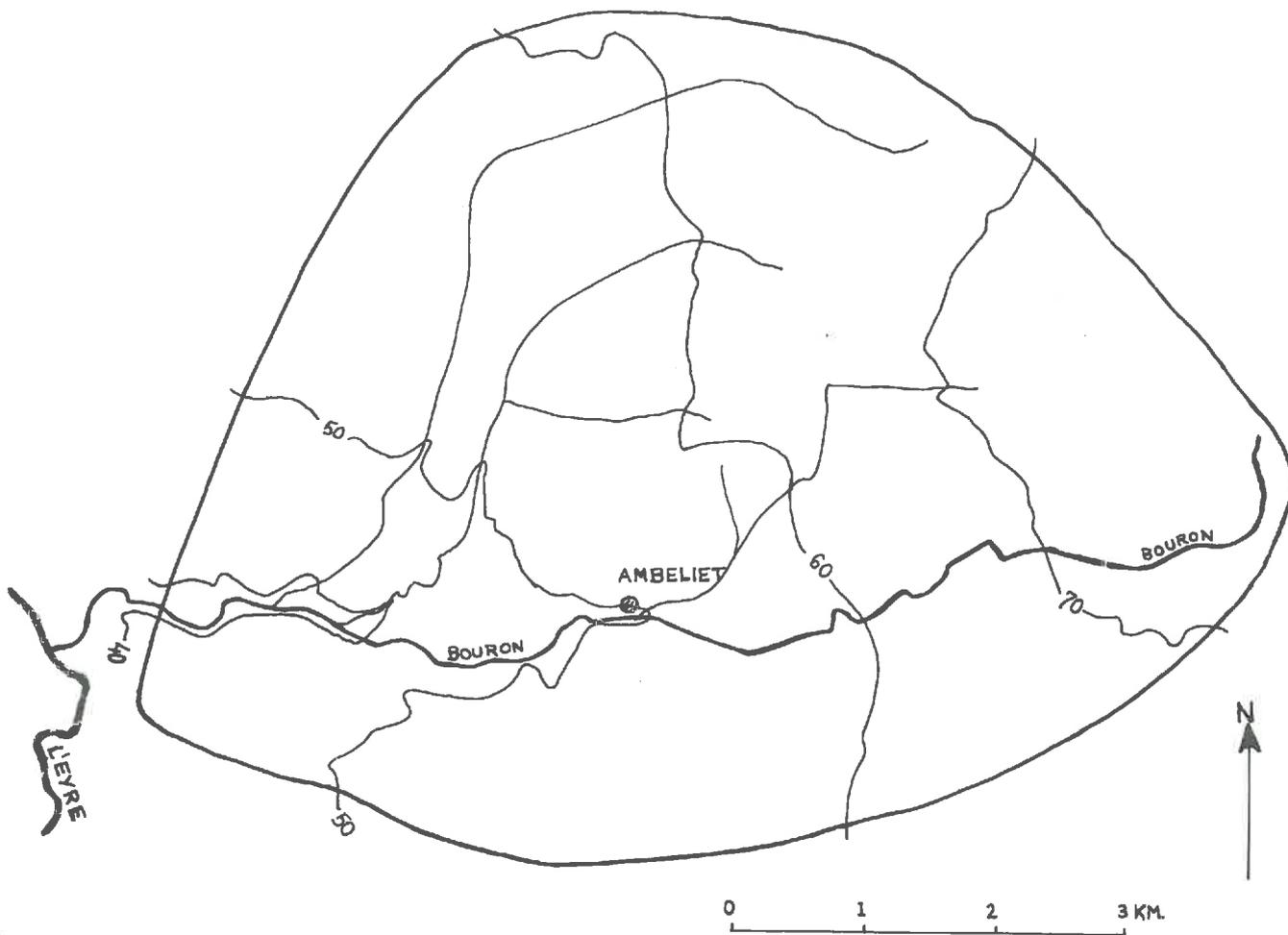


Fig. IV.1

b) Géologie et Hydrogéologie

La totalité du bassin est constituée de sables, de graviers avec des lentilles d'argile et d'aliôs.

La nappe phréatique est peu profonde (entre 0,5 et 2 mètres) sur la majeure partie du bassin.

c) Site de mesure

La station de mesure a été installée dans une clairière de la forêt landaise à une cinquantaine de mètres du Bouron. En conséquence, le niveau de la nappe est particulièrement dépendant du niveau de ce cours d'eau.

1.2 - PROFIL DU TERRAIN

a) Masse volumique

Des échantillons de sol ont été prélevés jusqu'à environ 0,70 mètre (la nappe étant à cette cote lors de l'opération, nous n'avons pu travailler plus profondément).

Un sondage gamma a été effectué dans deux des tubes d'accès en place, d'où les profils de masse volumique sèche et de masse volumique à une date donnée (Fig. IV.2).

Ne disposant d'échantillons que jusqu'à 70 cm, nous n'avons pas pu calculer  $\rho_s$  pour des cotes supérieures.

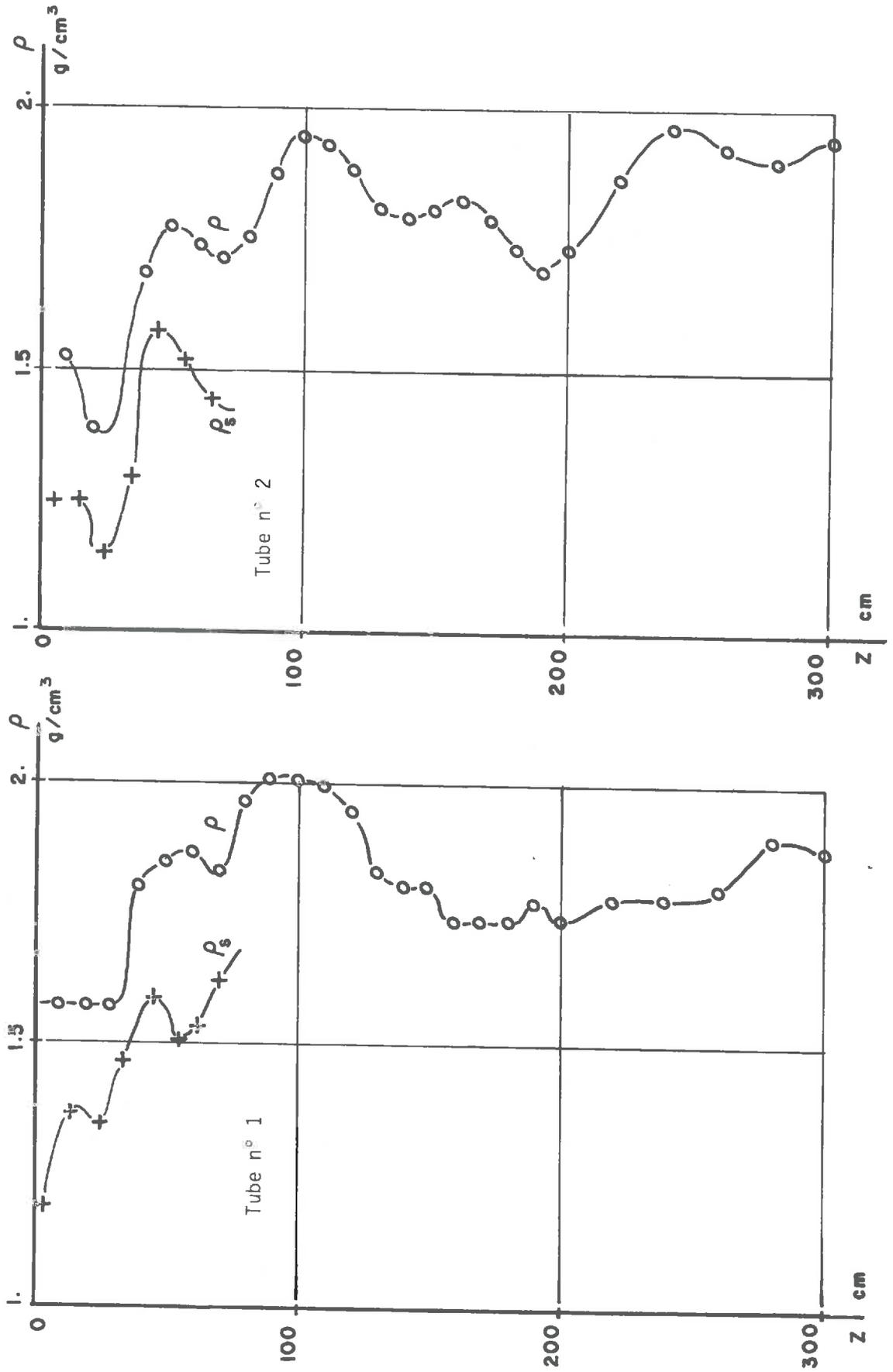
On remarque que le terrain est hétérogène : la masse volumique sèche varie sur un même profil de 1,2 à 1,6 g/cm<sup>3</sup> et, d'une verticale à l'autre, le profil de masse volumique sèche est très différent. Par la suite, nous n'utiliserons que les mesures neutroniques effectuées sur un seul tube d'accès (tube n° 1).

b) Profil hydrique

On note le même type d'hétérogénéité sur les profils hydriques (Fig. IV-3) : en effet, pour une date donnée, le 25 Novembre 1972 par exemple, la teneur en eau varie sur un profil de 0.11 à 0.30 cm<sup>3</sup> d'eau par cm<sup>3</sup> de sol).

On enregistre une brusque variation de teneur en eau le 9 Décembre 1972 entre 50 et 80 cm. Cette zone correspond à la partie supérieure de la couche d'aliôs, beaucoup plus poreuse que la partie inférieure (SAINT MARTIN, 49).

Fig. IV.2 - Profils de masse volumique et masse volumique sèche à Ambellet



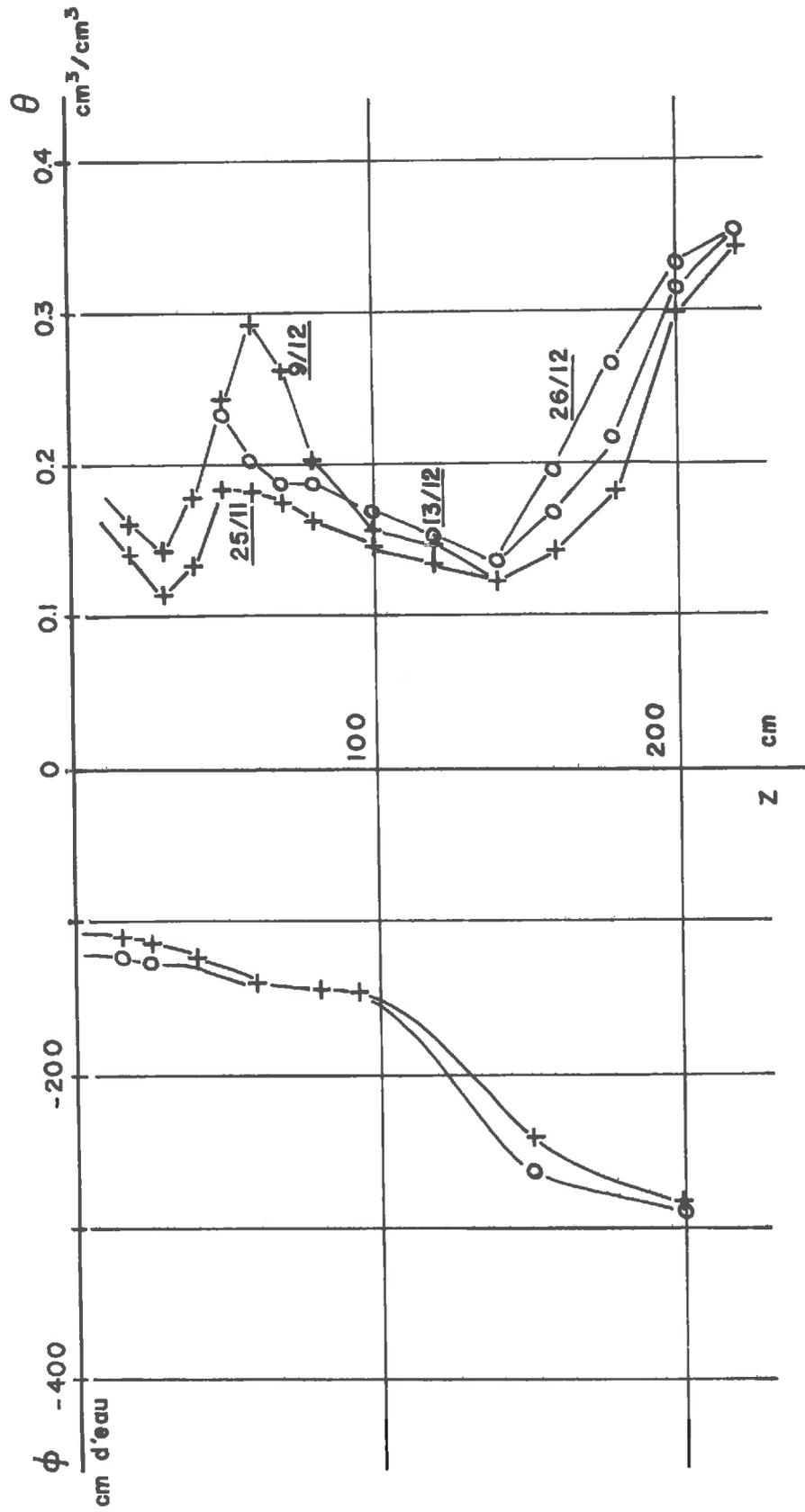


Fig. IV.3 - Profils de potentiel et de teneur en eau  
à Ambeliet (Décembre 1972)

En revanche, les profils de potentiels sont relativement réguliers, comme on a déjà pu l'observer par ailleurs (DAIAN, 6, WAKIL, 18). Cette différence de comportement est essentiellement liée aux variations de la perméabilité dans le sens vertical.

N'oublions pas également que l'influence du niveau de la nappe est très sensible sur les profils hydriques car celui-ci a varié entre les cotes 30 et 230 cm au cours de la période d'étude.

### 1.3 - ETUDE D'UN EPISODE PLUVIEUX AU COURS D'UNE PERIODE SECHE (ETE 1972)

#### a) Pluviométrie

L'été 1972 se caractérise comme étant très sec sauf au mois d'Août. En effet, on note 131 mm de pluie au cours de ce mois dont 89 mm du 10 au 15, 37 mm du 25 au 31 et 5 mm entre ces deux périodes. Ces pluies surviennent après une assez longue sécheresse : 16 mm en Juin et 13 mm en Juillet. A nouveau en Septembre, la pluviométrie est faible (13 mm).

#### b) Evolution des teneurs en eau et des potentiels lors des pluies

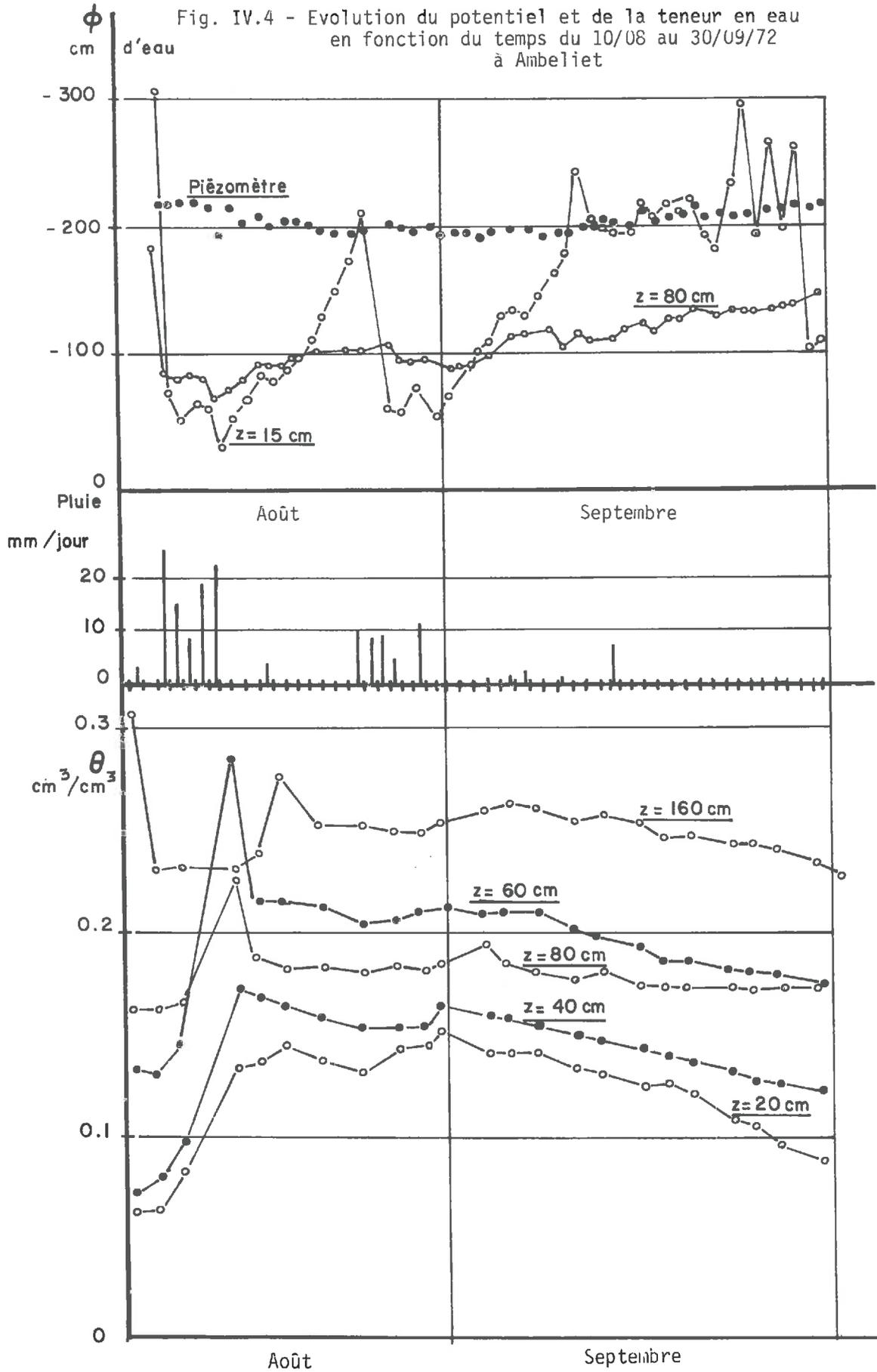
Du 1er Juin au 10 Août, la teneur en eau dans les 40 premiers centimètres de sol passe de 0,16 à 0,05 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>. Elle est donc très faible quand surviennent les premières pluies

Nous avons reporté l'évolution de  $\theta$  et de  $\phi$  en fonction du temps entre le 10 Août et le 30 Septembre (Fig. IV-4). Ces tracés ont été obtenus à la table traçante périphérique de l'ordinateur (voir traitement et programmes de traçage en annexe A).

Dans le premier mètre de sol, le potentiel diminue en valeur absolue et la teneur en eau augmente rapidement dès le début de la pluie.

Nous avons choisi certaines dates intéressantes sur cette période pour construire les profils hydriques correspondants et les profils de potentiel (Fig. IV-5).

Du 10 au 15 Août, on note une variation importante des profils



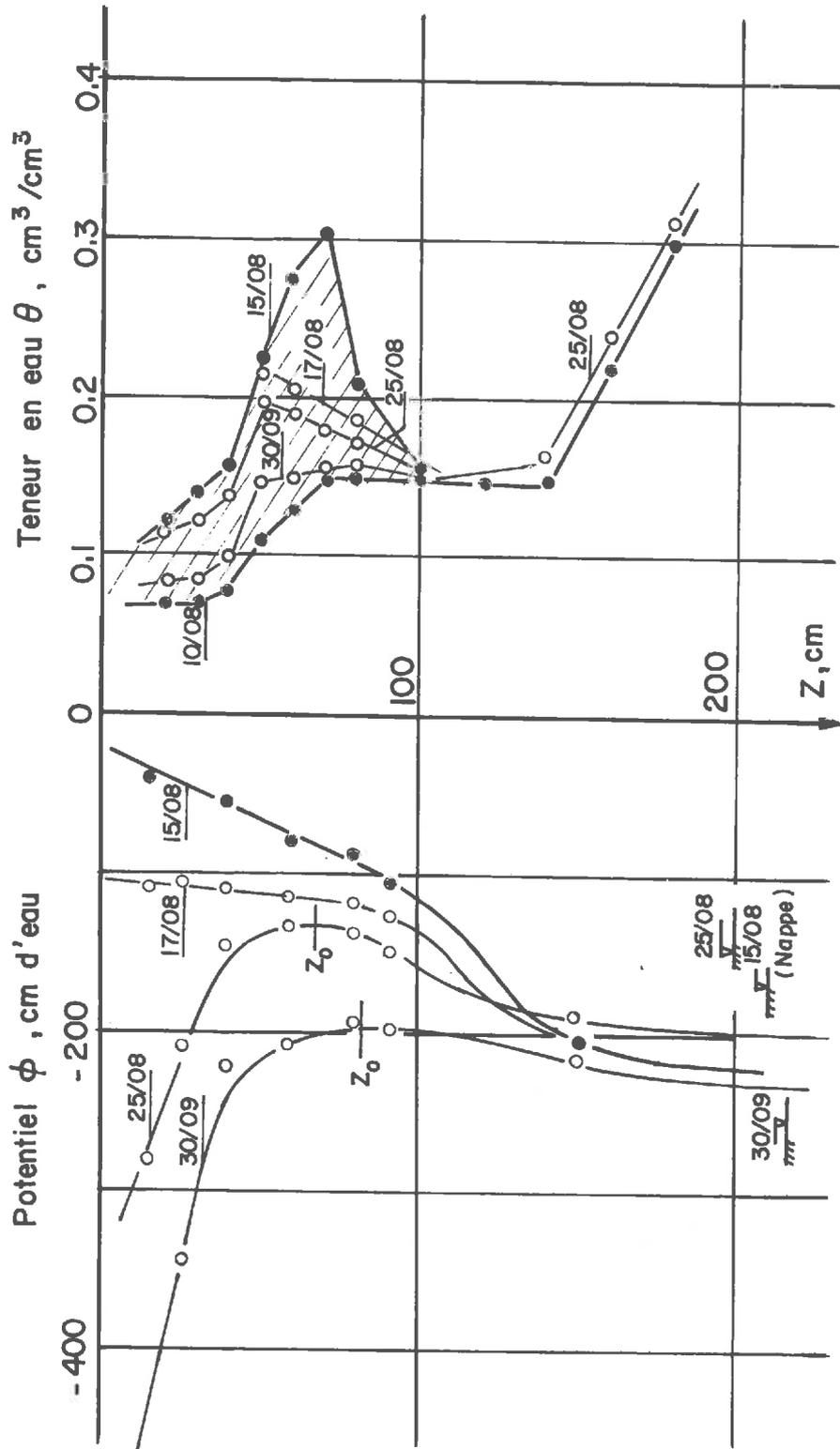


Fig. IV. 5

hydriques : il y a accumulation d'eau dans les couches supérieures (0 - 100 cm) de la zone non saturée, due à la percolation de la pluie. Le stock d'eau dans le sol vaut 315 mm avant la pluie (dans la tranche de sol 0 - 200 cm). Après la pluie, il est de 404 mm soit une augmentation de 89 mm : toute la pluie s'est infiltrée.

Sur le profil hydrique du 15/08, on remarque une importante hétérogénéité aux cotes 60-80 cm, due à la présence d'une couche d'argiles.

Du 15 au 25, une redistribution de l'eau s'opère avec diminution du stock présent dans le sol. Le 25, le stock d'eau (entre 0 et 200 cm) n'est plus que 378 mm. Le simple examen des profils hydriques ne nous permet pas de déterminer l'influence relative des pertes par évaporation et de la diminution du stock dû à un drainage profond. Pour cela, il est nécessaire de considérer les profils de potentiel relatifs à la période étudiée (partie gauche de la figure IV-5).

À la fin de la pluie, le 15 Août, la courbe  $\phi(Z)$  est monotone et sa pente est négative. Ceci traduit un transfert d'eau orienté vers le bas dans toutes les sections (DAIAN-VACHAUD, 7). En revanche, à la date du 25/08, la courbe  $\phi(Z)$  présente un maximum aux environs de la cote  $Z = 70$  cm : c'est la cote du point de flux nul  $Z_0$ . Ainsi, en suivant jour après jour la variation de cote de ce point de flux nul en même temps que les fluctuations des profils hydriques, on peut, en utilisant la méthode décrite au Chapitre I, paragraphe 2, calculer le volume d'eau perdu par évaporation depuis un instant de référence. En appliquant cette méthode à la période considérée, on calcule qu'entre le 15 et le 25 Août, les pertes nettes par évaporation sont de 9 mm et 17 mm sont allés à la nappe. Le reste est stocké entre 0 et 200 cm. 4 mm iront encore à la nappe dans les jours suivants.

Pendant la seconde période pluvieuse d'Août, les précipitations affectent peu la valeur du stock : les profils hydriques du 25/08 et du 30/08 ne sont pas sensiblement différents. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'intensité de la pluie est beaucoup plus faible durant cette seconde période (37 mm en 6 jours) que durant la première (89 mm en 5 jours). Ainsi, entre deux mesures neutroniques, la plus grande partie de la pluie infiltrée s'est évaporée. Ceci nous amène à définir une pluie efficace : pluie réellement infiltrée dans le sol, et produisant une variation sensible du stock. Pour cette seconde période, ce terme vaut 13 mm. Entre le 15 et le 25, les 5 mm de pluies donnent 2 mm de pluie efficace.

Remarquons que la notion de pluie "efficace" est liée à la fréquence des mesures d'humidité. Avec une mesure d'humidité tous les deux jours, la pluie efficace sera plus faible que si l'on procède à une mesure d'humidité deux fois par jour. Cependant, cette grandeur n'étant qu'un artifice de calcul très pratique, dont l'influence sur les résultats est nulle, nous ne nous appesantirons pas sur sa signification exacte.

c) Redistribution - Bilan global

Pendant tout le mois de Septembre, on observe une redistribution avec diminution globale du stock tandis que le point de flux nul se stabilise entre les cotes 80 et 100 cm.

Le 30 Septembre, le stock présent entre 0 et 200 cm est peu différent du stock de référence (11/08) : 342 mm au lieu de 315 mm (Voir tableau des stocks, et variations de stock, annexe B).

L'analyse des transferts durant toute la période de mesure donne les résultats suivants : pour une pluviométrie totale de 144 mm (Août et Septembre), la pluie efficace, déterminée d'après les variations de stock vaut 104 mm, soit 72 % de la pluie réelle. Le complément s'est évaporé pendant et après chaque pluie ; en particulier en Septembre, les 13 mm de pluie donnent une pluie efficace nulle.

Entre le 10 Août et le 30 Septembre, les pertes par évaporation valent 44 mm, soit 30 % de la pluie réelle et 42 % de la pluie efficace.

La quantité d'eau totale ayant percolé vers la nappe durant cette période vaut 33 mm, c'est à dire 23 % de la pluie réelle. On calcule cette dernière valeur en considérant l'équation de conservation de masse écrite sous la forme arithmétique suivante :

$$\text{Eau percolée} = \text{Pluie efficace} - \text{Evaporation} - (\text{Stock final} - \text{stock initial})$$

Notons que l'étude de la variation du niveau piézométrique apporte une correction quant à la destination de l'eau percolée. En effet, au début de la période considérée, la nappe est à la cote 220 cm. Après une légère remontée (de 220 à 200 cm) entre le 10 et le 30 Août, le niveau se stabilise puis baisse de façon continue et régulière pour atteindre 220 cm le 30/09. La quantité d'eau percolée n'a pas été utilisée pour recharger la nappe, mais est ressortie à un exutoire.

Cette étude de détail permet de conclure que malgré une pluviométrie importante, la nappe n'a pas été rechargée.

#### 1.4 - LES TERMES DU BILAN HYDRIQUE EN 1972

L'hiver 71-72 a été particulièrement pluvieux (230 mm en Janvier-Février 72). C'est pourquoi nous avons pris comme stock de référence celui mesuré au 1er Mars 1972. A cette époque en effet, le phénomène d'évapotranspiration commence à être sensible et la nappe qui est alors peu profonde (entre 30 et 50 cm) voit son niveau baisser. On trouvera, en annexe B, le stock d'eau présent par tranche de 10 cm de sol (à la surface, le stock d'eau correspond au stock moyen entre 0 et 30 cm). Le stock à certaines dates intéressantes a été reporté en figure IV-6.

La variation du niveau de la nappe entre le 1/03/72 et le 31/12/72 est présenté, fig. IV-7 ainsi que la pluviométrie et la variation de cote du point de flux nul, déterminé directement à partir des profils tensiométriques.

On peut découper ces dix mois en plusieurs périodes et dégager pour chaque période une évolution simple du stock.

##### a) Du 1er Mars au 1er Juin

Durant cette période, on note une diminution importante du stock dans le premier mètre de sol malgré une pluviométrie assez forte (Fig. IV-6 a). Cette diminution est surtout marquée entre 0 et 50 cm. Le stock cumulé dans ces 50 cm de sol vaut 134 mm le 1/03 ; 110 mm le 1/04 malgré 75 mm de pluie en Mars ; 88 mm le 1/05 (70 mm de pluie en Avril) ; 84 mm le 1/06 (76 mm de pluie en Mai).

Après une baisse du niveau de la nappe en Mars (de 30 cm à 95 cm le 1/04), le niveau fluctue autour de 1 m durant le reste de la période. On remarque que les fluctuations de niveau de la nappe suivent assez bien la pluviométrie. La cote du point de flux nul est environ 40 cm jusqu'au 1er Mai et atteint 1 m début Juin après avoir été très faible en Mai.

On peut expliquer la diminution du stock durant cette période par le fait que la nappe est relativement proche de la surface du sol. Comme les pluies sont assez espacées, avec des périodes sèches moyennes de 15 à 20 jours, une partie importante de la pluie percole jusqu'à la nappe et s'écoule vers l'exutoire du bassin tandis qu'une redistribution a lieu dans la zone non saturée avec une

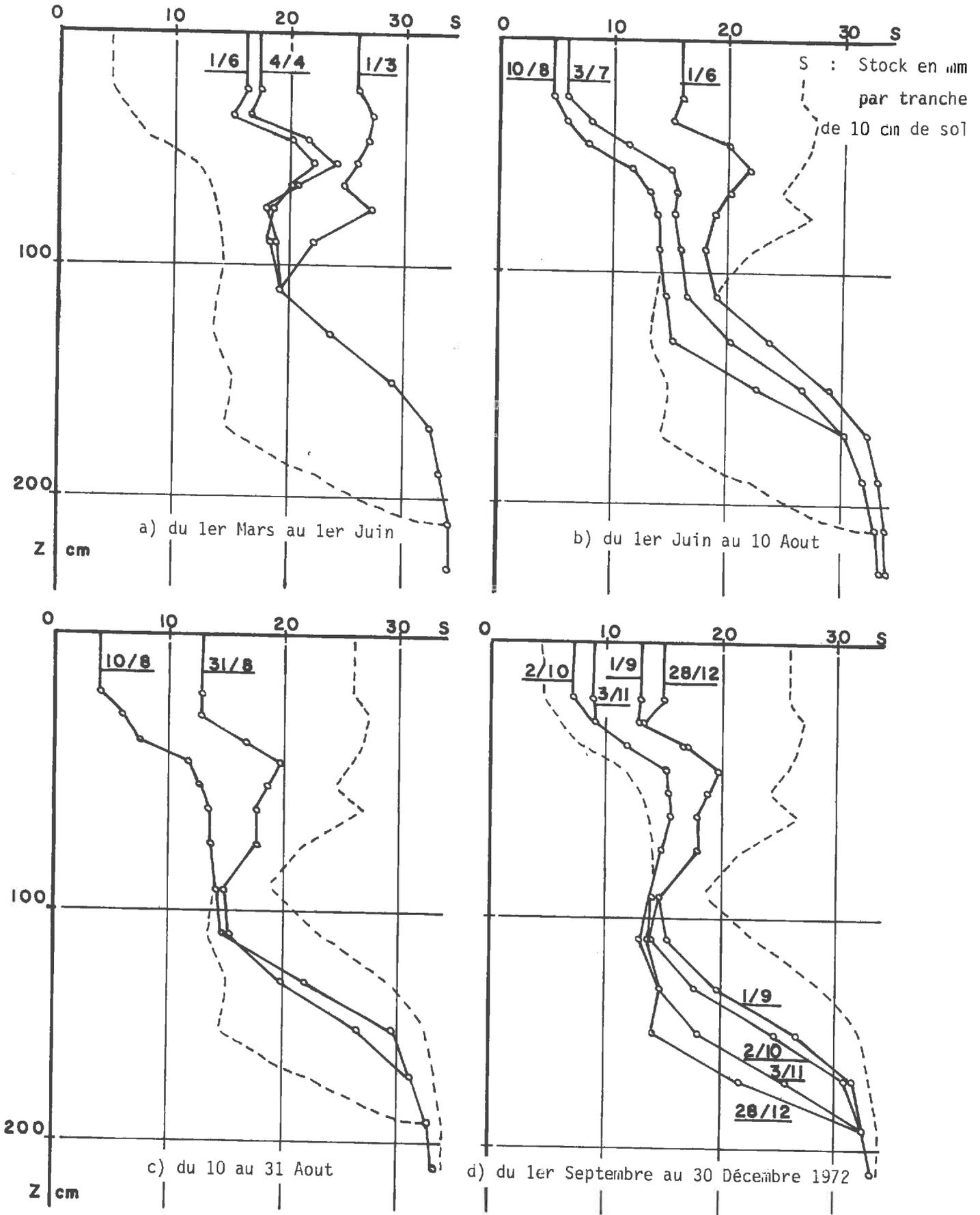


Fig. IV.6 - Evolution du stock d'eau dans le sol

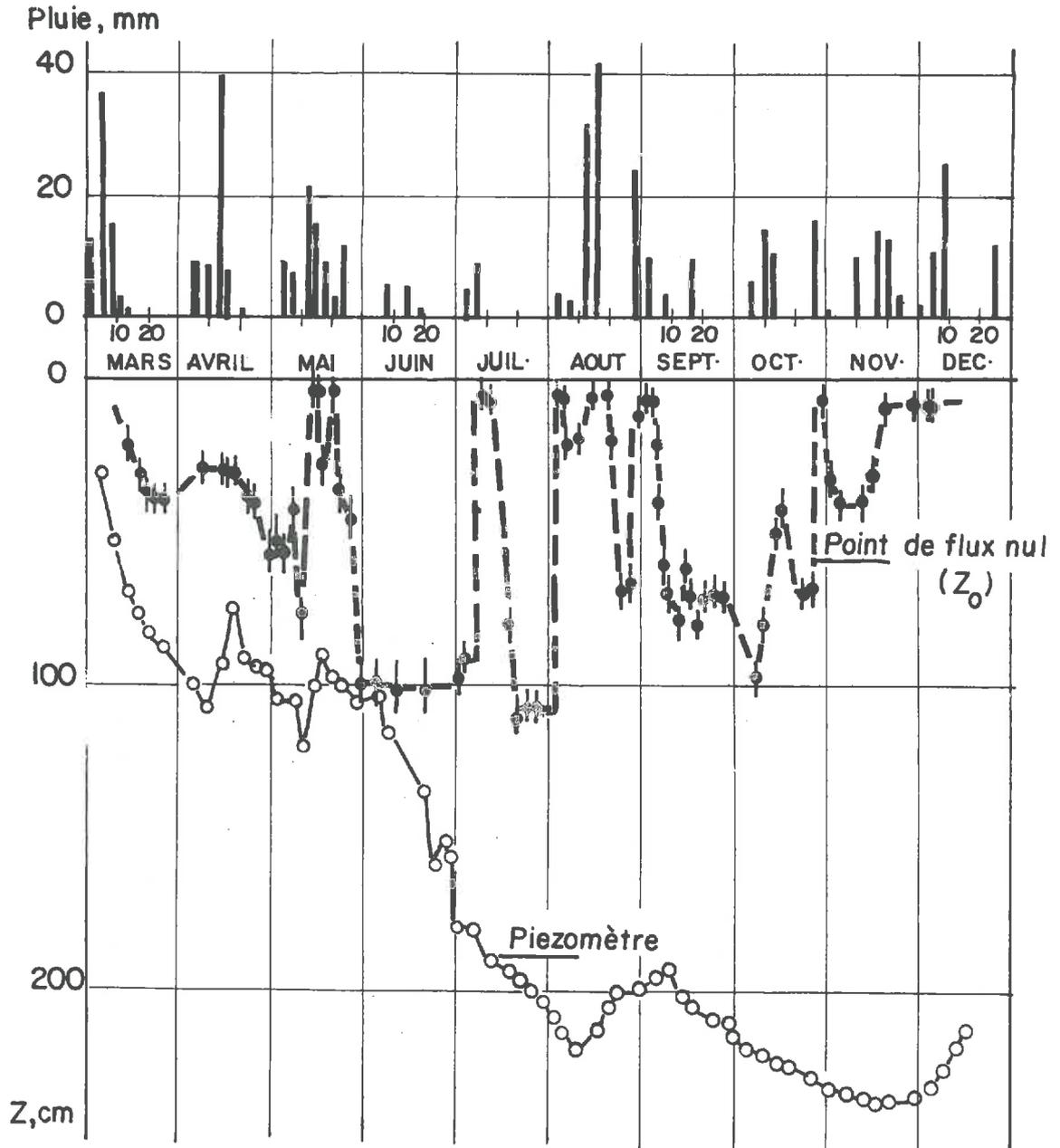


Fig. IV.7 - Pluie, évolution du point de flux nul et piézométrie à Ambeliet en 1972

évaporation importante compte tenu de la faible profondeur de la nappe. C'est justement l'évaporation qui tend à faire diminuer rapidement le stock d'eau dans les couches proches de la surface du sol.

b) Du 1er Juin au 10 Août

Durant cette seconde période, les précipitations sont très faibles (30 mm). Le niveau de la nappe baisse alors rapidement passant de 100 cm le 1/06 à 180 cm le 1/07 et 220 cm le 10/08. La variation de stock (Fig. IV-6-b) est importante : le stock d'eau compris entre la surface du sol et la cote  $Z = 200$  cm diminue de 463 mm le 1/06 à 315 mm le 10/08. Deux phénomènes provoquent cette diminution du stock d'un tiers de sa valeur initiale : l'absence de précipitations suffisantes pour renouveler les pertes par évaporation et la vidange du sol consécutive à la descente de la nappe. C'est pourquoi la perte d'eau se fait sentir dans les couches supérieures du sol (entre 0 et 50 cm) comme précédemment mais aussi, par drainage profond, jusqu'aux environs de la cote  $Z = 200$  cm.

La connaissance de la variation de la cote du point de flux nul qui est voisine de 100 cm sauf pendant quelques jours en Juillet, permet de décomposer la variation totale du stock (148 mm) en une perte par évaporation de 78 mm et un écoulement par la nappe vers l'exutoire de 70 mm.

Durant cette période, la pluie efficace est nulle. Le ruissellement étant nul (HOSTEINS, 48), la pluie réelle (30 mm) s'est évaporée dans les heures qui ont suivi les précipitations d'autant plus qu'elles ont été de faible intensité. C'est pourquoi nous avons déterminé un terme d'évaporation ETR qui est la somme de l'évaporation  $E_1$  calculée à partir des variations du stock et de la position du point de flux nul (Fig. IV-7), d'une part, et de la différence entre pluie réelle et pluie efficace d'autre part. Nous y reviendrons ultérieurement (§ 3.1.).

c) Du 10 au 31 Août

Une analyse détaillée a eu lieu précédemment pour cette période.

En résumé, la forte pluviométrie de cette époque (131 mm) a produit une reconstitution partielle du stock d'eau surtout dans le premier mètre de sol (augmentation du stock entre 0 et 100 cm de 58 mm). En profondeur, il y a encore écoulement vers la nappe si bien que celle-ci remonte légèrement de 220 cm à 195 cm.

d) Du 1er Septembre au 31 Décembre 1972

Au cours de cette période, les fluctuations du stock dans le premier mètre de sol sont assez importantes. Après une évaporation intense avec précipitations négligeables en Septembre, un équilibre en Octobre où pluie et évaporation s'équilibrent, il y a reconstitution partielle du stock dans cette tranche de sol.

En revanche, on note toujours une diminution du stock par drainage profond en dessous de la cote  $Z = 100$  cm.

La nappe baisse de façon continue jusqu'à fin Novembre (le niveau est alors à la cote  $Z = 235$  cm) puis remonte légèrement en Décembre (210 cm le 31/12).

e) Résumé

On a consigné les valeurs mensuelles de la pluie, de la pluie efficace, de la variation de stock entre 0 et 200 cm, des pertes par évaporation ( $E_1$ ) et du volume drainé puis écoulé par l'intermédiaire de la nappe vers l'exutoire dans le tableau IV-1. Rappelons qu'un exemple détaillé du calcul de ces termes est présenté en annexe B.

Le bilan global se traduit par une diminution du stock de 204 mm (531 mm le 1/03 et 327 mm le 31/12) tandis que l'écoulement vers l'exutoire est, durant cette période, de 268 mm.

Notons que les pertes par évaporation (252 mm) réduisent les quantités d'eau apportées par les pluies (pluie efficace 316 mm) à seulement 64 mm disponibles pour l'écoulement vers l'exutoire, c'est-à-dire que la pluie ne fournit que 24 % du débit écoulé à l'exutoire. Le reste provient de la diminution de la quantité d'eau stockée dans le sol.

1.5 - AUTRE RESULTAT : LA RELATION SUCCION - TENEUR EN EAU

La mesure simultanée des suctions (ou potentiels) et des teneurs en eau permet de tenter la détermination de la relation ( $\psi, \theta$ ) pour différentes tranches de sol. Les points correspondants obtenus à partir des mesures effectuées durant toute l'année ont été consignés figure IV-8 pour différentes cotes (40, 80 et 150 cm). On a distingué entre différentes périodes et, quand c'était possible, on a représenté l'allure des courbes décrites par le point ( $\psi, \theta$ ).

TABLEAU IV.1 - VARIATION DES TERMES DU BILAN HYDRIQUE (1972) à AMBELLIET

	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	1er JUIL 9 AOÛT	10 AOÛT 31 AOÛT	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.	TOTAL
Pluie	74	70	77	16	13	131	13	47	52	64	557
Pluie efficace	33	52	42	0	0	104	0	9	31	45	316
Pertes par évaporation*	44	44	22	62	16	9	35	7	3	10	252
Drainage profond	52	11	23	23	47	21	12	34	9	36	268
$\Delta S_{200}$ **	- 63	- 3	- 3	- 85	- 63	+ 74	- 47	- 32	+ 19	- 1	- 204

Toutes les grandeurs sont exprimées en mm.

\* Pertes par évaporation de l'eau ayant pénétré dans le sol.

\*\*  $\Delta S_{200}$  est défini par la différence "stock final - stock initial". En cas de diminution de stock,  $\Delta S$  est négatif ; en cas d'augmentation de stock,  $\Delta S$  est positif.

Pour chaque colonne, on doit vérifier : Pluie efficace - (Evaporation + Drainage) =  $\Delta S_{200}$

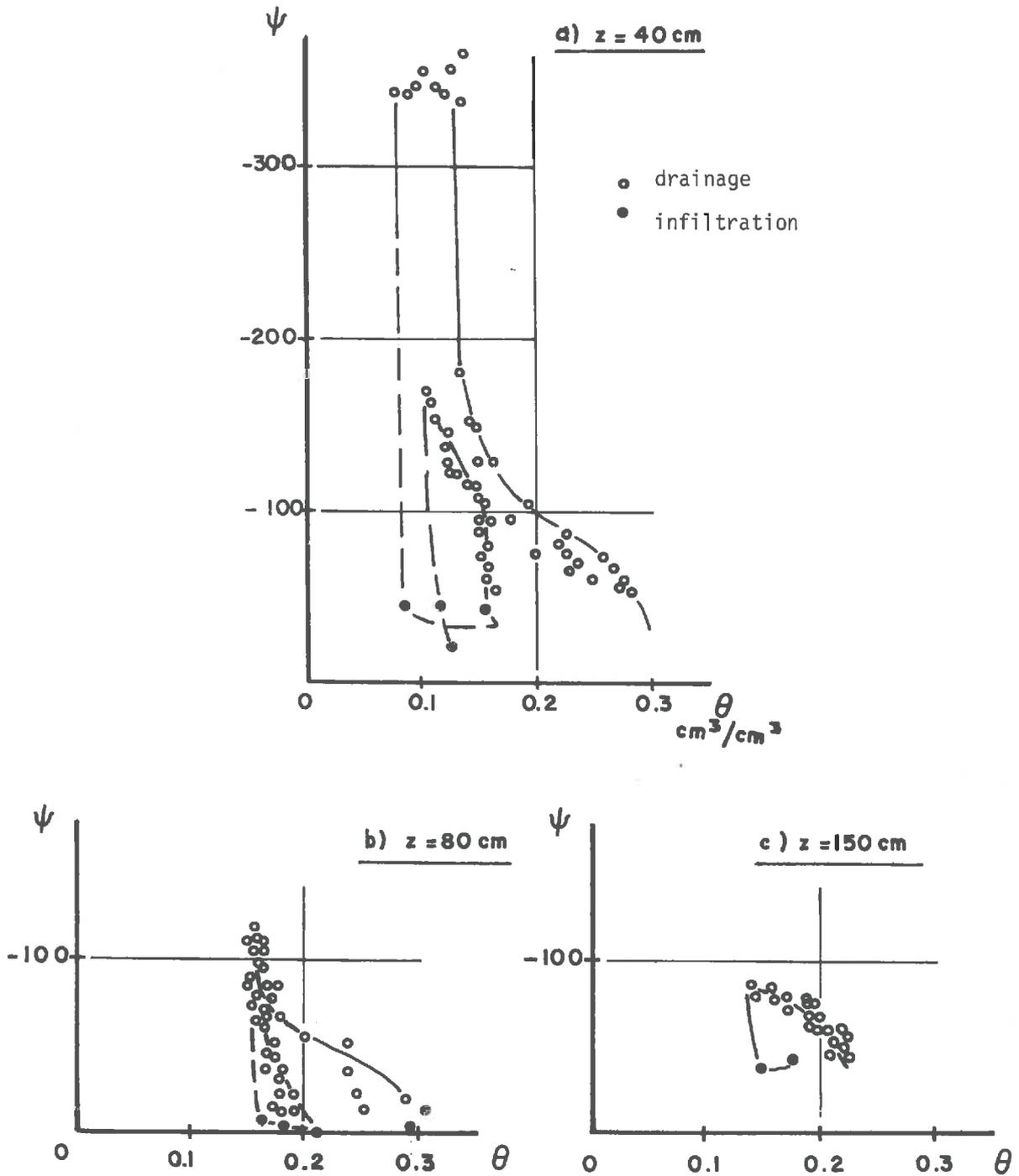


Fig. IV.8 - Relations succions-teneur en eau

L'interprétation de ces courbes est assez délicate : on ne peut pas définir la frange capillaire.

On remarque, néanmoins, que l'effet d'hystérésis est loin d'être négligeable, bien que l'on ne puisse pas définir les branches d'humidification car elles ne sont définies que par quelques points (les mesures de teneur en eau sont en effet trop espacées pour suivre une humidification).

## II - LA STATION D'HERISSART SUR LE BASSIN DE L'HALLUE

### 2.1 - SITUATION ET SITE DE MESURE

#### a) Situation géographique (Fig. IV-9)

L'Hallue est un affluent de la Somme. La superficie de son bassin versant est 219 km<sup>2</sup>. Les altitudes extrêmes et moyenne sont respectivement 160 - 27 et 96 mètres. La quasi-totalité du bassin (environ 95 % de la surface) est en culture.

#### b) Géologie et hydrogéologie

Le bassin de l'Hallue est constitué essentiellement de craie recouverte dans les zones de plateaux par quelques mètres de limons et par des alluvions récentes dans le fond de la vallée.

La nappe est dans la craie, à des profondeurs variant de 30 à 50 m sous les plateaux et aux environs de 10 m aux abords de la vallée. Les relevés piézométriques montrent que la rivière draine la nappe sur la totalité de son cours (AURIOL-DELAQUERIERE, 50).

#### c) Site de mesure

La station de mesure a été implantée à proximité d'Hérissart, sur le plateau dans la partie Nord-Ouest du bassin. Elle a été installée dans un parc météorologique du B.R.G.M. situé dans un pré au coeur d'une zone de cultures.

### 2.2 - PROFIL DU TERRAIN

#### a) Masse volumique

Des prélèvements de sol ont été effectués jusqu'à une profondeur de 2,80 m. Un sondage gamma simultané nous a permis d'établir les profils de masse volumique sèche et de masse volumique à une date donnée (Fig. IV-10).

BASSIN VERSANT DE L'HALLUE

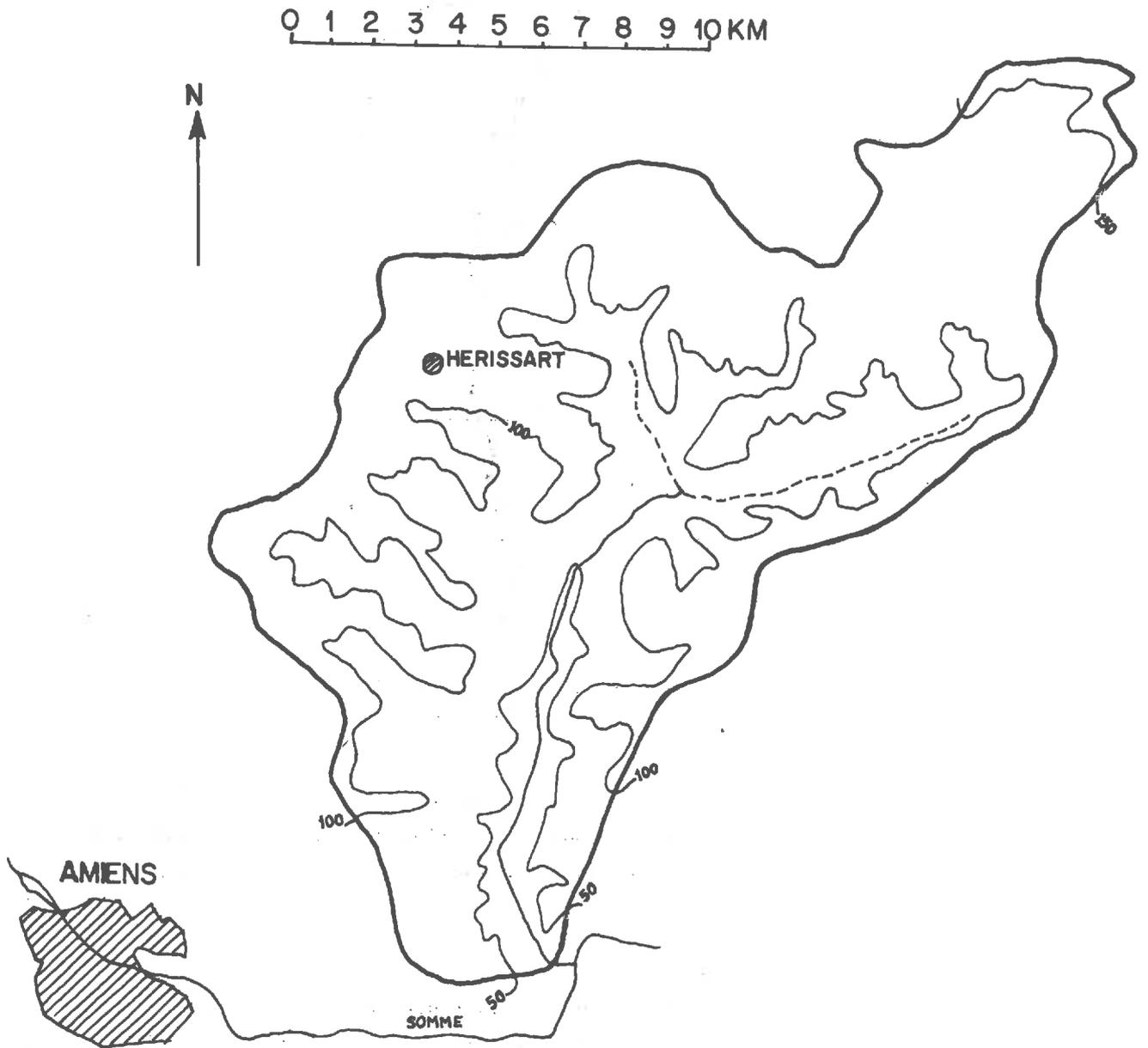


Fig. IV.9

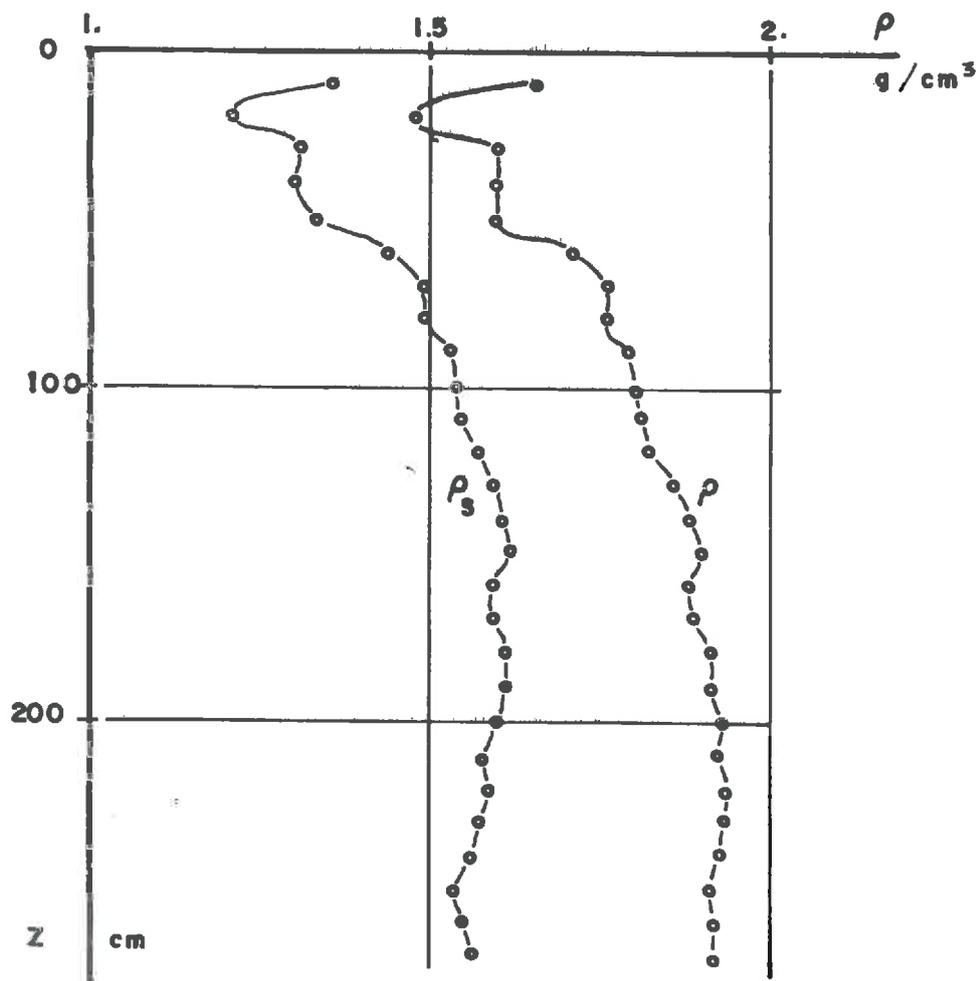


Fig. IV.10 - Profils de masse volumique et de masse volumique sèche à Hérissart .

Les échantillons prélevés étaient assez homogènes (sauf pour les plus proches de la surface où nous trouvons de l'humus). Ceci se traduit par une masse volumique sèche relativement constante (de 1,5 à 1,6 g/cm<sup>3</sup>) en dessous de 60 cm.

#### b) Profil hydrique

Le sol étant assez homogène, la teneur en eau varie peu et monotoniquement avec la profondeur (de 0,3 à 0,4 cm<sup>3</sup> d'eau par cm<sup>3</sup> de sol) (Fig. IV-11). On note nettement que les précipitations sont surtout stockées dans le premier mètre de sol. Une légère augmentation de la teneur en eau en profondeur indique un écoulement vers les couches inférieures. Cette augmentation ne peut en effet provenir d'une variation du niveau de la nappe, celle-ci se trouvant dans la craie, à 40 mètres environ sous la surface du plateau.

obtenons en effet entre ces deux dates une variation de stock de 132 mm, c'est-à-dire une valeur supérieure de 45 % environ à celle du pluviographe et 31 mm du 20 au 22.

Notons que la situation même de la station météorologique est très mauvaise pour ce qui concerne la mesure de la pluie. La station est en effet installée sur un point du plateau exposé à tous les vents car les premiers arbres sont à quelques centaines de mètres. Du fait de cette mauvaise situation, nous ne devons utiliser les valeurs de la pluviométrie que comme des ordres de grandeur, la pluie réelle étant en général supérieure à la pluie enregistrée.

On a remarqué que, la quantité d'eau infiltrée est supérieure à la pluviométrie lue au pluviographe lorsque les pluies sont de forte intensité (ces pluies sont en général accompagnées de vents importants). Dans le cas de pluies de faible intensité, les indications du pluviographe sont compatibles avec le volume d'eau infiltré dans le sol.

#### b) Etat hydrique du sol

Au cours des mois qui ont précédé les fortes pluies de Novembre, les pluies assez faibles ont été insuffisantes pour combler le déficit causé par l'évapotranspiration. De Juillet à Octobre, il est tombé respectivement pour chaque mois 36, 41, 57 et 9 mm de pluie. Ceci se traduit par une diminution de la teneur en eau en surface : dans les 40 premiers centimètres de sol, la teneur en eau moyenne passe de 0,40 début Juillet à 0,20 début Novembre. L'effet est atténué dans les couches inférieures pour n'être sensible que jusqu'à 2 mètres environ.

Le profil hydrique à la date du 8 Novembre (Fig. IV-12), soit juste avant l'épisode pluvieux considéré, traduit, par comparaison au profil du 3 Juillet, le déficit en eau des couches supérieures.

#### c) Infiltration de la pluie

Aucun profil d'humidité n'ayant pu être relevé entre le 8 et le 20 Novembre, bien que cette période soit particulièrement intéressante, nous ne connaissons pas la variation de la teneur en eau dans les différentes couches de sol entre ces deux dates. Cependant, au 20 Novembre, le front d'humidité atteint seulement la cote 100 cm comme le montre le profil hydrique relatif à cette date (Fig. IV-12).

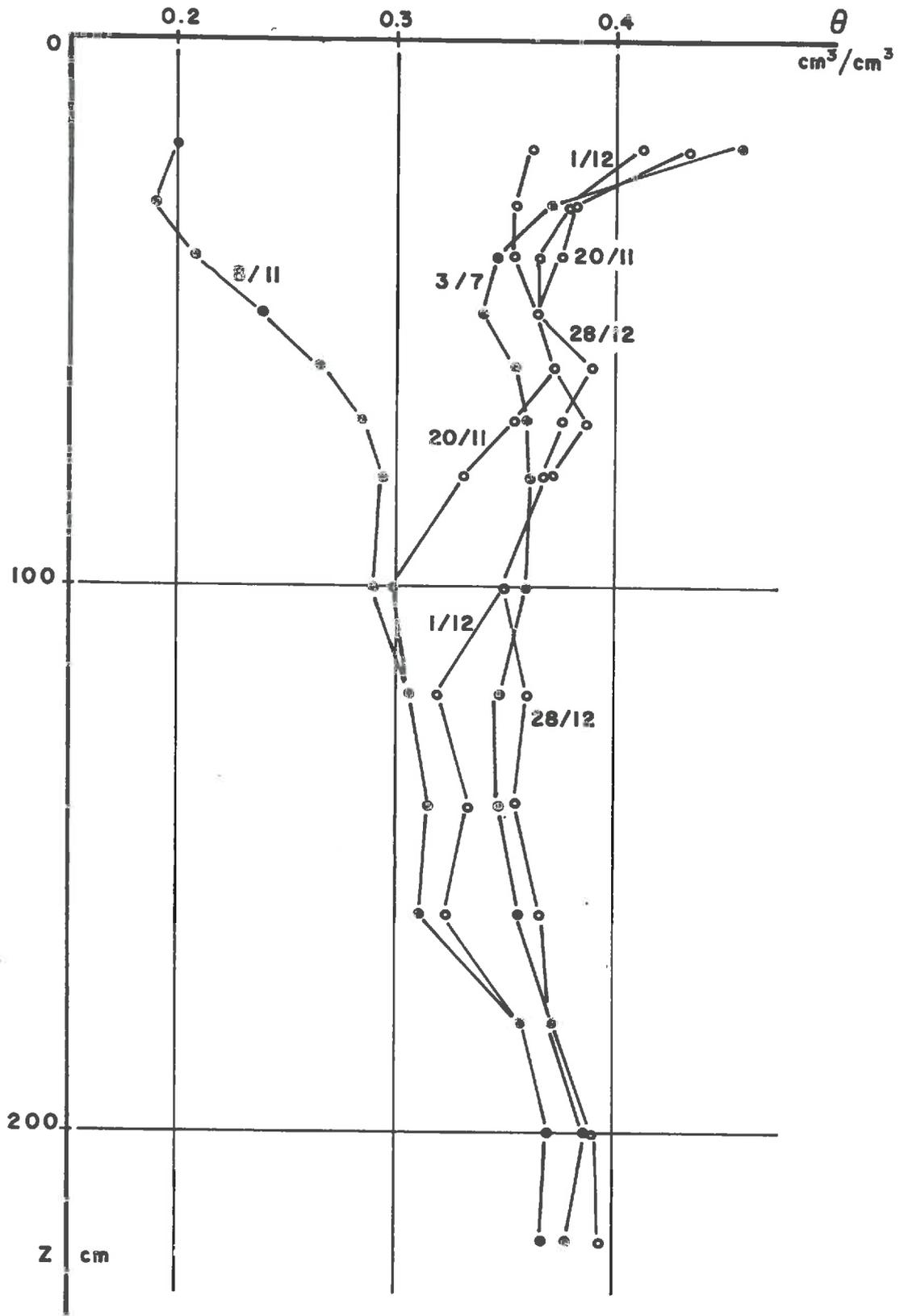


Fig. IV.12 - Evolution des profils de teneur en eau en Novembre et Décembre 1972

Nous pouvons cependant suivre l'avancement du front d'humidité par la chute du potentiel (en valeur absolue) à chaque cote où est placé un tensiomètre. On a reporté (Fig. IV-13) ces variations du potentiel en fonction du temps pour les différents tensiomètres. On remarque de fortes variations du potentiel en fonction du temps jusqu'à 100 cm. Au delà, les gradients de potentiel en fonction du temps sont plus faibles, ce qui est caractéristique d'une redistribution qui se manifeste par une humidification à 250 cm en Décembre.

Les teneurs en eau sont également reportées Fig. IV-13. A partir du 20, on enregistre une augmentation lente mais régulière de la teneur en eau à la cote 160 cm puis à la cote 260 cm en Décembre : il y a redistribution. Il y a, durant cette période, écoulement d'eau vers les couches plus profondes comme le montre le calcul du stock et des variations de stock en fonction du temps.

A partir des variations de stock, nous pouvons calculer, pour chaque tranche de sol l'augmentation ou la diminution de stock. L'écoulement ayant lieu vers le bas à toute cote (il n'y a pas de point de flux nul durant la pluie, puis ce point est au voisinage de la surface du sol ensuite), on en déduit le volume d'eau ou flux qui a traversé une cote donnée entre deux dates (Tableau IV-3) et le flux moyen journalier à travers cette cote (Fig. IV.14). Ce flux moyen est d'autant plus voisin du flux réel journalier que l'on calcule les variations de stock entre deux dates proches.

On note, sur cette figure IV-14, le décalage de l'infiltration sur la pluie en fonction de la profondeur, ainsi que son étalement dans le temps.

Si on connaît  $\frac{\partial \phi}{\partial z}$ , on peut alors déterminer la conductivité hydraulique du sol par l'équation I.8.

$$V = - K (\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z}$$

Nous avons ainsi pu obtenir (Fig. IV-15)  $K (\theta)$  en fonction de  $\theta$ . Nous n'avons pas une détermination très précise par le fait que nous ne disposons que de peu de points. Nous pouvons cependant en déduire les ordres de grandeur de  $K (\theta)$ .

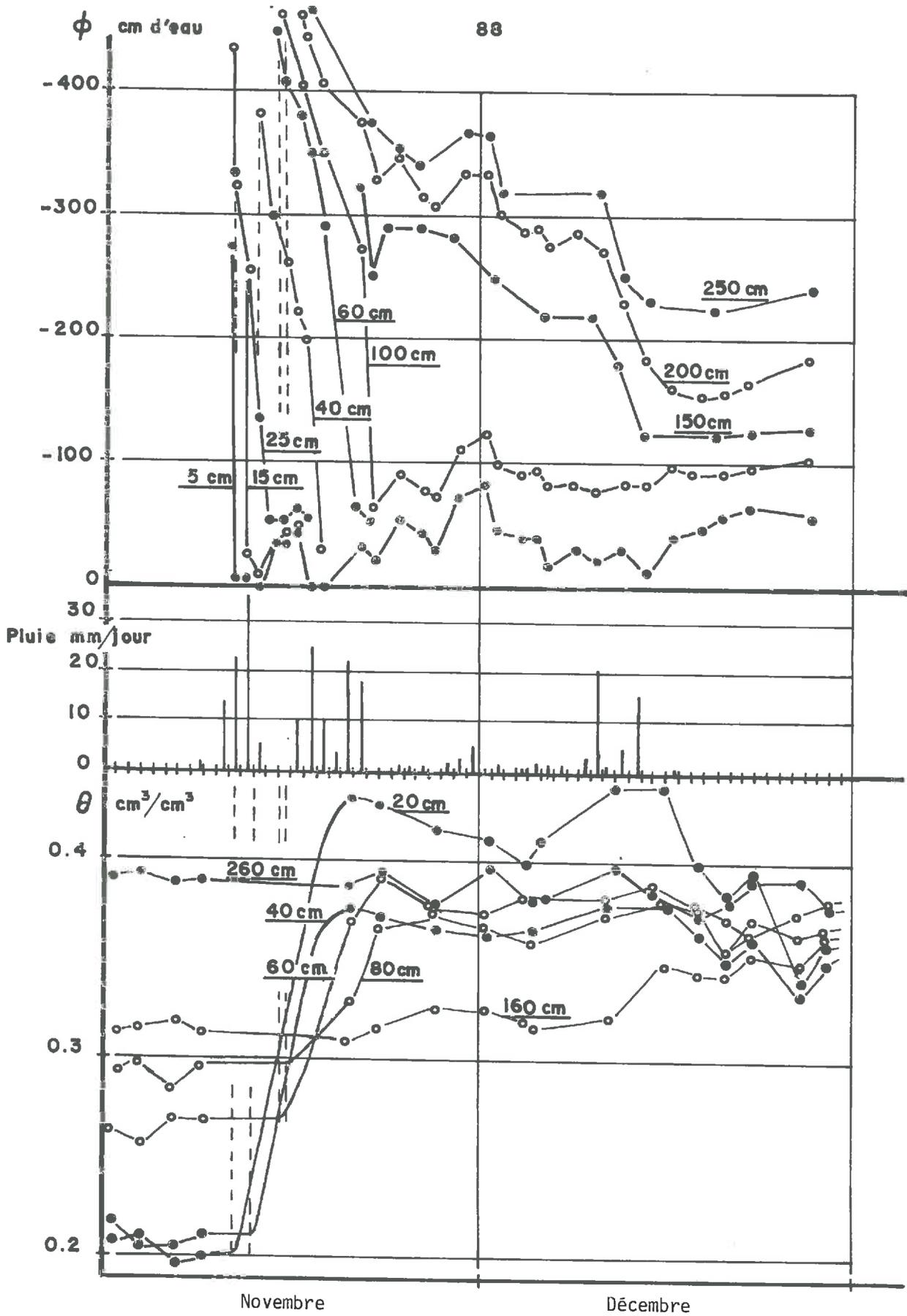


Fig. IV.13 - Evolution du potentiel et de la teneur en eau à différentes cotes en fonction de la pluie en Novembre et Décembre 1972 à Hérisart

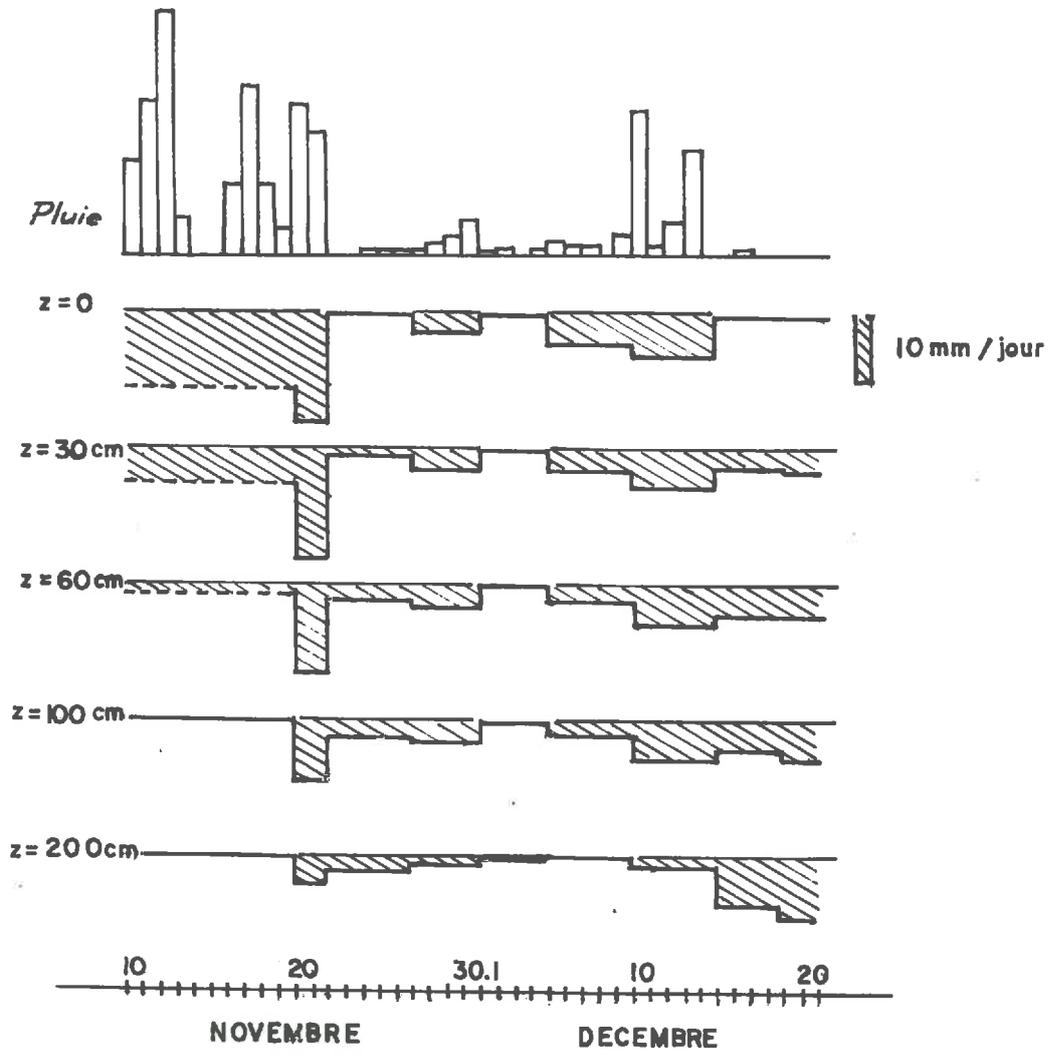


Fig. IV.14 - Flux moyen journalier à travers différentes cotes

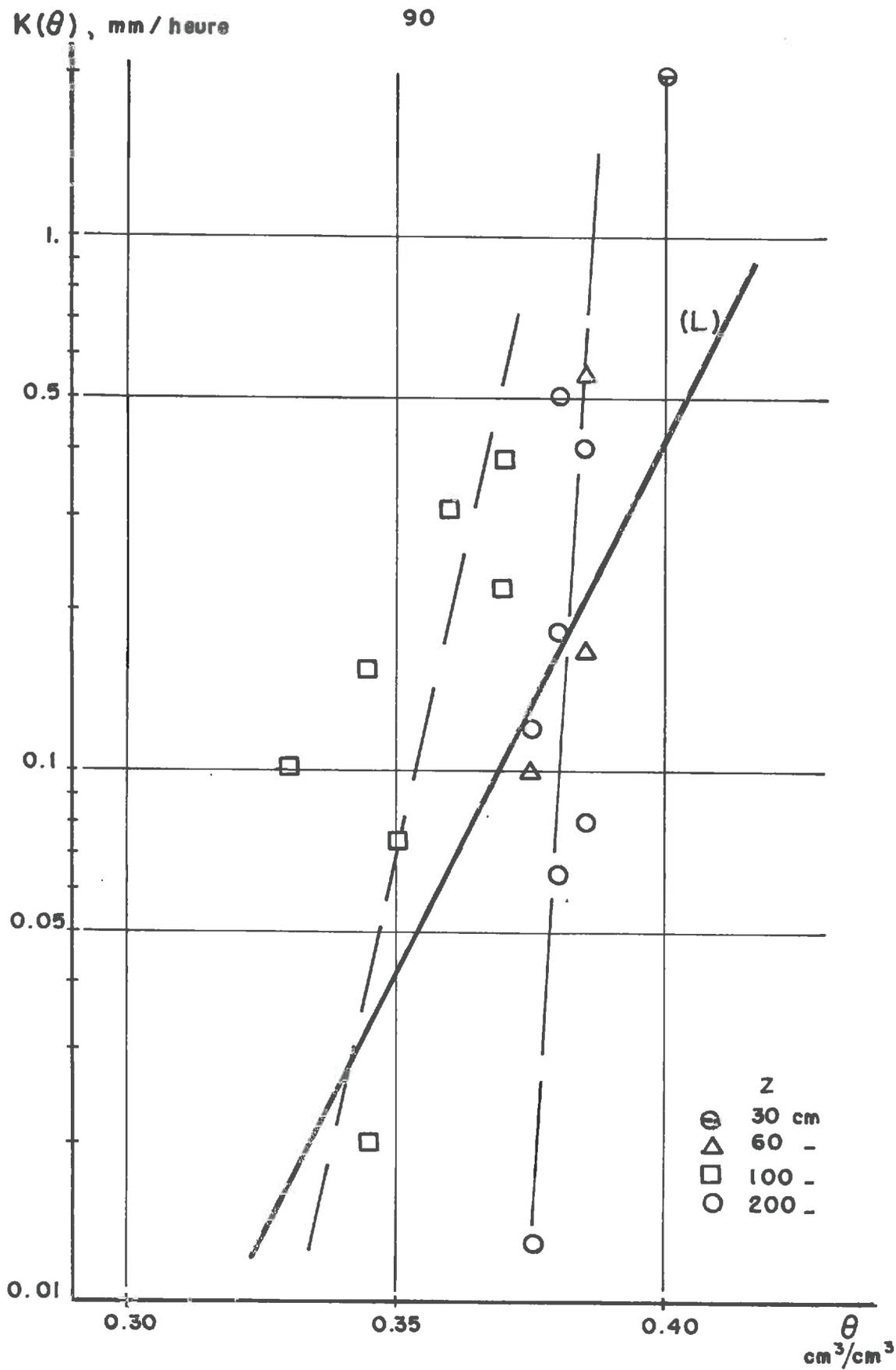


Fig. IV.15 - Conductivité hydraulique du sol en fonction de la teneur en eau

Tableau IV-3

	Flux en mm entre deux dates à travers les cotes				
	Z = 0	Z = 30 cm	Z = 60 cm	Z = 100 cm	Z = 200 cm
8/11					
20/11	132,7	62,9	17,3	1,1	-
22/11	31,6	32,5	26,8	16,9	8
27/11	-	3,5	10,1	11,7	10,7
1/12	10,3	11,9	12,8	11	5,5
5/12	-	0,3	0,7	1,6	1,1
11/12	26	17,6	13,9	10,6	0,8
15/12	22,6	21,9	22,4	22,2	6,2
18/12	-	7,8	10,7	12,1	19,4
20/12	-	4,8	7,3	11,2	15,9

Nous avons reporté à titre de comparaison une droite (L) obtenue pour un sol argileux, de même nature que le sol à Hérissart, par LARUE et al. (9 Bis). Cette droite a été obtenue par régression à partir d'un nuage de points relativement dense. On notera une assez bonne concordance des résultats.

#### d) Evolution du volume stocké

Le calcul des variations de stock (annexe C) en fonction du temps et par tranches de 10 ou 20 cm de sol nous a permis de déterminer ce qu'est devenue l'eau provenant des pluies (exemple de calcul en annexe B).

On a représenté (fig. IV-16) la variation du stock en mm d'eau. Le stock de référence a été pris à la date du 21 Août 1972. Jusqu'au 8 Novembre, il y a diminution du stock. Surviennent ensuite de fortes pluies. On enregistre alors une augmentation de stock importante dans le premier mètre de sol. L'effet des pluies se fait sentir dans les zones inférieures avec plusieurs jours de

Date de référence : 21/08/72

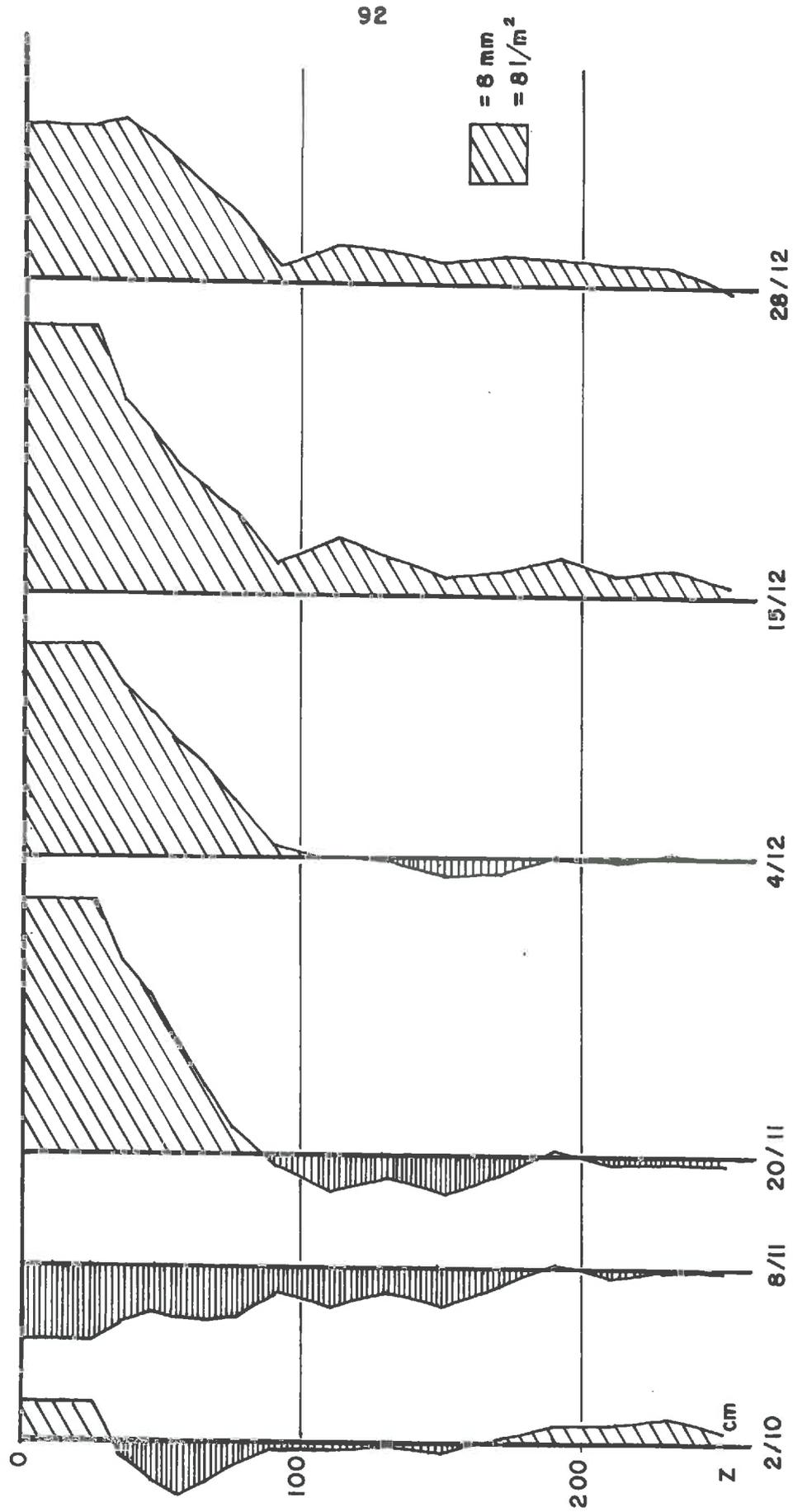


Fig. IV.16 - Variation de stock (mm) ou de volume stocké (l/m<sup>2</sup>)

retard : il y a redistribution avec percolation vers les couches basses. Notons que dans les derniers jours de Novembre et en Décembre, l'écoulement vers les couches de cote supérieure à 260 cm a été de 65 mm.

e) Bilan : ce qu'est devenue la pluie

Sur une pluviométrie totale de l'ordre de 260 mm, 150 mm sont utilisés à la reconstitution du stock d'eau dans le sol entre la surface et la cote 260 cm.

L'écoulement vers les couches situées en dessous de cette cote a été de 55 mm. Le reste, soit 45 mm environ s'est évaporé soit par évaporation, pendant et après chaque pluie sans avoir pénétré dans le sol, soit par évaporation d'une partie de l'eau qui avait commencé à s'infiltrer (6 mm).

On remarque que, malgré l'importance des précipitations, une grande partie de l'eau est stockée dans les couches de surface de la zone non saturée (69 % de la pluie) et qu'une faible partie (25 % environ) transite vers les couches inférieures.

#### 2.4 - LES TERMES DU BILAN HYDRIQUE EN 1972

Les mesures de teneur en eau et de potentiel ayant démarré fin Avril 1972, le bilan a été établi pour la période du 1er Mai au 31 Décembre 1972, que l'on peut diviser en 3 époques différant par les termes du bilan.

On trouvera le tableau des variations du stock d'eau en annexe C. On a représenté ce stock à certaines dates particulières (Fig. IV-17). La pluviométrie et la variation de cote du point de flux nul sont reportés en figure IV-18.

a) Du 1er Mai au 28 Juin

Ces deux mois sont relativement pluvieux, respectivement 60 et 145 mm. La pluie efficace totale n'est que de 125 mm. Néanmoins, le stock d'eau dans le sol ne varie pas sur l'ensemble de la période si ce n'est la fluctuation consécutive aux pluies (974 mm le 1/05 et 976 mm le 28/06 entre 0 et 260 cm avec un maximum de 993 mm).

La teneur en eau au début de cette période est en effet forte (0,38 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> en moyenne sur cette tranche de sol). Aussi observe-t-on un écoulement important vers les couches inférieures du sol ( $Z > 260$  cm), sans variation

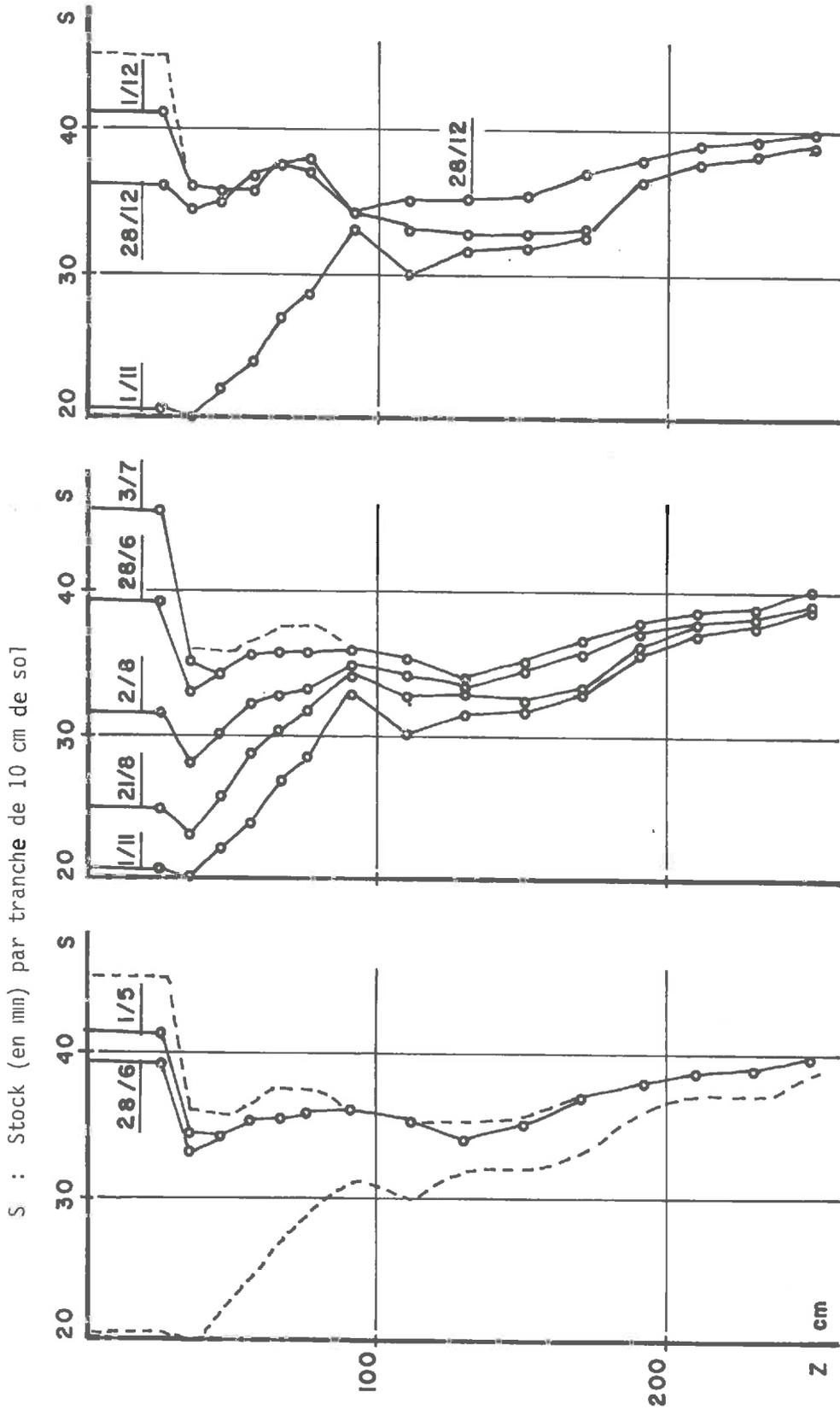


Fig. IV.17 - Evolution du stock d'eau dans le sol

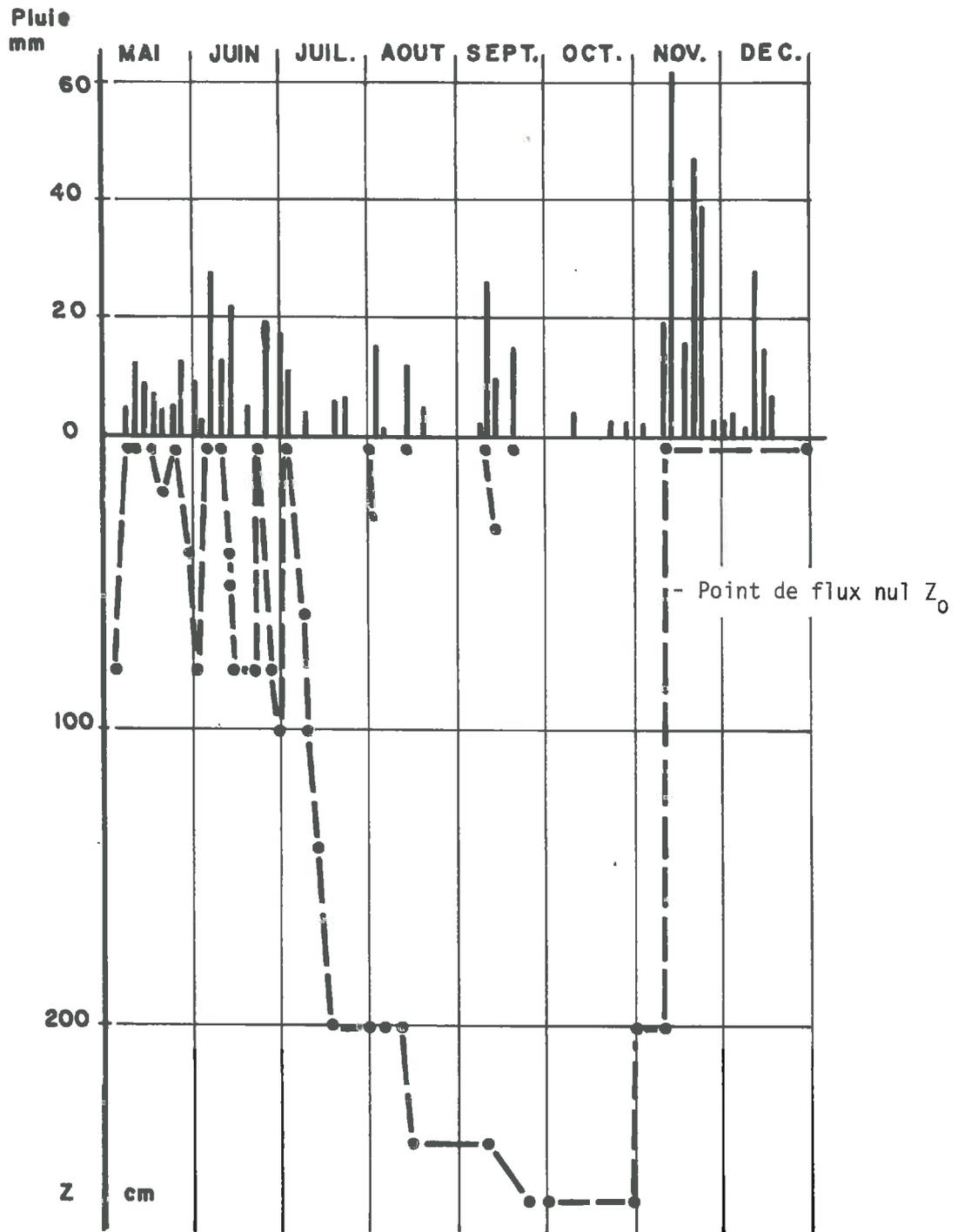


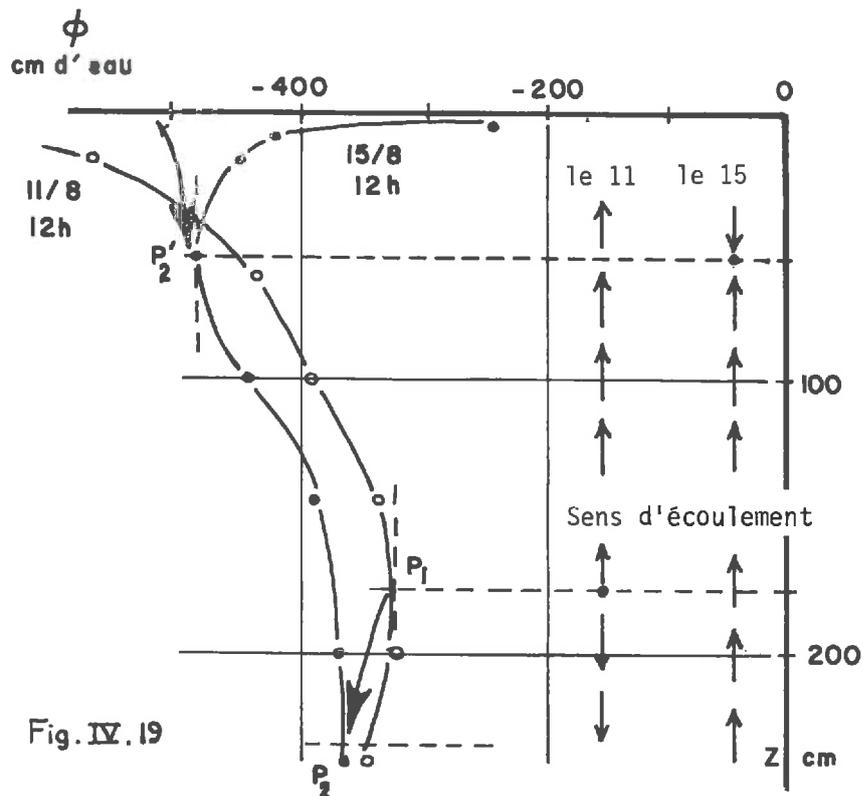
Fig. IV.18 - Pluviométrie et évolution de la cote de point de flux nul en 1972 à Hérisart

du stock puisque l'on est proche de la saturation : 63 mm sur les deux mois, tandis que les pertes par évaporation s'élèvent à 60 mm.

b) Du 28 Juin au 1er Novembre

Cette période est caractérisée par une pluviométrie relativement faible (143 mm en 4 mois). De plus, il n'y a que 40 % environ de la pluie qui pénètre dans le sol : la pluie efficace, déterminée à partir des variations de stock est en effet de 60 mm.

On enregistre donc une diminution de stock importante bien que l'écoulement vers les couches inférieures du sol ( $z > 260$  cm) n'ait lieu qu'en Juillet. Ce drainage (27 mm) est dû à la percolation des fortes pluies de Juin. Au cours de ce mois de Juillet, le plan de flux nul passera du voisinage de la surface à la cote 200 cm pour atteindre 240 cm en Août et même 260 cm ou plus en Septembre et Octobre. Il faut remarquer que l'effet des pluies durant cette période n'est pas sensible sur la cote du point de flux nul car les pluies sont faibles et de courte durée. Ainsi, le profil de potentiel ne se déforme qu'en surface, l'infiltration de la pluie n'ayant lieu que sur les premières dizaines de centimètres de sol. On peut par exemple comparer (Fig. IV-19), les profils de potentiel du 11/08 à 12 heures et du 15/08 à 12 heures.



Entre temps, on a enregistré 12 mm de pluie répartis sur les 12 et 14 Août. On remarque que la cote du point de flux nul  $P_1$  qui est au voisinage de 200 cm passe en  $P_2$  vers 250 cm (ou plus) tandis qu'un autre point de flux nul  $P'_2$  apparaît, qui disparaît rapidement après la pluie. Ceci prouve que l'effet de la pluie ne se fait sentir qu'en surface : il y a alors écoulement de l'eau vers le bas sur quelques dizaines de centimètres puis le déficit dû à l'évaporation à la surface du sol provoque à nouveau un écoulement vers le haut. Dans les couches plus profondes, l'écoulement a toujours eu lieu vers le haut : l'effet de la pluie ne s'y est pas fait sentir.

Au cours de ces 4 mois, les pertes d'eau par évaporation sont importantes : elles s'élèvent à 199 mm qui proviennent d'une part de l'apport d'eau (pluie efficace 60 mm), d'autre part d'une diminution des réserves de la zone non saturée. La diminution du stock entre 0 et 260 cm est alors de 166 mm dont 27 mm par écoulement vers les couches inférieures. Le stock passe de 976 mm le 28/6 à 810 mm le 1/11.

#### c) Novembre et Décembre 1972

Les fortes pluies de Novembre (193 mm dont 174 mm de pluie efficace) provoquent durant cette période une reconstitution du stock : on enregistre une augmentation de stock de 145 mm en Novembre avec écoulement au delà de la cote 260 cm, équivalent à 23 mm. Les 66 mm de pluie en Décembre (pluie efficace 49 mm) alimentent surtout les zones profondes : 43 mm s'écoulent en dessous de la cote  $Z = 260$  cm tandis que le stock augmente faiblement (6 mm) au dessus.

Pour ces deux mois, les pertes par évaporation s'élèvent à 6 mm.

#### d) Résumé

L'ensemble de ces résultats est regroupé dans le tableau IV-4 : on y trouve la pluie, la pluie efficace, les pertes par évaporation ( $E_1$ ), le volume écoulé vers la zone inférieure ( $Z > 260$  cm) et la variation de stock entre la surface du sol et 260 cm.

On remarque que le stock varie peu : diminution de 12,5 mm. La pluie efficace 409 mm est presque suffisante pour compenser les pertes par évaporation (266 mm) et par drainage profond (155,5 mm).

TABLEAU IV-4 - VARIATION DES TERMES DU BILAN HYDRIQUE (1972) à HERISSART

	MAI	1er JUIN 28 JUIN	28 JUIN 31 JUILL	1er AOUT 21 AOUT	22 AOUT 2 OCTOBRE	2 OCTOBRE 31 OCTOB.	NOVEMBRE	DECEMBRE	TOTAL
	Pluie	60	145	43	33	58	9	193	66
Pluie efficace	29,5	96	18,5	7	35	0	174	49	409
Pertes par évaporation	15,5	45	67	50,5	30	52	6	0	266
Ecoulement vers zone inférieure ( Z > 260 cm)	28	35	27	0	0	0	22,5	43	155,5
$\Delta S$ 260	- 14	+ 16	- 75,5	- 43,5	+ 5	- 52	+ 145,5	+ 6	- 12,5

- Toutes les grandeurs sont exprimées en mm.

- Pour chaque colonne, on doit vérifier :

$$\text{Pluie efficace} - (\text{Evaporation} + \text{Ecoulement}) = \Delta S_{260}^0$$

Notons que ce volume écoulé vers les zones profondes ( $z > 260$  cm) représente environ 25 % de la pluie réelle.

### 2.5 - LA RELATION SUCCION-TENEUR EN EAU

Nous avons, pour cette station également, tenté d'approcher la relation ( $\psi, \theta$ ) pour différentes couches de sol, à partir des mesures de succion et de teneur en eau effectuées à la station de mesures. Les points ( $\psi, \theta$ ) obtenus ont été reportés figure IV-20 pour les cotes 40 et 80 cm.

On a distingué entre différentes périodes et on a représenté l'allure de la courbe décrite par le point ( $\psi, \theta$ ) dans la mesure du possible.

Pour cette station également, on ne peut définir les branches d'humidification. En revanche, les branches de drainage sont relativement bien définies.

Rappelons que, si on veut déterminer la relation ( $\psi, \theta$ ) complètement, c'est-à-dire connaître les courbes de drainage et d'humidification, il est nécessaire, en particulier, de procéder à des mesures très fréquentes de  $\psi$  et de  $\theta$  pour obtenir la courbe d'humidification, l'humidification étant toujours beaucoup plus rapide que le drainage (THONY, 12).

## III - ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION

### 3.1 - DETERMINATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION REELLE ETR

Examinons en détail ce qui se passe au niveau du sol et dans les couches superficielles au cours d'une pluie et dans les dizaines d'heures qui suivent.

Nous connaissons l'état hydrique du sol tel qu'il était quelques heures avant la pluie par une mesure neutronique. Le stock dans le sol est alors  $S_0$ . Entre cette mesure et la pluie, une partie EV peut s'évaporer.

Survient la pluie P. Que devient-elle ?

- Une partie PI est interceptée par la couverture végétale du sol : elle est de l'ordre de 0,5 mm lors d'une averse pour une végétation basse (REINIGER et al., 37). Cette quantité PI s'évapore pendant et après la pluie.

- Nous avons supposé qu'il n'y avait pas de ruissellement ou qu'il était négligeable (sur le bassin de l'Hallue, le ruissellement représenterait

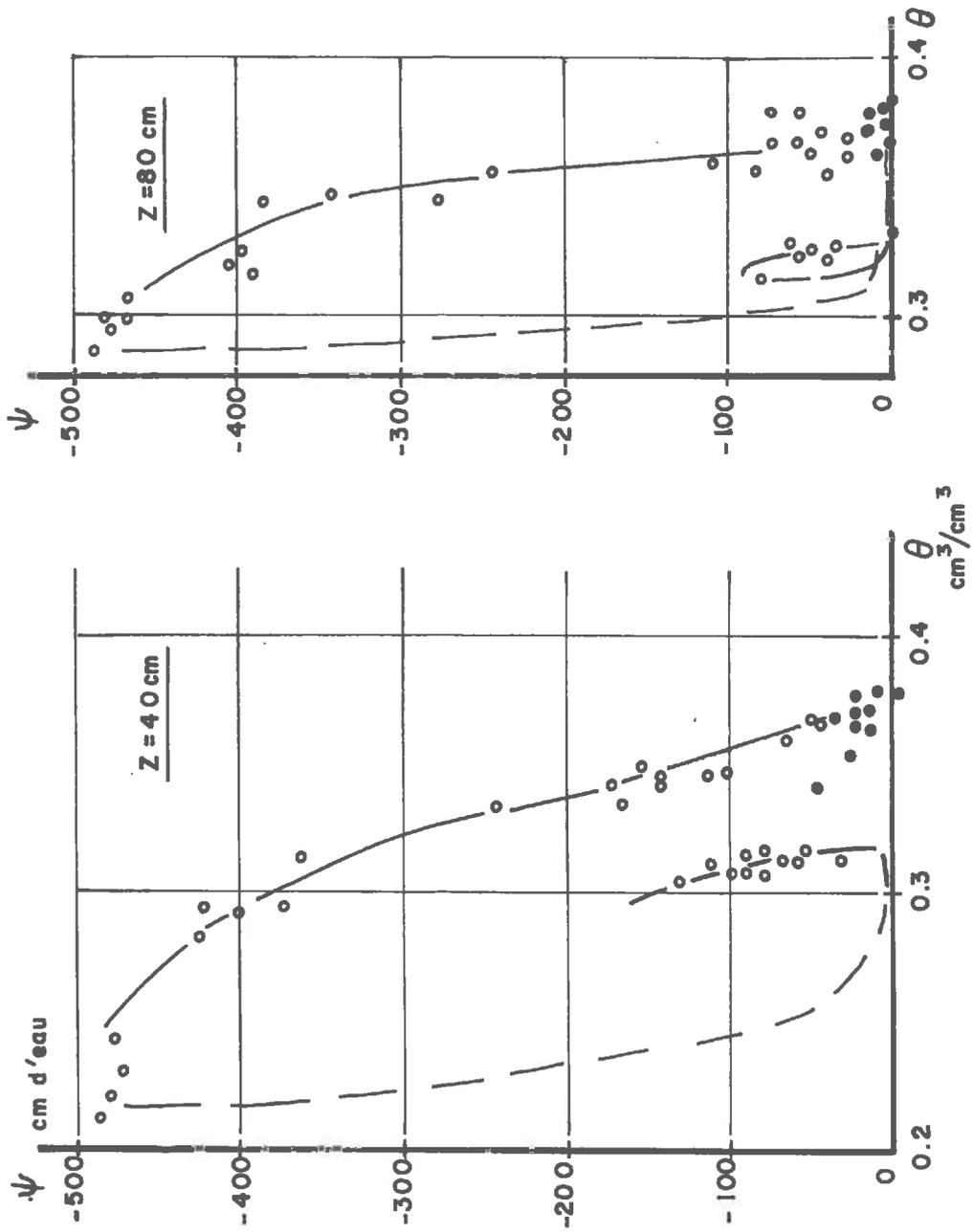


Fig. IV.20 - Relation suction - teneur en eau

moins de 5 % du débit à l'exutoire (DE MARSILY, 52) soit de 1 à 2 % de la pluie).

- La quantité  $P - PI$  va donc s'infiltrer dans les premières couches du sol d'abord, puis plus profondément ensuite. Une partie  $PEV$  de cette quantité s'évapore entre l'évènement de la pluie et un nouveau relevé de profil hydrique.  $EV + PEV$  représente donc les pertes totales entre deux relevés de profils, c'est-à-dire l'évaporation directe dans l'air et les pertes du sol ( $\Delta S$ ) par évaporation.

Ce relevé indique un stock  $S$  d'eau dans le sol.  $S$  est relié à  $S_0$  par l'équation suivante :

$$S = S_0 - EV + P - PI - PEV = S_0 + PE$$

C'est la différence  $S - S_0$  qui représente justement la pluie efficace  $PE$  définie plus haut

La différence  $P - PE$  (pluie réelle moins pluie efficace) représente donc trois termes qui sont des termes d'évaporation.

Durant une période sans pluie, les pertes d'eau du sol par évaporation  $E_1$  calculées précédemment représentent ETR.

Pour une période donnée (un mois par exemple), on obtient l'évapotranspiration réelle ETR par sommation de  $E_1$  et de  $P - PE$ .

$$ETR = E_1 + (P - PE)$$

### 3.2 - COMPARAISON AUX ESTIMATIONS DE L'EVAPOTRANSPIRATION OBTENUES PAR LES METHODES DE THORNTHWAITTE ET DE TURC A HERISSART

Nous avons donc calculé, pour la station d'Hérissart, la valeur mensuelle de l'évapotranspiration réelle par la méthode présentée ci-dessus (notée ETR).

Nous avons procédé aussi à l'estimation de l'évapotranspiration potentielle selon la méthode de Thornthwaite et de l'évapotranspiration potentielle moyenne d'après la méthode de Turc (DE MARSILY, 52).

Nous avons également estimé l'évapotranspiration réelle à partir des valeurs potentielles obtenues par les méthodes de Thornthwaite ou de Turc en procédant à un calcul des bilans d'eau selon une méthode présentée par BONNET et al. (53) et que l'on peut résumer ainsi :

- Le sol est assimilé à un réservoir de réserve utile maximum 100 mm. Cette valeur a été fixée par Thornthwaite et l'ordre de grandeur confirmé par d'autres travaux.

- Lorsque la pluie  $P$  est supérieure à l'évaporation potentielle estimée, la différence  $P - ETP$  percole jusqu'à la nappe (après avoir éventuellement comblé le déficit de la réserve utile).

- Lorsque la pluie est inférieure à  $ETP$ , la différence  $ETP - P$  est prélevée dans la réserve utile  $S$  jusqu'à épuisement de celle-ci :

si  $(ETP - P) < S$ , alors  $ETR = ETP$

si  $(ETP - P) > S$ , l'évaporation est terminée quand  $S = 0$

Alors  $ETR = P + S$

Un exemple de calcul est présenté (tableau IV-5), à partir de l'évaluation de l'évaporation potentielle selon la méthode de Thornthwaite. Nous avons également effectué le calcul avec l'évaluation de Turc.

Nous disposons donc d'évaluations de  $ETR$  (d'après  $ETP$  Thornthwaite et  $ETP$  Turc).

Toutes ces valeurs de  $ETP$  et  $ETR$  sont consignées dans le tableau IV-6 où l'on a porté également l'évaporation mesurée à l'évaporomètre Piche.

Ces résultats sont reportés figure IV-21 ainsi que la variation du stock d'eau dans le sol entre 0 et 50 cm, et entre 0 et 100 cm. On remarque d'abord que les résultats de l'évaporomètre Piche ne sont pas très fiables, particulièrement en Juin et Juillet où les indications de l'évaporomètre sont inférieures de 40 mm environ aux différentes évaluations. Rappelons que l'évaporomètre est très sensible à l'influence du vent.

Dans l'ensemble, les valeurs réelles obtenues par les mesures et les valeurs potentielles ( $ETP$  Thornthwaite et  $ETP$  Turc) sont voisines sauf quelques cas particuliers.

. En Mai,  $ETR$  est inférieure de 30 et 36 mm respectivement aux deux estimations de  $ETP$ . Il faut remarquer que durant ce mois, il a plu très souvent (22 jours avec pluie) et que les averses étaient faibles et étalées. Le point de flux nul a toujours été voisin de la surface du sol sauf durant quelques jours en début et en fin de mois. Mai a été nettement différent de Juin du point de vue pluviométrie : il n'y a que 60 mm de pluie en Mai pour 145 mm en Juin, mais l'intensité des pluies en Juin est plus grande avec des pluies très courtes. C'est pourquoi malgré une pluviométrie importante en Juin, l'évapotranspiration réelle est voisine de la valeur potentielle.

TABLEAU IV-5 - "BILANS D'EAU" MENSUELS PAR LA METHODE DE THORNTHWAITE à HERRISSART

	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.	TOTAL
Pluie	60	145	43	33	58	9	193	66	607
ETP	76	88	119	99	66	44	23	13	528
Bilan hydrique	- 16	+ 57	- 76	- 66	- 8	- 35	+ 170	+ 53	+ 79
Variation de réserve utile	- 16	+ 16	- 76	- 24	0	0	+ 100	0	
Réserve utile X	84	100	24	0	0	0	100	100	
ETR	76	88	119	57	58	9	23	13	443
Déficit	0	0	0	42	8	35	0	0	85
Excédent	0	41	0	0	0	0	70	53	164

Référence : BONNET et al. (53)

X La réserve utile est maximum (S = 100 mm) au départ de notre calcul  
(stock maximum à la fin de l'hiver).

TABLEAU IV-6 - ESTIMATIONS DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION A HERISSART

	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.	TOTAL MAI-DEC.
ETR	-	-	46	98	87.5	84.5	45	61	25	17	464
ETP Thornthwaite	36	49	76	88	119	99	66	44	23	13	528
ETR Thornthwaite	36	49	76	88	119	57	58	9	23	13	443
ETP * Turc	34	54	82	99	102	87	63	34	13	8	488
ETR Turc	34	54	82	99	102	74	58	9	13	8	455
E Pêche	18.2	59.9	57.5	58.5	45.4	77.4	61.2	42.9	25.8	19.8	388.5

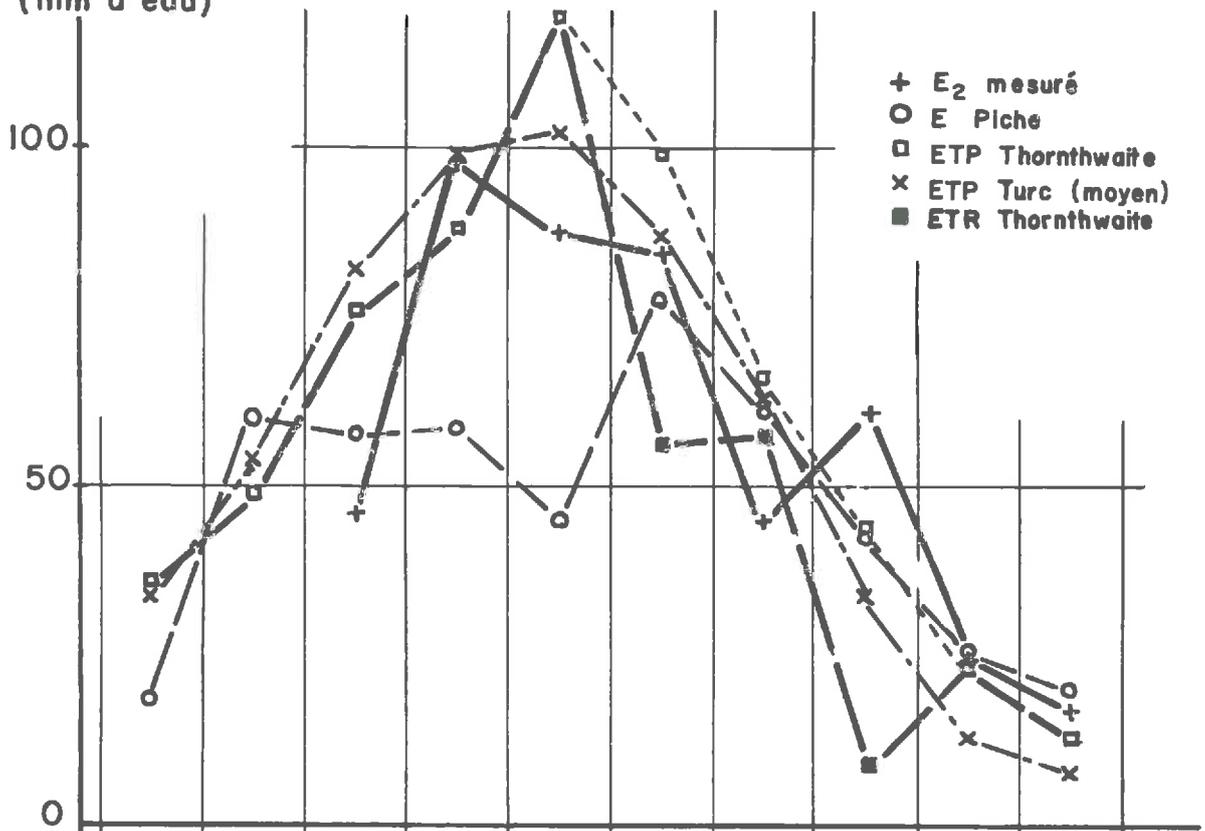
Unités : mm

\* Il s'agit de l'évapotranspiration potentielle moyenne.

# EVAPORATION

(mm d'eau)

105



# STOCK (mm d'eau)

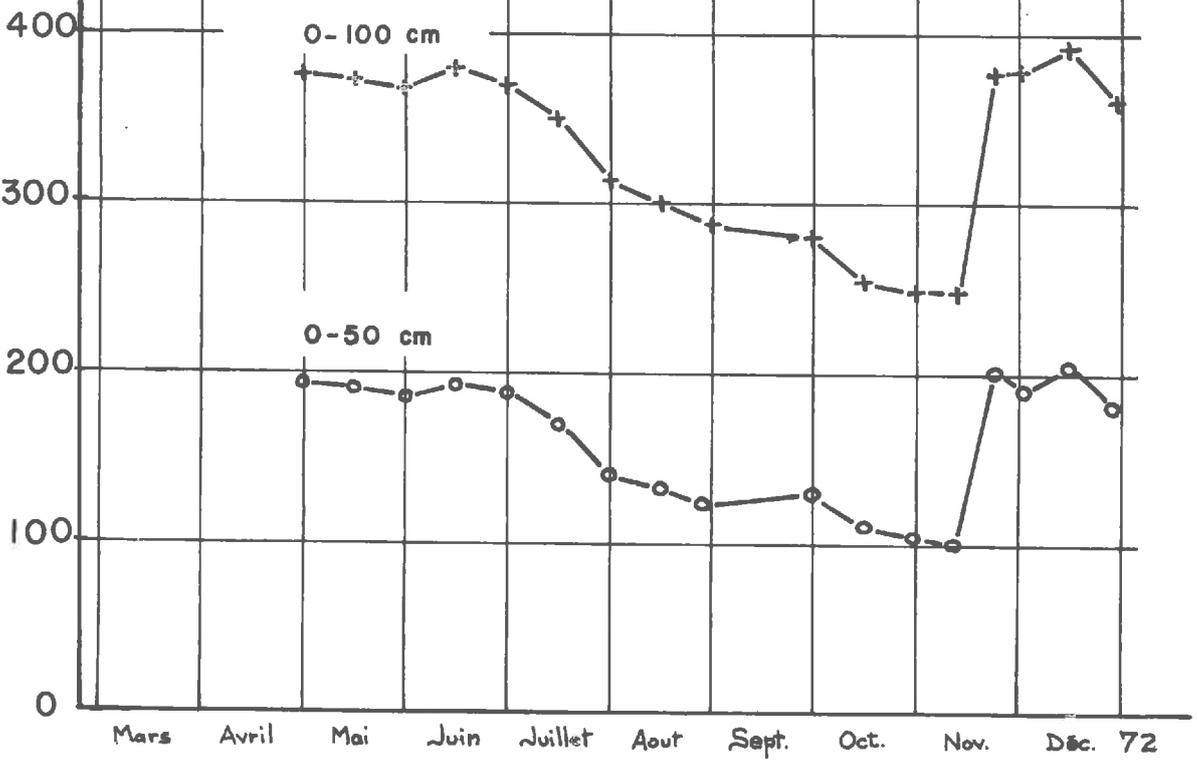


Fig. IV.21 - Evaporation et variation du stock d'eau dans le sol sur le bassin de l'Hallue

. En Juillet, les évaluations de l'évapotranspiration potentielle sont très fortes, particulièrement l'estimation selon Thornthwaite qui ne tient compte que de l'influence de la température, ignorant l'effet du vent et de l'humidité de l'air.

. En Octobre, l'estimation de ETR est supérieure de 17 mm à l'estimation de ETP Thornthwaite (61 mm contre 44 mm). Cela peut venir du fait que ce mois est particulièrement sec (9 mm de pluie). C'est donc un mois exceptionnel, propre à mettre en échec une estimation empirique.

Les valeurs de ETR Thornthwaite et ETR Turc diffèrent des estimations de ETP correspondantes durant les mois d'Août, Septembre et Octobre, et sont de ce fait inférieures à ETR calculé à partir des variations du stock d'eau dans le sol (sauf en Septembre car la pluie est du même ordre de grandeur que ETP).

La méthode de calcul de ETR Thornthwaite et ETR Turc est, dans l'ensemble, logique, sauf pour ce qui est de fixer la réserve utile à 100 mm. Il semble en effet que le sol puisse fournir beaucoup plus que 100 mm d'eau pour l'évaporation. En effet, si l'on considère le stock d'eau dans le sol, entre 0 et 100 cm, on remarque que celui-ci passe de 380 mm à 240 mm. D'autre part, toute la zone de mesure (de 0 à 260 cm) est une zone de flux ascendant durant les mois d'Août à Octobre (cf. Figure IV-18). La valeur 100 mm pour la réserve utile paraît donc nettement trop faible s'il y a fourniture au taux potentiel.

Notons que la forte valeur du stock est l'explication du fait que l'évapotranspiration réelle (déterminée par les mesures) est très voisine des estimations de l'évapotranspiration potentielle : l'humidité relativement importante du sol n'est pas un facteur limitatif de l'évapotranspiration réelle.

### 3.3 - COMPARAISON AUX ESTIMATIONS DE L'EVAPOTRANSPIRATION OBTENUES PAR LES METHODES DE THORNTHWAITE ET DE TURC A AMBELIET

Nous avons procédé de la même façon que pour la station d'Hérissart. Aussi, trouvera-t-on tableau IY-7 les valeurs mensuelles de l'évapotranspiration réelle calculée d'après 3-1 ainsi que l'évapotranspiration potentielle calculée selon la méthode de Thornthwaite et l'évapotranspiration potentielle moyenne calculée selon la méthode de Turc.

Nous avons également effectué une estimation de l'évapotranspiration réelle à partir de l'estimation potentielle de Thornthwaite par la méthode utilisée au tableau IV-5. Cette méthode a également été appliquée par HOSTEINS (48).

Une première remarque s'impose pour les valeurs de ETR en Mars et en Avril. Pour chacun de ces deux mois, les pertes par évaporation à partir du sol (notées  $E_1$ ) sont de 44 mm. Quant au terme (pluie - pluie efficace) qui vaut respectivement 41 et 18 mm pour chacun de ces mois, nous ne pouvons l'attribuer entièrement à des termes d'évaporation mais aussi à un terme d'écoulement vers la nappe qui n'aurait pas été décelable par les mesures : en effet, la nappe est très proche de la surface du sol (de 30 à 60 cm durant la première quinzaine de Mars et de 80 à 100 cm par la suite). Il est alors vraisemblable qu'entre deux mesures neutroniques, une partie de la pluie a atteint la nappe et on ne peut en connaître la valeur. Rappelons qu'en ce lieu, le sol est constitué de sables et qu'à cette époque, la teneur en eau y est relativement élevée, ce qui conduit à une conductivité hydraulique assez grande (de l'ordre de quelques centimètres/heure, cf. THONY, 12).

La teneur en eau étant proche de la saturation, l'écoulement dans le sol est quasiment gravitaire. Il n'y a pas de front d'humidité.

En Mars et en Avril, on sait seulement que l'évaporation est au moins égale à  $E_1$  soit 44 mm pour chaque mois.

L'ensemble des résultats du tableau IV-7 a été reporté sur la figure IV-22 où l'on trouve également la variation du stock d'eau dans le sol entre 0 et 50 cm, et entre 0 et 100 cm ainsi que le niveau de la nappe.

On note qu'en Juillet et Août, la valeur de ETR est très inférieure à ETP. Durant les autres mois, en revanche, les valeurs sont sensiblement les mêmes.

Etudions plus précisément ce qui se passe en Juillet - Août.

Les réserves d'eau des couches voisines de la surface du sol sont très réduites : entre 30 et 40 mm dans les 50 premiers centimètres du sol en Juillet, mois où on enregistre une très faible évapotranspiration : 28 mm. Le stock varie très peu entre la surface du sol et la cote 100 cm durant ce mois.

Il passe en effet de 122 à 105 mm soit une diminution de 14 % alors qu'en Juin, il avait varié de 183 à 122 mm soit une baisse d'un tiers.

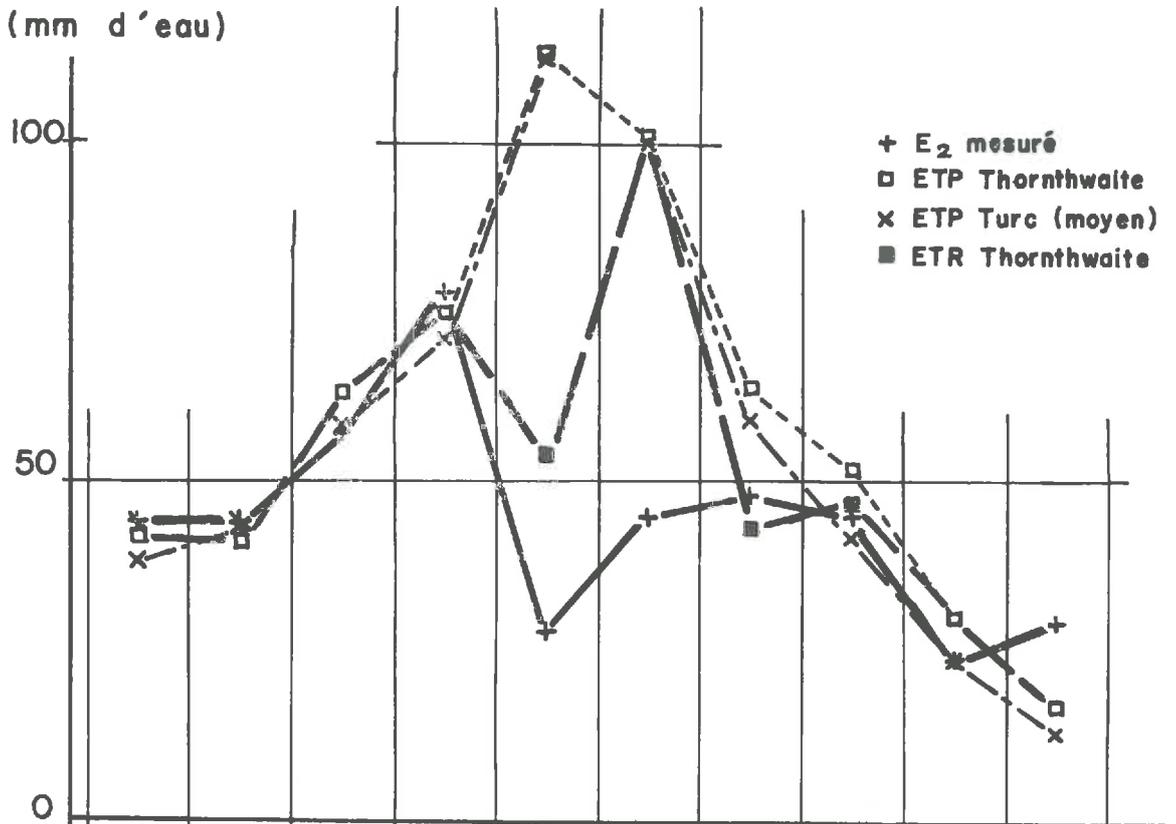
TABLEAU IV-7 - ESTIMATIONS DE L'EVAPOTRANSPIRATION A AMBELIET

	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.	TOTAL MAI-DEC.
ETR	** E1 : 44	** E1 : 44	57	78	28	44	48	45	24	29	353
ETP Thornthwaite	42	41	63	75	113	101	64	52	30	17	515
ETR Thornthwaite	42	41	63	75	54	101	43	47	30	17	430
ETP * Turc	38	43	58	71	113	100	59	42	24	13	484

\* Valeur de ETP moyenne

\*\* La valeur exacte de ETR n'a pu être calculée à cause du niveau très élevé de la nappe phréatique (voir texte)

EVAPORATION  
(mm d'eau)



STOCK (mm d'eau)

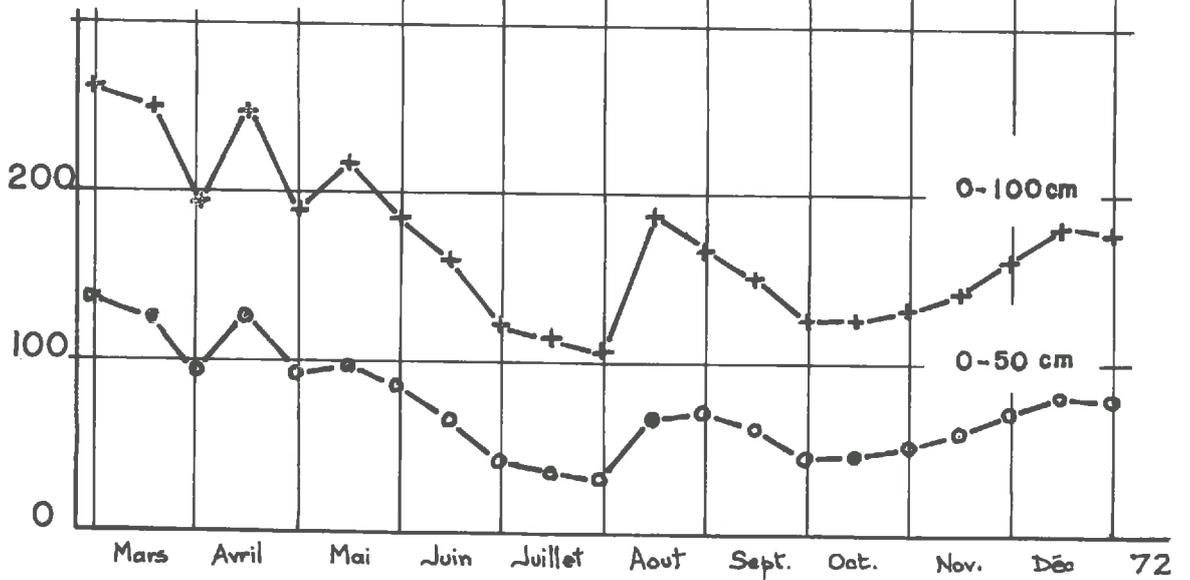


Fig. IV.22 - Evaporation et variation du stock d'eau dans le sol sur le bassin du Bouron

En Juillet et Août, les réserves d'eau dans les couches supérieures du sol sont insuffisantes pour que l'évapotranspiration atteigne sa valeur potentielle : le taux d'évaporation ne dépend pas uniquement des conditions atmosphériques mais aussi de la teneur en eau du sol. La teneur en eau étant très faible (inférieure à  $0,07 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  entre 0 et 50 cm), la conductivité hydraulique est également très faible ; il y a alors diminution rapide puis blocage de l'écoulement en phase liquide. On se trouve dans le cas de la seconde phase du phénomène évaporation : le rapport ETR/ETP est alors inférieur à 1 et dépend des conditions hydriques du sol ; le taux d'évaporation est régi par les caractéristiques du sol (GARDNER et al. 23-24, HELLER, 9), le flux d'humidité à travers la surface du sol étant alors, au moins en partie, un flux de vapeur.

En Août, la reconstitution partielle du stock permet une évapotranspiration plus forte bien qu'encore inférieure à ETP (ETR = 45 mm ; ETP = 100 mm) alors qu'en Juillet le rapport ETR/ETP est égal à  $1/4$  environ (ETR = 28 mm ; ETP = 113 mm).

En Septembre, les réserves d'eau dans le sol sont encore insuffisantes et ne permettent qu'une évaporation réelle de 48 mm pour une évapotranspiration potentielle (selon Thornthwaite) de 64 mm, soit un rapport ETR/ETP de 75 %.

L'estimation de l'évaporation réelle à partir de la valeur potentielle de Thornthwaite est assez voisine de la valeur réelle déterminée à partir des mesures d'humidité dans le sol durant les mois de Septembre et Octobre, c'est-à-dire lorsque le flux d'évaporation est relativement réduit. En revanche, pour Juillet et Août surtout, l'estimation ETR Thornthwaite n'est pas bonne et ce pour deux raisons :

\* La réserve utile est ici encore fixée à 100 mm parce que Thornthwaite a pris cette valeur lors de travaux antérieurs. Cette simplification du sol à un simple réservoir est ici contestable car la nappe est parfois très proche (30 cm), parfois assez éloignée (230 cm) de la surface du sol.

\* La pluie P est censée alimenter d'abord l'évapotranspiration potentielle ETP, puis la différence  $P - ETP$  alimenterait le réservoir et éventuellement la nappe. Or, il apparaît que la pluie P se répartit entre l'évapotranspiration (sans que celle-ci atteigne ETP) et la zone non saturée du sol (ou la réserve utile). Le modèle suppose donc une alimentation de ETP, du réservoir et de la nappe en série. Dans la réalité, il y a alimentation en parallèle.

En résumé, l'introduction d'une réserve utile (ou réserve facilement utilisable) pour le calcul de l'évapotranspiration réelle à partir de la valeur potentielle ne peut être valable que dans les conditions suivantes :

- . que l'on cherche la valeur de cette réserve utile pour le site ou pour le bassin versant étudié, en procédant à une étude semblable à celle que nous avons menée puis exposée ici.

- . que l'on tienne compte de l'influence des variations du niveau de la nappe lorsque celle-ci n'est pas très profonde (cas du bassin du Bouron).

- . que le terme positif dans le bilan hydrique (à savoir, la pluie) alimente à la fois une partie de l'évapotranspiration potentielle et une partie du sol (réserve utile et nappe) et non pas d'abord ETP, puis, pour ce qui reste, la réserve utile et enfin la nappe.

On peut enfin noter, pour établir un modèle de calcul de ETR, que le taux d'évapotranspiration (ETR/ETP) dépend des caractéristiques du sol (teneur en eau, conductivité hydraulique ...) dès que la teneur en eau dans le sol devient faible. Tant que la teneur en eau est suffisante, le rapport ETR/ETP est constant.

---

#### IV - ESTIMATION DE L'INFILTRATION

Dans cette partie, nous reprenons des résultats obtenus précédemment pour chercher à déterminer la relation pluie-recharge de la nappe à partir du drainage profond que l'on comparera à la pluie.

La profondeur de la nappe étant différente d'une station de mesure à l'autre (environ 50 m à Hérissart ; entre 0,5 et 2 m à Ambeliet), nous devons examiner chaque station séparément.

##### 4.1 - ESTIMATION DE L'INFILTRATION DANS LES MODELES HYDROLOGIQUES

Dans les modèles hydrologiques, l'infiltration est en général déterminée en écrivant le bilan hydrique et en supposant connues toutes les autres grandeurs.

Ainsi, on trouve que l'infiltration est égale à la pluie diminuée de l'évaporation réelle  $E_r$  et du ruissellement  $Q_r$  (HOSTEINS, 48). Cet auteur introduit un terme  $Q_{er}$ , "écrémage" de la nappe dans le réseau des fossés pour définir une "infiltration efficace"

$$I_e = P - (E_r + Q_r + Q_{er})$$

Mais il ne tient pas compte des variations de réserves d'eau de la zone non saturée. Or, tout transfert à travers la zone non saturée nécessite en général une accumulation dans cette zone (équation I.9).

Lorsque, dans le modèle considéré, on a introduit un réservoir (ou plusieurs) qui représente une zone de sol (BONNET et al., 53), on détermine l'infiltration par la différence pluie moins évapotranspiration diminuée de la variation de réserve utile. C'est ce qui nous donne le terme "excédent" du tableau IV-5. Ce terme représenterait donc la lame d'eau qui percole jusqu'à la nappe.

Ce modèle a également été utilisé par HOSTEINS (48).

Si le modèle comporte plusieurs réservoirs, le raisonnement est semblable. Ainsi dans le modèle MERO, modèle à deux réservoirs (cf. DELAROZIERE-BOUILLIN et LHEUREUX, 51), on détermine une "infiltration efficace" de la manière suivante :

\* Le premier réservoir représente les premiers centimètres de sol : il ne peut pas y avoir d'infiltration tant que ce réservoir n'est pas rempli.

\* Le second réservoir est plus profond : son taux de remplissage agit comme un coefficient de perméabilité pour l'infiltration lorsque le premier réservoir est saturé.

Ce dernier modèle est le plus satisfaisant. Nous n'avons malheureusement pas pu le mettre en oeuvre par manque de précisions sur son fonctionnement détaillé.

#### 4.2 - LA RELATION PLUIE - INFILTRATION A HERISSART

Nous pouvons reprendre le découpage de la période d'études en trois tranches nettement distinctes.

Ainsi, en Mai et Juin 1972, on enregistre une pluviométrie de 205 mm avec seulement 125 mm de pluie efficace. Il n'y a qu'une partie de cette pluie qui s'infiltré au delà de la cote 260 cm, à savoir 63 mm. Cependant, les pluies ayant été particulièrement abondantes en Juin, ce phénomène se poursuit encore en Juillet : il y a alors ressuyage et 27 mm percolent vers les couches plus profondes. Cela représente donc 90 mm d'eau qui se sont infiltrés en dessous de la cote 260 cm, soit 44 % de la pluie réelle et 72 % de la pluie efficace. La nappe étant très profonde, on ne peut pas évaluer exactement la quantité qui y arrivera.

La deuxième période regroupe les mois de Juillet à Octobre. Au cours de ces quatre mois, les pluies, relativement faibles (143 mm), pénètrent peu dans le sol (pluie efficace 60 mm) mais ne s'écoulent pas à travers la zone non saturée. Les pluies de cette période ne produisent aucune infiltration au delà de 260 cm.

La troisième époque est formée des mois de Novembre et Décembre, qui sont très pluvieux (259 mm), la pluie efficace représentant 223 mm. Au cours de ces deux mois, 65 mm de cette pluie percolent au delà de 260 cm soit 25 % environ de la pluie réelle. Néanmoins, le ressuyage se poursuit au cours des semaines suivantes et une autre partie des pluies de la période Novembre - Décembre s'écoulera vers les couches profondes du sol.

Si on regroupe les 8 mois d'étude, la pluviométrie est de 607 mm tandis que l'infiltration au delà de 260 cm n'est que 155 mm soit un quart de la pluie réelle. Cette proportion n'est pas constante au cours des différentes époques de l'année, comme on peut le voir sur le tableau IV-8. On remarque que le rapport percolation - pluie est relativement important (de 24 à 65 %) lorsque le stock d'eau dans le sol (entre 0 et 260 cm) est fort (environ 950 mm). Lorsque le stock est inférieur à 900 mm, l'infiltration au delà de la cote  $Z = 260$  cm est nulle.

Le mois de Novembre n'est pas en contradiction avec cette règle car, si le stock au 1er Novembre est 805 mm, il passe à 950 mm à la fin du mois. C'est justement à la fin du mois que se produit la percolation de 22 mm à travers la cote 260.

TABLEAU IV-8 - RELATION PLUIE - INFILTRATION A HERISSART

Unités : mm	MAI	JUIN	JUILLET	AOÛT	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.	TOTAL
Pluie	60	145	43	33	58	9	193	66	607
Percolation au dela de Z = 260 cm	28	35	27	0	0	0	22	43	155
Rapport Percolation / Pluie	47 %	24 %	63 %	0	0	0	12 %	65 %	25 %
Excédent * Thornthwaite	0	41	0	0	0	0	70	53	164
Excédent Turc	0	24	0	0	0	0	80	58	162
Stock 260 au 1er du mois	970	955	970	895	852	857	805	950	

\* L'excédent Thornthwaite est obtenu par le calcul des bilans d'eau mensuels (cf. tableau IV-5) en utilisant l'évapotranspiration potentielle calculée selon la méthode de Thornthwaite. II en est de même pour excédent Turc.

Quant aux termes "excédent Thornthwaite" et "excédent Turc" qui apparaissent tableau IV.5 (excédent de la pluie servant à réalimenter la nappe), ils ne sont pas valables en général car la valeur de la réserve utile, fixée à 100 mm est trop faible pour ce site. C'est pourquoi les valeurs de Novembre et Décembre sont surestimées. Les valeurs du printemps sont en revanche faibles dans l'ensemble et mal réparties.

On ne peut être satisfait de ces estimations. Elles sont trop à la merci d'une erreur sur l'un ou l'autre des termes utilisés pour leur calcul.

#### 4.3 - LA RELATION PLUIE - INFILTRATION A AMBELIET

Au cours de la période Mars - Avril - Mai 1972, la pluviométrie est de 221 mm (127 mm de pluie efficace) ; une partie de cette eau s'écoule vers la nappe pour rejoindre ensuite l'exutoire du bassin. La pluie et la baisse de niveau de la nappe fournissent 86 mm à l'exutoire.

Du 1er Juin au 10 Août, les 29 mm de pluie ne s'infiltrent pas. Cependant la baisse du niveau de la nappe fournit 70 mm au Bouron.

Du 10 au 30 Août, les pluies (131 mm) reconstituent d'abord le stock des couches très sèches proches de la surface du sol puis rechargent la nappe (21 mm). Au cours du mois de Septembre, un excédent s'écoule encore vers l'exutoire du bassin (12 mm) tandis que la pluie faible au cours de ce mois (13 mm) ne pénètre pas dans le sol.

En Octobre et Novembre, 99 mm de pluie réelle donnent 40 mm de pluie efficace qui ne servent qu'à la reconstitution du stock dans le premier mètre du sol. Cependant 43 mm sont fournis à l'exutoire par la nappe dont le niveau baisse encore.

En Décembre enfin, 36 des 64 mm de pluie vont jusqu'à la nappe, ce qui permet une remontée de celle-ci.

On ne peut pas faire facilement une synthèse sur les dix mois (tableau IV-9) car le drainage profond se décompose en deux termes, à savoir l'écoulement de la zone non saturée vers la nappe et l'écoulement de la nappe au Bouron et à l'exutoire du bassin.

On peut cependant affirmer que pour les mois de Juin et Juillet qui sont très secs, le terme drainage profond représente la décharge de la nappe vers l'exutoire du bassin, ce qui explique le rapport drainage / pluie supérieur à 1, rapport qui n'a aucune signification pour ces deux mois.

TABLEAU IV-9 - RELATION PLUIE - DRAINAGE A AMBELLET

Unités : mm	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.	TOTAL
Pluie	74	70	77	16	13	131	13	47	52	64	557
Drainage profond	52	11	23	23	47	21	12	34	9	36	268
Rapport Drainage/Pluie	0.70	0.16	0.30	1.44	2.75	0.16	0.09	0.72	0.17	0.56	0.48
Excédent Thornthwaite	32	29	14	0	0	0	0	0	0	0	75
Stock 200 au ler du mois	533	470	467	464	379	316	390	343	311	330	

La relation avec le stock entre les cotes 0 et 200 cm est donc très complexe.

La simplification apportée par le calcul des bilans d'eau est mauvaise, le terme "excédent Thornthwaite" ne représentant pas le drainage profond. Le modèle à un réservoir est ici inutilisable sous cette forme. Cela tient, entre autres, au fait que la nappe est très proche de la surface du sol.

La relation pluie - infiltration est donc, on le voit, assez complexe.

Elle nécessite, entre autres, la connaissance de l'état hydrique de la zone non saturée. Il est évident que l'effet d'une pluie sur un sol relativement sec est totalement différent de l'effet de la même pluie sur le même sol à une teneur en eau élevée, toutes les autres conditions locales étant les mêmes : dans le premier cas, la pluie comblera d'abord le déficit hydrique des couches de la zone non saturée ; dans le second cas, il y aura percolation directe vers les couches plus profondes et la nappe.

#### C O N C L U S I O N

-----

Les mesures qui ont été effectuées sur les deux sites étudiés et les résultats que l'on en a tiré, ont montré que l'influence des caractéristiques du sol (teneur en eau, conductivité ...) sur l'évapotranspiration et sur l'infiltration est loin d'être négligeable. En effet, on a vu que la forte teneur en eau du sol à Hérissart alimente suffisamment l'évaporation durant les mois d'été pour que la valeur réelle soit sensiblement égale à la valeur potentielle. En revanche, à Ambeliet, le stock d'eau est plus faible et il est fortement réduit dès que l'évaporation est importante ; par la suite l'évapotranspiration réelle est limitée par le manque d'eau. Dans ce cas on ne peut assimiler l'évapotranspiration sur le bassin à sa valeur potentielle.

L'utilisation d'un modèle (avec une réserve utile fixée à 100 mm) ne donne, pour aucun de ces deux bassins, une estimation correcte de l'évapotranspiration réelle car ce modèle ne tient pas compte des caractéristiques particulières de chaque bassin.

Il en est de même pour le calcul de l'infiltration par ce modèle. On remarque que la relation pluie - recharge de nappe est très complexe parce que

de nombreux facteurs interviennent (teneur en eau, hétérogénéité, conductivité hydraulique du sol, niveau de la nappe ...).

La détermination de cette relation par un modèle-type qui ne tient pas compte des particularités du site, ne saurait donc être valable.

Ces résultats montrent que l'utilisation de modèles hydrologiques nécessite une approche plus physique des phénomènes, notamment en définissant mieux les transferts d'eau entre la surface du sol et la nappe.

C O N C L U S I O N   G E N E R A L E

-----

Les modèles hydrologiques classiques utilisés jusqu'à présent pour le calcul des bilans hydriques ont, en général, négligé l'aspect physique des phénomènes qu'ils veulent représenter. Dans ces modèles, le sol est assimilé à un ou plusieurs réservoirs sans que l'on cherche à comprendre ce qui s'y passe réellement. La valeur de la réserve en eau maximum d'un réservoir est un des paramètres du modèle que l'on détermine par calage, par la connaissance des entrées (pluie) et des sorties (débit à l'exutoire, ...) durant une période donnée. Ce qui se passe entre "l'entrée" et la "sortie" est considéré comme une "boite noire" : on a trop souvent négligé de chercher à comprendre les phénomènes physiques par les lois de l'hydrodynamique en milieux poreux non saturés. Aussi, les formules approchées présentées pour le calcul du débit de percolation ou les pertes par évaporation sont-elles très nombreuses. Elles ont été établies à partir des données d'un site de mesure durant une période donnée et elles ne peuvent généralement pas être utilisées sur un site différent sans calage des paramètres.

Nous avons mis en évidence, par les mesures qui ont été effectuées sur les deux sites de mesure, que les pertes par évaporation dépendent non seulement des conditions atmosphériques mais aussi de la teneur en eau du sol, et que la relation pluie-infiltration est complexe, le volume d'eau percolant d'une tranche de sol après une pluie dépend de la teneur en eau initiale du sol. Le principe d'une modélisation linéaire ne peut donc plus s'appliquer et l'on doit chercher à mettre au point un modèle basé sur la description physique des écoulements.

Le développement de méthodes de mesure analogues à celles que nous avons présentées dans ce travail permet de déterminer l'importance réelle des termes du bilan hydrique. Ces résultats pourraient être utilisés pour deux types de modélisation différentes :

- d'une part un modèle relativement déterministe basé sur une schématisation des résultats obtenus : par la connaissance de l'évapotranspiration (réelle et potentielle) et du drainage profond, on peut envisager de définir, pour une parcelle ou pour un sous-bassin relativement homogène, un modèle hydrologique et de déterminer ses paramètres importants (stock dans les couches de surface ou réserve utile, stock dans les couches profondes de la zone non saturée, niveau de la nappe ...).

- d'autre part, un modèle numérique utilisant directement les variables phénoménologiques caractéristiques du site de mesure (loi  $k(\theta)$  et  $\psi(\theta)$ ), qui pourrait être calé sur les mesures de variable ( $\psi$  et  $\theta$ ) (cf. modèle présenté par FREEZE, 8 bis).

La recherche d'un modèle hydrologique est sans aucun doute plus complexe à cause des hétérogénéités inévitables. Une telle étude nécessiterait plusieurs sites de mesure et l'exploitation des résultats serait complexe. Néanmoins, on pourrait rechercher un site représentatif du bassin (ou d'un sous-bassin) qui fournirait une information sur l'humidité du sol, ce facteur étant, jusqu'ici, souvent négligé ou méconnu dans les modèles.

Notons que, jusqu'à présent, aucun bassin versant n'a été équipé de plusieurs stations de mesure. Ceci constitue, à notre avis, une lacune. Il serait bon qu'au moins un bassin soit ainsi étudié afin de déterminer la représentativité des mesures. Ceci constitue une étape nécessaire avant de pouvoir définir une procédure pour la mise au point de modèles hydrologiques.

Si les résultats obtenus par la méthode de mesure que nous avons utilisée sont, pour l'instant, difficilement utilisables en hydrologie, leur utilisation en agronomie pose moins de problèmes à cause de leur utilisation ponctuelle.

Afin de réduire les risques d'erreur dans l'estimation directe de l'évapotranspiration réelle et de l'infiltration, il nous a semblé utile de préciser un schéma de mesures minimum :

a) Mesures neutroniques

Le relevé du profil hydrique doit être fait tous les deux ou trois jours en période sèche, tandis qu'en période pluvieuse (pluies fréquentes mais de faible intensité), il est préférable de faire une mesure par jour. Dans le cas d'une forte pluie, un relevé juste avant l'averse et un autre aussitôt après la pluie serait l'idéal.

De ce point de vue, l'emploi d'une sonde automatique semble intéressante car elle peut permettre des mesures très fréquentes durant les périodes de pluie.

En ce qui concerne les mesures d'humidité, la principale difficulté réside dans l'étalonnage de la sonde à neutrons utilisée. En effet, l'étalonnage par gravimétrie, méthode relativement simple, induit, comme nous l'avons montré, une incertitude assez grande pour l'établissement de la droite d'étalonnage. On lui préférera un étalonnage par analyse du sol, qui réduit de façon importante cette incertitude. Il est donc nécessaire d'apporter le plus de soin possible à résoudre ce problème si l'on veut obtenir des résultats valables.

b) Mesures tensiométriques

Elles sont effectuées par une série de tensiomètres (ou mieux, de tensiocapteurs) dont les cellules de mesures sont distribuées à différentes cotes réparties sur toute la tranche de sol étudiée. Une fréquence des mesures de 1 ou 2 heures est souhaitable pour suivre l'avancement de l'effet d'une pluie ou les variations journalières du potentiel (VACHAUD et al., 15).

Rappelons les améliorations importantes que l'on peut apporter pour ces mesures :

✕ les tensiomètres peuvent être avantageusement remplacés par des tensio-capteurs. Le capteur de pression est alors à l'intérieur du tensiomètre et ainsi, les risques d'entrée d'air entre la cellule poreuse et le capteur sont fortement réduits ; il y a alors moins de chances d'avoir des mesures faussées.

✕ à l'enregistreur de chantier à bande de papier qui impose un dépouillement lourd et fastidieux, on préférera un enregistreur à bande magnétique (type mini-cassette) qui permet le traitement des données par ordinateur.

c) Autres mesures

La pluviométrie doit être connue ainsi que l'évènement de la pluie : pour cela, on utilisera un pluviographe, correctement situé, afin d'éviter les effets du vent.

De plus, si la nappe n'est pas très profonde, le relevé de sa cote apportera des indications précieuses.

L'ensemble de ces mesures permet une approche relativement sûre de l'évapotranspiration réelle, comme le montrent les résultats présentés précédemment, ainsi que la connaissance de l'infiltration.

Afin de permettre une approche plus complète des phénomènes physiques, la connaissance de la température, du rayonnement net et de l'humidité relative de l'air fournira les éléments nécessaires à l'établissement du bilan énergétique. Ces grandeurs permettent de déterminer l'évapotranspiration potentielle (par la méthode de Penman).

La méthode de mesure ainsi définie constitue, à notre avis, le moyen le plus rigoureux pour le calcul direct des termes du bilan hydrique.

---

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

-----

Abréviations :

- IAEA	International Atomic Energy Agency
- J. of H.	Journal of Hydrology
- S.S.S.A.P.	Soil Science Society of America Proceedings
- Water Res. Res.	Water Resources Research

Sur les notions théoriques et les méthodes de mesure, on retiendra les articles suivants :

1. J.P. BELL - J.S.G. MAC CULLOCH - 1966 - *Soil moisture estimation by the neutron scattering method in Britain* - J. of H. IV.3/p. 254-263.
2. J.P. BELL - J.S.G. MAC CULLOCH - 1969 - *Soil moisture estimation by the neutron method in Britain* - J. of H. VII.4/p. 415-433.
3. R. BOLCATO - G. VACHAUD - 1972 - *Enregistreur magnétique multivoies des paramètres de l'environnement* - Notice technique I.M.G.
4. E.R. CHRISTENSEN - 1973 - *Use of the gamma density gauge in combination with the neutron moisture probe* - IAEA/SM - 176/1 - VIENNE - In press
5. P. COUCHAT - 1967 - *Détermination de la courbe d'étalonnage de l'humidimètre à neutrons à partir de l'analyse chimique des sols* - IAEA.Proc./ Symp. Istanbul p. 67-82.
6. J.F. DAIAN - 1971 - *Etude "in situ" des transferts d'eau dans la zone non saturée : application à une méthode d'estimation du bilan hydrique.* Thèse de Docteur Ing. Grenoble
7. J.F. DAIAN - G. VACHAUD - 1971 - *Méthode d'évaluation du bilan hydrique "in situ" à partir de la mesure des teneurs en eau et des succions* - IAEA - Vienne 1972 - p. 649-660.
8. J.F. DAIAN - G. VACHAUD - J.M. TAUNIER - 1971 - *Sur un dispositif de scrutation et d'enregistrement automatique de pression des fluides. Application à l'étude des bilans hydriques* - C.R.A.S. t. 272 p. 348-350.
- 8 bis. R.A. FREEZE - 1971 - *Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin* - Water Res. Res. 7/p. 347-366.

9. J.P. HELLER - 1968 - *The drying through the Top Surface of a Vertical Porous Column - S.S.S.A.P. - 32/p. 778-786*
- 9 Bis. M.E. LARUE, D.R. NIELSEN, R.M. HAGEN - 1968 - *Soil water flux below a ryegrass root zone - Agron. J., 60/p. 625-629*
10. G.P. LAWLESS - P.R. NIXON - N.A. MC GILLIVRAY - 1963 - *Soil moisture Interface effects upon readings of neutron moisture probes - S.S.S.A.P. 27/p. 502-507*
11. P.L. OLGAARD - 1965 - *On the theory of the neutronic method for measuring the water content in soil - Danish Atomic Energy Commission Report n° 97.*
12. J.L. THONY - 1970 - *Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés - Thèse de Docteur-Ing. Grenoble*
13. C.W. TITTLE - 1962 - *How to compute neutron transmission and diffusion - Nuclear Chicago Techn. Bulletin n° 12*
14. G. VACHAUD - 1968 - *Contribution à l'étude des problèmes d'écoulement en milieux poreux non saturés - Thèse de Doctorat Grenoble*
15. G. VACHAUD - J. TEHEL - J.M. ROYER - R. BOLCATO - 1973 - *Contrôle automatique in-situ des transferts d'eau dans la zone non saturée. Application à la détermination du bilan hydrique - IAEA/SM 176/6 - VIENNE*
16. M. VAUCLIN - 1971 - *Effets dynamiques sur la relation succion-teneur en eau lors d'écoulements en milieu non saturé - Thèse de Docteur-Ing. Grenoble*
17. B. WACK - 1969 - *Mesures par radioactivité en mécanique des sols - Thèse de Doctorat - Grenoble.*
18. M. WAKIL - 1972 - *Rôle de la phase gazeuse dans l'infiltration et le drainage d'une colonne de sol stratifié - Thèse de Doctorat Grenoble*
19. K.K. WATSON - 1965 - *Some operation characteristics of a rapid response tensiometer system - Water Res. Res. 1/p. 577-586*

Les articles qui suivent traitent d'hydrologie et plus particulièrement d'évaporation et évapotranspiration :

20. F. BULTOT - G.L. DUPRIEZ - 1973 - *L'évaporation d'un bac d'eau libre. Sa signification restreinte - J. of H. 20.1/p. 83-95*
21. D.C. DAVENPORT - 1967 - *Variations of evaporation in time and space J. of H. V. 5/p. 312-350*
22. W.R. GARDNER - 1958 - *Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table - S.S.S.A.P. 85/p. 228-232*
23. W.R. GARDNER - M. FIREMAN - 1958 - *Laboratory studies of evaporation from soil columns in the presence of a water table - S.S.S.A.P. 85/p. 244-249*

24. W.R. GARDNER - D.I. HILLEL - 1962 - *The relation of external evaporative conditions to the drying of soils* - J. Geophys. Res. 67/p. 4319-4325
25. W.R. GARDNER - C.F. EMLIG - 1963 - *The influence of soil water on transpiration of plants* - J. Geophys. Res. 68/p. 5719-5724
26. D.M. GRAY - G.A. MC KAY - J.M. WIGHAM - 1972 - *Energie, Evaporation and Evapotranspiration. In manuel des principes d'Hydrologie (GRAY). Conseil National de recherches du Canada.*
27. E. HANSEN - S.V.A. ANDERSON - 1973 - *Groundwater development and its influence on the water balance* - Nordic Hydrology 4/p. 28-40
28. A.V. HAVENS - 1956 - *Using climatic data to estimate water in soil* - New Jersey Agri. 38/p. 6-10
29. L. HUGUES - 1971 - *Essai d'étude théorique du bilan hydrologique d'un bassin versant pour une pluie* - Sciences Agronomiques Rennes p. 1-20
30. C. HÜTTEL - 1972 - *Estimation du bilan hydrique dans une forêt sempervirente de basse Côte d'Ivoire* - IAEA/SM - 151/46 - VIENNE 1972
31. R.S. JOHNSTON - 1970 - *Evapotranspiration from bare, herbaceous, and aspen plots : a check on a former study* - Water Res. Res. 6/p. 324-327
32. J.W. KIJNE - 1973 - *The gradual decrease in actual evapotranspiration following irrigation or rainfall* - IAEA/SM. 176/40 - VIENNE 1973
33. J.L. MC GUINNESS - E.F. BORDNE - 1972 - *A comparison of lysimeter derived potential evapotranspiration with computed values* - U.S. Dep. of Agriculture Technical Bulletin n° 1452
34. S.E. MUSTONEN - J.L. MC GUINNESS - 1967 - *Lysimeter and watershed evapotranspiration* - Water Res. Res. III.4/p. 989-996
35. L.H. PARMELE - 1972 - *Errors in output of Hydrologic Models Due to Errors in Input Potential Evapotranspiration* - Water Res. Res. 8.2/p. 348-359
36. H.L. PENMAN - 1949 - *The dependence of transpiration on weather and Soil conditions* - J. Soil Science 1/p. 74-89
37. L.T. PIERCE - 1958 - *Estimating seasonal and short-term fluctuations in evapotranspiration from meadow crops* - Bull. Amer. Météorol. Soc. 39/p. 73-78
38. P. REINIGER - E. LEVI - M. COPPOLA - 1973 - *Measurement of surface water storage on ryegrass and clover by nuclear methods* - IAEA/SM. 176/11 - VIENNE 1973.
39. K. SMITH - 1965 - *A long period assessment of the Penman and Thornthwaite potential evapotranspiration formulae* - J. of H. II.4/p. 277-290
40. C.B. TANNER - 1967 - *Measurement of Evapotranspiration. In irrigation of Agricultured lands* edit. Am. Soc. of Agronomy

41. C.W. THORNTHWAITTE - J.R. MATHER - 1955 - *The water budget and its use in irrigation in water U.S. Dep. Agr. Yearbook p. 346-357*
42. C.H.M. VAN BAVEL - 1961 - *Lysimetric measurements of evapotranspiration rates in the eastern United States - S.S.S.A.P. 25/p. 138-141*
43. C.H.M. VAN BAVEL - 1966 - *Potential evaporation : the combination concept and its experimental verification - Water Res. Res. II.3/p. 455-467*
44. F.J. VEIHMEYER - A.H. HENDRICKSON - 1955 - *Does transpiration decrease as the soil moisture decreases ? - Amer. Geophys. Union Trans. 36/ p. 425-448*
45. F.J. VEIHMEYER - 1964 - *Evapotranspiration - in handbook of Applied Hydrology p. 11.1-38 - Edit. Mc Graw - Hill Book Company.*
46. R.C. WARD - 1971 - *Measuring evapotranspiration ; a review J. of H. XIII.1/ p. 1-21*

Nous avons également retenu les parutions suivantes, qui sont relatives aux deux bassins sur lesquels porte l'étude.

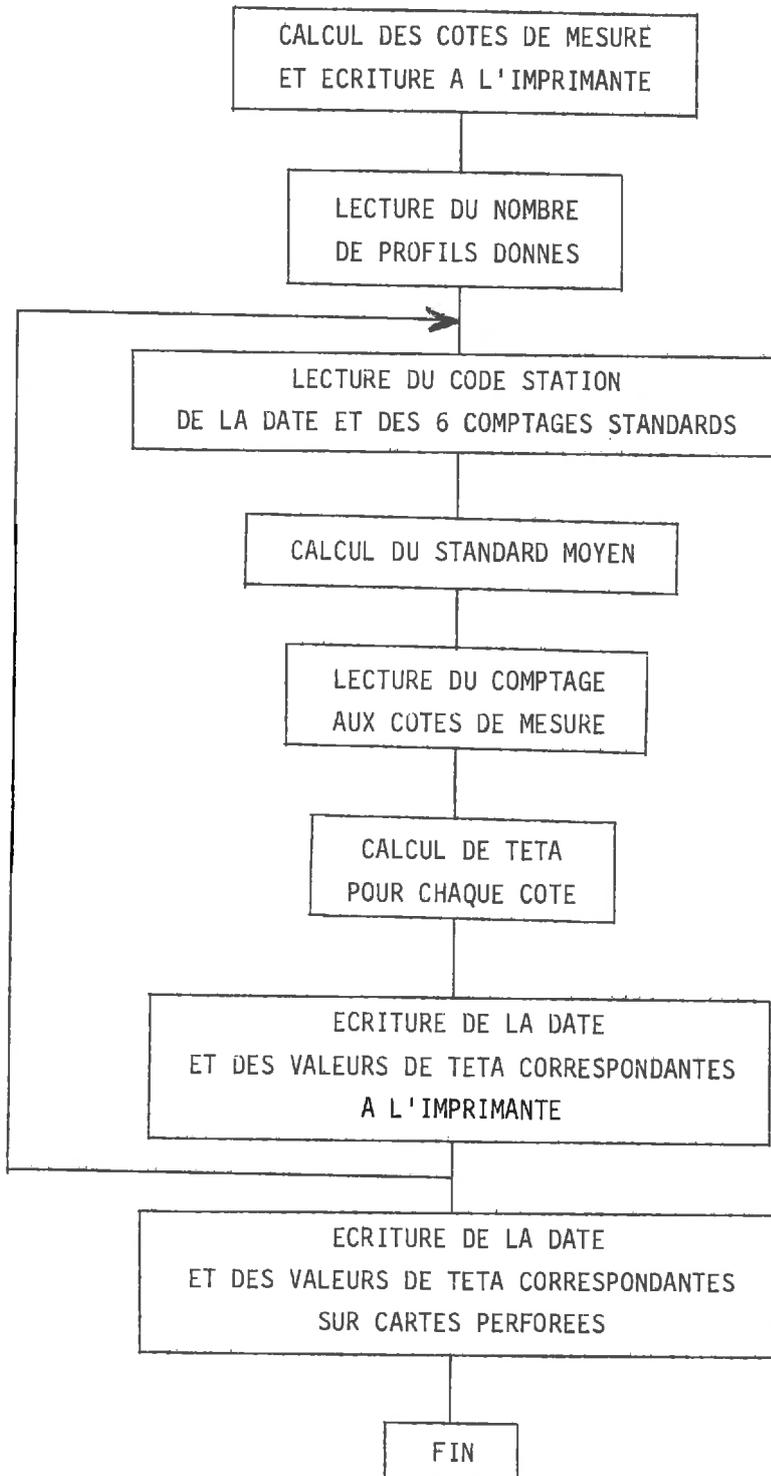
47. A. CASENAVE - 1970 - *Contribution à l'étude de l'Alios - Thèse de Doctorat Bordeaux*
48. B.J.B. HOSTEINS - 1971 - *Etude des principaux paramètres hydrologiques du bassin du Bouron (Gironde). Ecoulements de surface - Evapotranspiration Géochimie - Thèse de Doctorat Bordeaux*
49. H. SAINT MARTIN - 1973 - *Etude journalière "in situ" du bilan hydrique au dessus d'une nappe phréatique - Thèse de Docteur Ing. Bordeaux*
50. J. AURIOL - Ph. de la QUERIERE - 1972 - *Bassin de l'Hallue - Traitement des données par modèle mathématique DRTRA - B.R.G.M./72 SGN 251 AME*
51. O. DELAROZIERE-BOUILLIN - L. LHEUREUX - 1972 - *Utilisation du modèle MERO pour la recherche de la pluie efficace - B.R.G.M./72 SGN 231 AME*
52. G. de MARSILY - 1971 - *La relation pluie-débit sur le bassin versant expérimental de l'Hallue - E.N.S. Mines de Paris*
53. M. BONNET - O. DELAROZIERE-BOUILLIN - C. JOSSE RAND - P. ROUX - 1970 - *Calcul automatique des "bilans d'eau" mensuels et annuels par les méthodes de Thornthwaite et de Turc. B.R.G.M./70 SGN 107 HYD.*

# **ANNEXE A**

ORGANIGRAMMES ET PROGRAMMES DE CALCUL ET DE TRACAGE

CALCUL DE TETA  
(STATION 02 : HERISSART)

## ORGANIGRAMME



PAGE 1 ROYER

// JOB

ROYER

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

V2 M11    ACTUAL 16K    CONFIG 16K

// FOR

\*IOCS(CARD,1132PRINTER,PLOTTER)

\*ONE WORD INTEGERS

\*LIST SOURCE PROGRAM

C

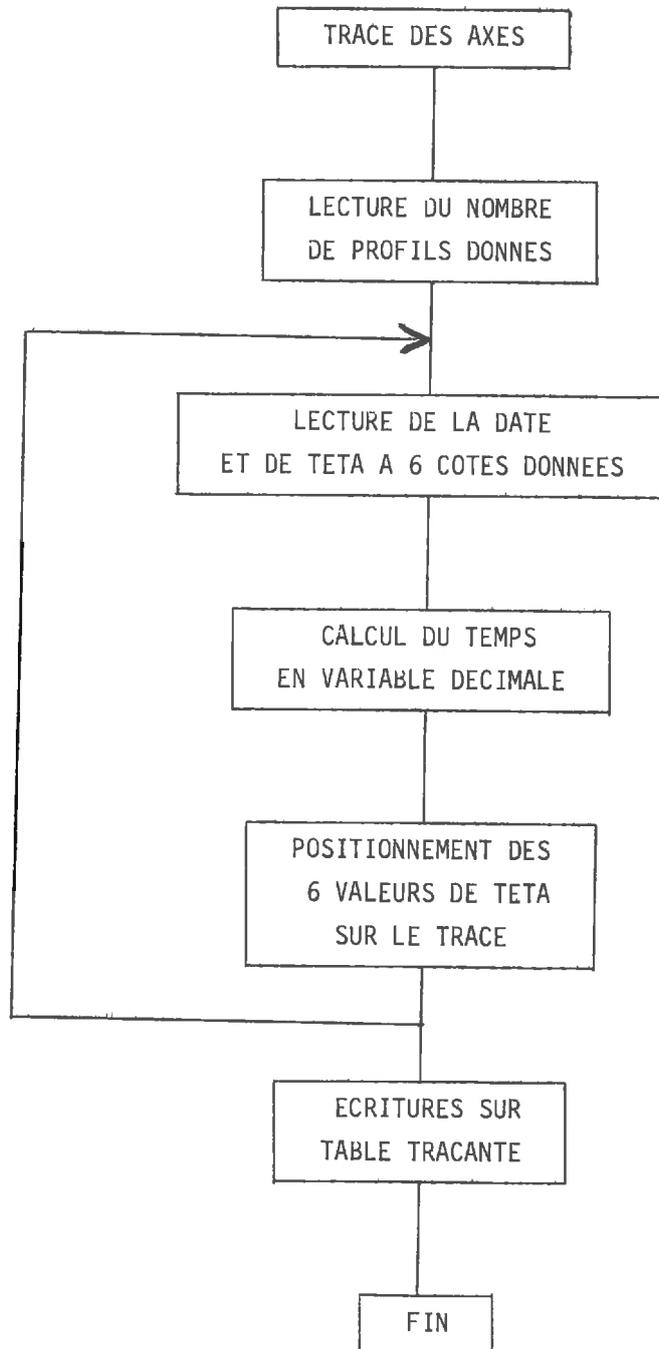
C    CALCUL DE TETA                    STATION 02

C

```

      INTEGER STAT,ANNEE,HEURE(30)
      REAL MS(6),MSM,M(16)
      DIMENSION Z(16),TETA(16,30),MOIS(30),JOUR(30)
      DO 1 I=1,16
      IF (I-7) 2,2,3
      2 Z(I)=10.*(I+1)
      GO TO 1
      3 Z(I)=20.*(I-3)
      1 CONTINUE
      WRITE (3,100)
      WRITE (3,101)Z
      DO 30 I=1,16
30  Z(I)=-Z(I)
      READ (2,102) NTP
      DO 4 J=1,NTP
      READ(2,103)STAT,JOUR(J),MOIS(J),ANNEE,HEURE(J),(MS(I),I=1,6)
      MSM=0
      DO 5 I=1,6
      5 MSM=MSM+MS(I)
      MSM=MSM/6.
      21 READ(2,104)(M(I),I=1,16)
      DO 10 I=1,16
      TETA(I,J)=-0.024+.276*M(I)/MSM
      10 CONTINUE
      WRITE(3,105)JOUR(J),MOIS(J),ANNEE,HEURE(J)
      WRITE (3,106)(TETA(I,J),I=1,16)
      4 CONTINUE
      READ(2,102)
      DO 60 J=1,NTP
      WRITE(2,107)STAT,JOUR(J),MOIS(J),ANNEE,HEURE(J),(TETA(I,J),I=1,12)
      WRITE(2,108)STAT,JOUR(J),MOIS(J),ANNEE,HEURE(J),(TETA(I,J),I=13,
      *16)
      60 CONTINUE
      100 FORMAT(1H1,32X,'STATION DE MESURE D&HERISSART (BASSIN DE L&HALLUE
      */SOMME'/48X,'TENEUR EN EAU DANS LE SOL'/)
      101 FORMAT (/,19X,16(F4.0,2X)/)
      102 FORMAT (2X,I2)
      103 FORMAT (5I2,6F4.0)
      104 FORMAT (10X,16F4.0)
      105 FORMAT (4(1X,I2),'H',5X)
      106 FORMAT (18X,16(F5.3,1X)/)
      107 FORMAT(5I2,12F5.3)
      108 FORMAT(5I2,4F5.3)
      51 CALL EXIT
      END

```

ORGANIGRAMME  
DU TRACE DE  $\theta$ /TEMPS

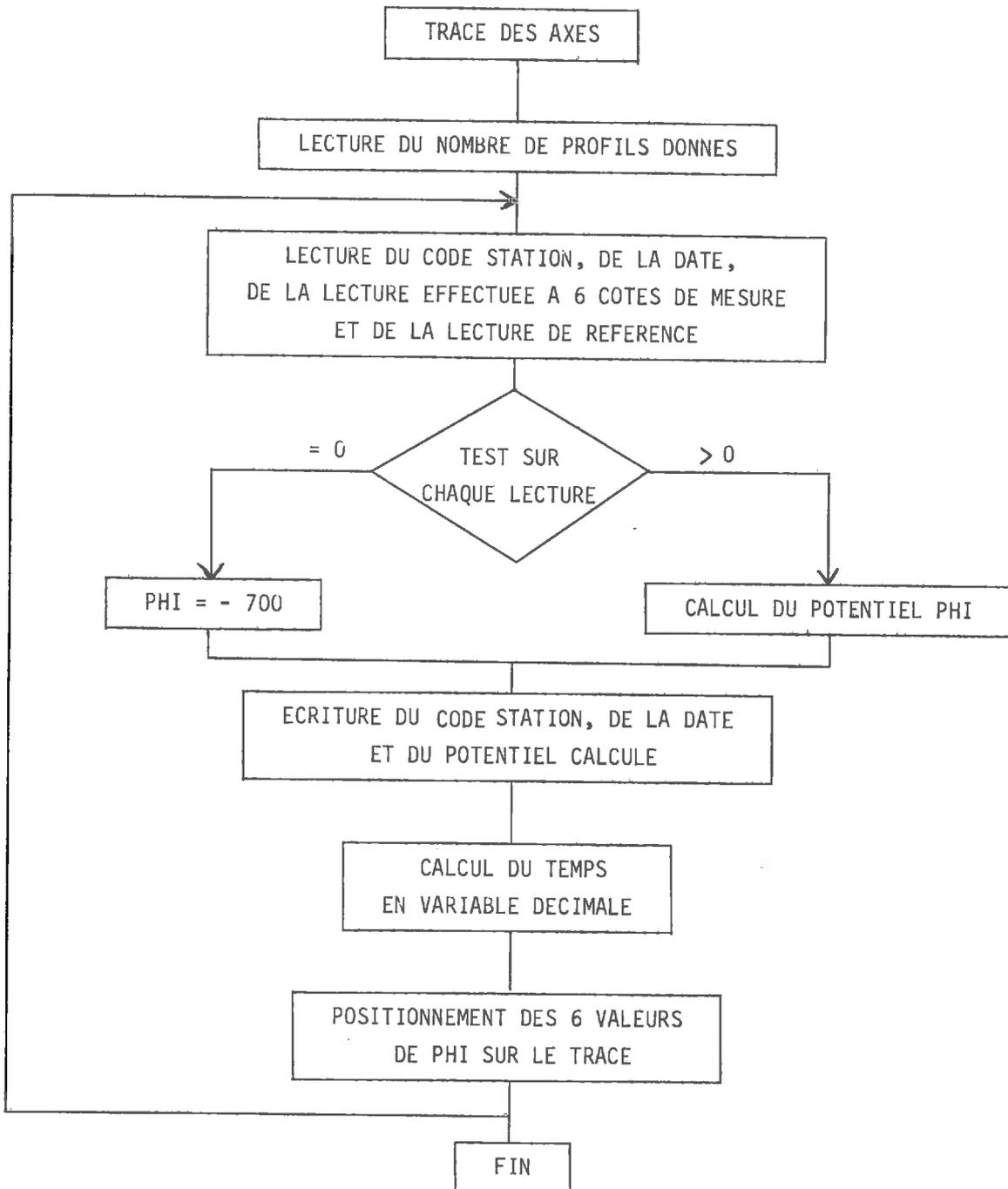
```

*IOCS(CARD,1132 PRINTER,PLOTTER)
*ONE WORD INTEGERS
*LIST SOURCE PROGRAM
C
C   TRACF DE TETA EN FONCTION DU TEMPS
C
      INTEGER STAT,ANNEE,HEURE
      DIMENSION TETA(6,50),TEMPS(50)
      DATA EX,U,N/0.25,1.,120/
      PAUSE
      CALL SCALF(EX/2.54,40./2.54,0.,0.)
      CALL FGRID(0,0.,0.,U,N)
      CALL FGRID(1,0.,0.,0.1,5)
      READ(2,100)NTP
      DO 1 J=1,NTP
      READ(2,101)STAT,JOUR,MOIS,ANNEE,HEURE,(TETA(I,J),I=1,5)
      READ(2,102)TETA(6,J)
      TEMPS(J)=FLOAT(JOUR)+FLOAT(HEURE)/24.-1.
C   PERIODE   C1.05.72--31.03.72
      IF(MOIS= 6)1,4,5
      4 TEMPS(J)=TEMPS(J)+31.
      GO TO 1
      5 IF(MOIS=8 )6,7,7
      6 TEMPS(J)=TEMPS(J)+61.
      GO TO 1
      7 TEMPS(J)=TEMPS(J)+92.
      1 CONTINUE
      DO 2 I=1,6
      CALL FPLOT( 1,TEMPS(1),TETA (I,1))
      CALL FPLOT(-2,TEMPS(1),TETA (I,1))
      CALL POINT(I-1)
      DO 3 J=2,NTP
      CALL FPLOT(0,TEMPS(J),TETA (I,J))
      3 CALL POINT(I-1)
      2 CONTINUE
      CALL FCHAR(-0.5,.025,.1,.1,1.570796)
      WRITE(7,110)
      CALL FCHAR(3. ,.5,.2,.2,0.)
      WRITE(7,111)STAT
      100 FORMAT(2X,I2)
      101 FORMAT(5I2,4(F5.3,5X),10X,F5.3)
      102 FORYAT(25X,F5.3)
      110 FORMAT('TETA',7X,'0.1',13X,'0.2',12X,'0.3',13X,'0.4',12X,'0.5')
      111 FORMAT('STATION ',I2,' & TENFUR EN EAU/TEMPS')
      CALL EXIT
      END

```

## TRACE DU POTENTIEL EN FONCTION DU TEMPS

## ORGANIGRAMME



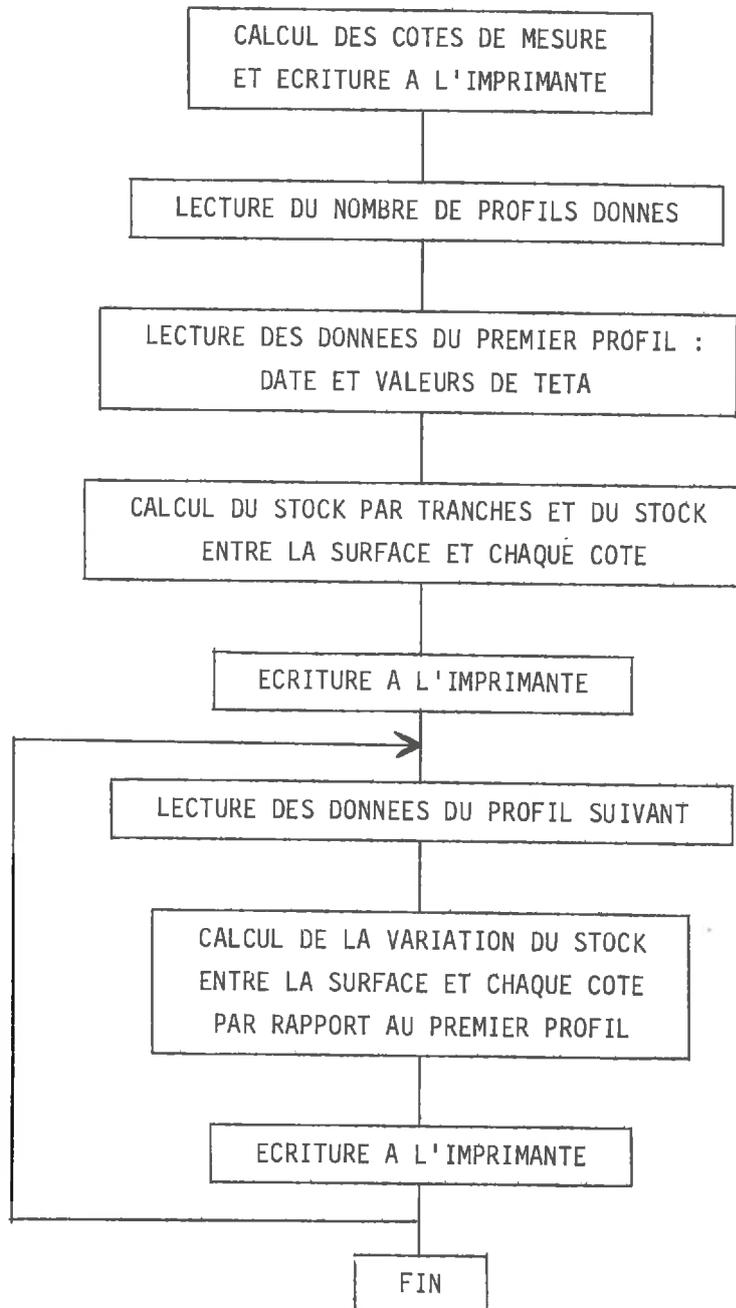
```

// FOR
*IOCS(CARD,1132PRINTER,PLOTTER)
*ONF WORD INTEGERS
*LIST SOURCE PROGRAM
C
CTRACE DU POTENTIEL EN FONCTION DU TEMPS
C
      INTEGER ANNEE,HEURE,STAT
      DIMENSION PHI(7),TEMPS(100)
      DATA EX,U,N/0.25,1.,120/
      WRITE(3,102)
      PAUSE
      CALL SCALF(EX/2.54,.025/2.54,0.,0.)
      CALL FGRID(0,0.,0.,U,N)
      CALL FGRID(1,0.,0.,100.,5)
      READ(2,100)NDON
      DO 10 J=1,NDON
      READ(2,101)STAT,JOUR,MOIS,ANNEE,HEURE,(PHI(I),I=1,7)
      DO 20 I=1,6
      IF(PHI(I)-1.)21,21,22
21 PHI(I)=-700.
      GO TO 20
22 PHI(I)=PHI(7)-PHI(I)
20 CONTINUE
      WRITE(3,103)STAT,JOUR,MOIS,ANNEE,HEURE,(PHI(I),I=1,6)
      TEMPS(J)= FLOAT(JOUR)+FLOAT(HEURE)/24.-1.
C      PERIODE  01.09.72--31.12.72
      IF(MOIS=10)1,4,5
4 TEMPS(J)=TEMPS(J)+30.
      GO TO 1
5 IF(MOIS=12)6,7,7
6 TEMPS(J)=TEMPS(J)+61.
      GO TO 1
7 TEMPS(J)=TEMPS(J)+91.
1 CONTINUE
3 DO 2 I=1,6
      PHI(I)=-PHI(I)
      CALL FPLOTT( 1,TEMPS(J),PHI(I))
      CALL FPLOTT(-2,TEMPS(J),PHI(I))
2 CALL POINT(I-1)
      CALL FPLOTT( 1,TEMPS(J),PHI(I))
10 CONTINUE
100 FORMAT (2X,I2)
101 FORMAT(5I2,4(F4.0,4X),3F4.0)
102 FORMAT(1H1,24X,'15',5X,'40',5X,'80',4X,'150',4X,'250',3X,'PIEZO')
103 FORMAT(5(2X,I2),6(2X,F5.0)/)
      CALL EXIT
      END

```

## CALCUL DU STOCK

## O R G A N I G R A M M E



PAGE 1 ROYER

// JOB

ROYER

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

V2 M11    ACTUAL 16K    CONFIG 16K

// FOR

\*IOCS(CARD,1132PRINTER)

\*ONE WORD INTEGERS

\*LIST SOURCE PROGRAM

C

C    CALCUL DU STOCK

C

```

      INTEGER ANNEE,HEURE
      DIMENSION TETA(16),T(16),DTETA(16),DELTV(15),DSTOC(15),STOCK(15),
      *IZ(16),VARST(16)
      DO 10 I=1,16
      IF(I-7) 11,11,12
11  IZ(I)=10*(I+1)
      GO TO 10
12  IZ(I)=20*(I-3)
10  CONTINUE
      WRITE(3,100)(IZ(I),I=2,16)
      NPROF=NPROF-1
      READ(2,101)NPROF
      READ(2,102)JOUR,MOIS,ANNEE,HEURE,(T(I),I=1,12)
      READ(2,112)(T(I),I=13,16)
      DSTOC(1)=300.*T(1)
      STOCK(1)=DSTOC(1)
      DO 1 I=2,15
      K=I+1
      L=I-1
      IF(I-7)2,3,3
2  DSTOC(I)=50.*(T(K)+T(I))
      GO TO 4
3  DSTOC(I)=100.*(T(K)+T(I))
4  STOCK(I)=STOCK(L)+DSTOC(I)
1  CONTINUE
      WRITE(3,103)JOUR,MOIS,ANNEE,HEURE,DSTOC
      WRITE(3,104)STOCK
      WRITE(3,105)
      DO 5 J=1,NPROF
      READ(2,106)JOUR,MOIS,ANNEE,HEURE,(TETA(I),I=1,12)
      READ(2,116)(TETA(I),I=13,16)
      DELTV(1)=300.*(TETA(1)-T(1))
      DTETA(2)=TETA(2)-T(2)
      DO 6 I=2,15
      K=I+1
      DTETA(K)=TETA(K)-T(K)
      IF(I-7)7,7,8
7  DELTV(I)=50.*(DTETA(K)+DTETA(I))
      GO TO 6
8  DELTV(I)=100.*(DTETA(K)+DTETA(I))
6  CONTINUE
      VARST(1)=DELTV(1)
      DO 9 I=2,15
      L=I-1
      VARST(I)=VARST(L)+DELTV(I)
9  CONTINUE

```

PAGE 2 ROYER

```
WRITE(3,107) JOUR,MOIS,ANNEE,HEURE,(VARST(I),I=1,15)
5 CONTINUE
100 FORMAT(1H1,48X,'CALCUL DU STOCK INITIAL',///17X,'0',6(4X,I2),4X,
*9(I3,3X))
101 FORMAT(1X,I3)
102 FORMAT(2X,4I2,12F5.3)
112 FORMAT(10X,4F5.3)
103 FORMAT(/4(1X,I2),'H',4X,15(F5.0,1X))
104 FORMAT(/2X,'STOCK CUMULE',3X,15(F5.0,1X))
105 FORMAT(/35X,'VARIATION GLOBALE PAR RAPPORT AU STOCK INITIAL')
106 FORMAT(2X,4I2,16F5.3)
116 FORMAT(10X,4F5.3)
107 FORMAT(/4(1X,I2),'H',4X,15F6.1)
CALL EXIT
END
```

FEATURES SUPPORTED  
ONE WORD INTEGERS  
IOCS

CORE REQUIREMENTS FOR  
COMMON 0 VARIABLES 246 PROGRAM 664

END OF COMPILATION

// XEQ





# **ANNEXE B**

---

TABLEAU DES STOCKS ET VARIATIONS DE STOCK

A AMBELIET EN 1972

EXEMPLE DE CALCUL DE BILAN

CALCUL DU STOCK INITIAL

	0	30	40	50	60	70	80	100	120	140	160	180	200	220	240	260
6 1 72 10H	58.	21.	24.	25.	24.	25.	42.	37.	46.	57.	64.	66.	67.	67.	66.	
STOCK CUMULE	58.	79.	104.	129.	153.	178.	221.	259.	305.	362.	427.	494.	561.	629.	695.	
		VARIATION GLOBALE PAR RAPPORT AU STOCK INITIAL														
10 1 72 13H	-3.0	-3.4	-3.7	-3.8	-3.9	-3.9	-4.1	-4.4	-4.4	-4.1	-3.5	-3.1	-3.0	-3.0	-3.0	
13 1 72 11H	-0.3	-1.1	-1.4	-1.8	-1.9	-2.0	-2.3	-1.7	-1.0	-0.5	-0.4	0.0	0.6	0.6	0.6	
17 1 72 13H	1.4	1.9	2.4	2.9	3.6	4.2	4.2	4.6	5.1	6.0	7.3	7.9	8.2	8.2	8.2	
20 1 72 10H	-0.9	-1.3	-1.6	-1.8	-1.7	-1.8	-2.1	-1.4	-0.7	-0.1	0.4	1.2	2.4	3.5	4.0	
24 1 72 14H	-4.5	-6.1	-7.1	-7.5	-7.4	-7.2	-7.4	-7.1	-7.3	-8.0	-8.5	-8.8	-8.2	-7.1	-6.6	
27 1 72 10H	44.0	55.3	59.9	60.8	61.0	61.4	61.7	63.0	64.1	65.0	66.0	66.6	66.9	67.1	67.5	
31 1 72 13H	31.8	38.9	41.7	42.7	43.5	45.1	46.2	46.9	47.8	48.0	48.3	49.3	50.0	50.2	50.6	
3 2 72 10H	29.9	37.1	39.8	40.5	40.8	41.3	41.7	42.2	42.8	43.1	43.4	44.0	44.6	44.5	44.0	
10 2 72 15H	16.7	21.6	23.8	24.1	24.2	25.2	25.9	26.4	27.0	27.3	27.6	29.2	29.8	28.7	28.2	
15 2 72 13H	35.0	42.8	46.3	47.3	48.0	49.4	50.6	52.4	54.1	55.6	57.2	59.1	61.2	62.7	64.1	
17 2 72 14H	27.2	33.5	36.2	36.8	37.5	39.7	41.0	41.6	41.8	41.4	40.8	41.5	43.6	45.1	46.5	
21 2 72 13H	35.0	44.6	48.6	49.7	50.5	52.0	53.1	54.3	55.5	56.2	56.6	56.7	57.6	59.1	60.5	
24 2 72 12H	25.4	32.5	35.9	37.0	37.8	39.5	40.9	42.5	43.5	44.0	44.4	44.9	46.3	47.7	49.0	
28 2 72 13H	20.3	26.7	29.8	30.8	31.4	33.5	35.1	36.1	36.6	36.7	36.7	37.0	38.4	39.8	41.1	
2 3 72 10H	22.7	29.2	32.4	33.3	34.0	36.2	37.9	38.9	39.4	39.5	39.5	39.8	41.2	42.6	43.9	
6 3 72 14H	38.0	49.8	53.7	54.8	55.9	58.3	60.3	61.7	62.2	62.3	62.3	62.6	64.0	65.4	66.7	
9 3 72 11H	32.6	39.4	42.3	42.9	43.5	45.7	47.4	48.5	49.0	49.1	49.1	49.4	50.8	52.2	53.5	
13 3 72 14H	22.2	28.8	32.0	32.8	33.8	36.3	38.2	39.8	40.8	41.4	42.1	43.1	44.7	46.3	47.6	
16 3 72 13H	13.2	17.0	19.5	20.4	21.7	24.5	26.5	27.9	29.1	29.9	30.6	31.6	32.5	33.4	34.7	
20 3 72 14H	4.4	5.6	6.9	7.3	7.9	9.7	11.2	12.8	13.9	14.4	15.1	16.1	17.0	17.9	19.2	
21 3 72 16H	2.3	2.1	2.7	3.5	4.6	7.8	10.5	12.1	13.2	13.7	14.4	15.4	16.3	17.2	18.5	
24 3 72 10H	0.6	-0.3	0.0	0.2	-2.5	-9.4	-13.2	-11.4	-10.3	-9.8	-9.1	-8.1	-7.2	-6.3	-5.0	
4 4 72 14H	-5.4	-9.8	-12.7	-13.2	-16.5	-23.7	-28.0	-27.0	-26.5	-26.6	-26.6	-26.4	-25.8	-24.9	-23.6	
5 4 72 15H	-5.4	-9.6	-12.0	-12.9	-16.2	-23.3	-27.4	-25.6	-24.6	-24.7	-24.7	-24.5	-23.9	-23.0	-21.7	
7 4 72 11H	-4.8	-8.4	-10.5	-11.5	-14.8	-22.0	-26.2	-25.0	-23.9	-23.7	-23.8	-23.5	-22.8	-21.9	-20.6	
10 4 72 14H	-0.9	-4.8	-7.1	-8.3	-11.7	-18.8	-23.1	-22.2	-22.0	-22.5	-22.6	-22.3	-21.6	-20.7	-19.4	

13	4	72	12H	15.5	20.5	23.1	24.2	25.5	28.4	30.6	32.5	34.0	34.4	34.4	34.7	35.4	36.3	37.6
15	4	72	17H	13.2	18.0	20.2	21.1	22.2	23.9	25.1	27.0	28.5	28.9	28.9	29.2	29.9	30.8	32.1
17	4	72	14H	7.7	11.1	12.6	13.2	14.0	15.5	16.4	17.9	19.4	19.6	19.8	20.1	20.8	21.7	23.0
20	4	72	13H	4.4	5.9	7.0	6.8	7.0	6.8	6.3	6.5	10.0	10.3	10.3	10.6	11.3	12.2	13.5
22	4	72	16H	1.7	2.2	2.8	2.5	2.3	1.8	1.2	3.1	4.6	4.9	4.9	5.2	5.9	6.8	8.1
24	4	72	15H	-1.8	-3.0	-3.6	-4.8	-5.7	-6.2	-6.7	-5.0	-3.5	-3.2	-3.2	-2.9	-2.2	-1.3	-0.0
26	4	72	15H	-2.7	-5.0	-6.0	-7.1	-10.8	-17.0	-20.4	-17.8	-15.9	-15.9	-15.9	-15.6	-14.9	-14.0	-12.7
29	4	72	10H	-6.6	-10.2	-12.2	-13.5	-17.2	-24.0	-27.8	-26.5	-25.7	-25.7	-25.7	-25.4	-24.7	-23.9	-22.5
1	5	72	10H	-8.3	-12.9	-15.8	-18.0	-22.3	-29.3	-33.3	-32.1	-31.2	-31.3	-31.3	-31.0	-30.3	-29.4	-28.1
4	5	72	14H	-9.3	-14.8	-18.4	-20.7	-25.0	-32.1	-36.4	-35.5	-35.1	-35.5	-35.5	-35.2	-34.5	-33.6	-32.3
7	5	72	10H	-9.3	-15.2	-19.4	-22.0	-26.3	-33.5	-37.7	-36.9	-36.8	-37.2	-37.2	-36.9	-36.2	-35.3	-34.0
9	5	72	14H	-10.8	-17.0	-21.5	-24.1	-28.5	-36.0	-40.3	-39.4	-39.2	-39.6	-39.6	-39.3	-38.6	-37.7	-36.4
11	5	72	11H	-11.1	-17.8	-23.2	-26.5	-30.9	-38.3	-42.6	-41.7	-41.5	-41.9	-41.9	-41.6	-40.9	-40.0	-38.7
13	5	72	14H	-10.8	-17.7	-23.1	-26.8	-31.7	-39.2	-43.5	-42.6	-42.4	-42.8	-42.8	-42.5	-41.8	-40.9	-39.6
14	5	72	10H	-0.9	-5.0	-8.3	-10.6	-14.3	-19.7	-22.4	-20.8	-20.1	-20.5	-20.5	-20.2	-19.5	-18.6	-17.3
15	5	72	10H	-0.9	-4.4	-7.0	-6.0	-3.2	-3.6	-4.9	-3.6	-3.2	-3.6	-3.6	-3.3	-2.6	-1.7	-0.4
16	5	72	10H	-1.8	-5.6	-8.2	-8.5	-7.3	-8.1	-9.5	-7.7	-7.0	-7.4	-7.4	-7.1	-6.4	-5.5	-4.2
25	5	72	16H	-3.5	-6.9	-9.2	-10.9	-14.5	-20.5	-23.6	-21.6	-20.5	-20.5	-19.4	-18.1	-17.5	-16.6	-15.3
29	5	72	13H	-6.6	-11.2	-14.5	-16.5	-20.2	-26.4	-29.8	-27.5	-25.9	-25.8	-24.7	-23.4	-22.8	-21.9	-20.6
5	6	72	13H	-15.3	-22.8	-28.7	-32.4	-37.3	-44.6	-48.7	-47.1	-46.7	-47.6	-46.5	-45.2	-44.6	-43.7	-42.4
8	6	72	14H	-17.7	-25.9	-32.9	-37.5	-42.6	-50.1	-54.7	-54.0	-53.7	-54.3	-53.2	-51.9	-51.3	-50.4	-49.1
19	6	72	10H	-29.7	-40.0	-49.4	-56.7	-63.5	-71.9	-77.0	-77.6	-79.2	-81.7	-81.4	-80.1	-79.5	-78.6	-77.3
22	6	72	11H	-33.9	-45.0	-55.3	-63.2	-70.6	-79.1	-84.2	-85.7	-87.3	-89.2	-88.9	-87.6	-87.0	-86.1	-84.8
24	6	72	14H	-35.4	-46.7	-57.4	-65.8	-73.2	-81.7	-87.0	-88.5	-90.6	-92.7	-92.1	-90.8	-90.2	-89.3	-88.0
26	6	72	9H	-36.5	-48.3	-59.5	-68.4	-76.0	-84.5	-89.8	-91.2	-93.2	-95.8	-97.4	-97.8	-97.2	-96.3	-95.0
29	6	72	10H	-38.1	-50.5	-62.1	-71.5	-79.5	-88.1	-93.5	-95.7	-98.2	-100.2	-100.9	-100.7	-100.1	-99.2	-97.9
1	7	72	14H	-39.9	-52.8	-65.3	-75.5	-84.2	-93.4	-99.0	-102.8	-107.7	-111.8	-115.1	-117.7	-118.3	-117.4	-116.1
3	7	72	13H	-40.8	-54.3	-67.9	-78.8	-87.5	-96.9	-103.0	-107.8	-113.5	-117.2	-118.5	-118.8	-118.5	-117.6	-116.3
5	7	72	11H	-39.9	-53.1	-66.5	-77.5	-86.2	-95.1	-100.6	-104.2	-108.8	-112.1	-113.6	-114.4	-114.3	-113.4	-112.1
10	7	72	14H	-39.9	-53.5	-67.6	-79.3	-88.6	-98.0	-103.6	-108.4	-115.3	-119.9	-121.7	-122.0	-121.5	-121.1	-120.4
12	7	72	15H	-39.9	-53.5	-67.7	-79.5	-88.7	-97.9	-103.4	-108.2	-115.5	-120.5	-122.3	-122.6	-121.9	-121.5	-120.8



30 9 72 14H -36.3 -48.2 -59.9 -69.4 -77.5 -86.5 -92.5-100.8-117.6-137.7-150.3-153.3-153.5-153.2-151.9  
 2 10 72 10H -36.5 -48.7 -60.6 -70.7 -79.4 -88.8 -95.0-103.8-121.3-142.2-156.0-160.0-160.5-160.2-158.9  
 4 10 72 14H -36.5 -48.7 -60.6 -70.5 -78.8 -87.6 -93.9-102.3-119.7-140.7-154.1-156.7-155.6-154.7-153.4  
 6 10 72 16H -36.5 -48.9 -61.3 -71.7 -80.2 -89.3 -95.3-103.6-120.7-141.8-156.0-159.9-159.8-159.2-157.9  
 9 10 72 10H -37.5 -50.3 -63.3 -74.1 -82.9 -92.4 -98.7-107.2-124.9-147.4-163.4-168.2-168.5-166.2-166.9  
 11 10 72 11H -36.3 -49.0 -62.0 -73.1 -82.2 -91.9 -98.3-107.2-125.0-147.8-164.8-170.6-171.5-171.5-170.2  
 14 10 72 14H -33.9 -46.1 -58.8 -69.5 -78.3 -87.7 -93.9-102.5-120.6-144.3-162.8-169.5-170.2-170.0-168.7  
 16 10 72 10H -33.9 -46.2 -58.9 -69.6 -78.4 -87.0 -94.4-103.4-121.8-146.4-166.6-174.3-175.2-175.3-174.0  
 18 10 72 10H -33.9 -46.1 -58.8 -69.6 -78.6 -88.1 -94.5-103.5-122.0-146.8-167.5-175.2-175.5-175.3-174.0  
 21 10 72 14H -33.9 -46.1 -58.8 -69.5 -78.3 -87.7 -93.9-102.6-121.4-147.0-169.5-179.0-179.1-179.2-178.9  
 23 10 72 10H -34.2 -46.4 -59.1 -69.8 -78.5 -87.8 -94.1-102.7-121.5-147.4-170.5-181.5-183.4-184.1-183.8  
 25 10 72 12H -33.9 -46.5 -59.5 -70.5 -79.6 -89.2 -95.4-104.3-123.4-149.9-174.0-185.7-187.6-188.3-188.0  
 28 10 72 15H -33.0 -45.1 -58.0 -69.0 -78.0 -87.6 -93.8-102.0-122.1-149.1-174.5-187.0-189.3-190.4-190.1  
 31 10 72 11H -28.5 -40.9 -53.9 -65.0 -73.9 -83.4 -89.8-98.9-118.4-145.5-171.8-185.0-186.8-187.6-187.3  
 3 11 72 10H -31.5 -43.4 -56.0 -66.6 -75.5 -84.9 -91.0-99.5-118.6-146.3-173.7-187.3-188.2-188.2-187.9  
 6 11 72 10H -31.5 -43.5 -56.3 -67.3 -76.6 -86.3 -92.5-101.5-121.3-149.7-178.4-193.6-196.2-197.5-197.5  
 9 11 72 9H -31.5 -43.8 -56.9 -67.9 -76.9 -86.5 -92.9-102.1-121.9-150.5-180.6-196.2-198.2-199.3-199.4  
 11 11 72 13H -31.2 -43.0 -55.8 -66.7 -75.6 -85.0 -91.4-100.7-120.6-149.5-179.3-195.1-196.0-197.2-196.0  
 13 11 72 10H -30.2 -42.0 -54.7 -65.6 -74.8 -84.3 -90.6-100.2-120.4-149.6-180.3-196.8-199.4-200.4-200.1  
 15 11 72 12H -22.5 -33.8 -46.2 -57.0 -66.0 -75.6 -81.8-91.1-111.4-141.1-172.5-185.4-191.4-191.6-191.5  
 17 11 72 10H -22.2 -32.7 -44.3 -55.9 -62.2 -71.7 -78.1-87.6-107.7-137.2-168.7-186.4-189.5-190.3-190.0  
 20 11 72 9H -18.9 -29.0 -39.8 -48.5 -56.0 -65.1 -71.3-80.4-100.3-129.8-161.3-179.0-182.0-182.7-182.4  
 22 11 72 10H -17.7 -27.0 -36.6 -44.1 -50.9 -59.5 -65.5-74.7-95.1-125.2-156.9-169.3-167.0-167.6-167.3  
 25 11 72 14H -16.7 -25.5 -34.3 -41.1 -47.4 -55.4 -61.3-70.6-90.7-120.7-152.8-171.0-174.2-174.9-174.6  
 27 11 72 9H -17.7 -26.8 -35.8 -42.5 -48.7 -56.8 -62.9-72.6-93.1-123.0-155.2-173.9-178.0-179.4-179.1  
 29 11 72 10H -16.2 -25.1 -33.7 -39.9 -45.4 -53.0 -58.6-67.7-87.8-117.3-146.5-166.0-168.8-169.6-169.1  
 1 12 72 14H -17.7 -26.4 -35.2 -41.8 -48.0 -56.1 -62.0-70.7-89.9-118.3-149.8-160.3-167.8-168.6-169.3  
 4 12 72 10H -14.1 -22.6 -31.1 -37.7 -43.8 -51.8 -57.7-67.2-87.5-117.3-148.9-166.9-170.9-172.3-172.0  
 6 12 72 11H -14.4 -22.6 -30.4 -35.9 -41.2 -48.7 -54.1-63.0-82.8-112.0-142.7-159.3-161.3-161.6-161.3  
 9 12 72 14H -9.6 -15.0 -18.6 -16.8 -13.2 -14.8 -17.9-24.9-43.5-72.0-101.8-118.7-121.9-122.6-122.3  
 11 12 72 10H -10.8 -16.6 -20.7 -19.3 -16.5 -18.0 -21.6-28.7-47.5-75.8-104.9-121.0-123.9-124.6-124.3

13 12 72 12H -10.8 -16.4 -20.6 -23.8 -28.6 -34.8 -38.6 -45.4 -63.7 -90.5-117.0-130.6-132.6-133.3-133.0  
15 12 72 14H -12.0 -18.0 -22.7 -25.9 -30.5 -37.5 -42.3 -49.8 -67.7 -93.3-117.4-128.9-129.8-129.8-129.5  
18 12 72 11H -14.1 -20.9 -26.3 -30.0 -35.0 -42.4 -47.7 -56.0 -74.4-100.0-123.1-133.4-133.9-133.9-133.6  
20 12 72 10H -15.9 -23.2 -29.0 -33.1 -38.2 -45.8 -51.4 -60.1 -78.6-104.1-126.1-136.2-137.4-137.4-137.1  
23 12 72 14H -15.9 -23.0 -28.7 -32.9 -37.7 -44.8 -50.0 -58.1 -76.0 -99.9-120.8-130.5-131.3-131.3-131.0  
26 12 72 10H -16.7 -24.5 -30.9 -35.5 -40.6 -48.2 -53.6 -61.8 -79.6-103.2-122.2-126.3-126.8-128.8-128.5  
28 12 72 10H -12.6 -19.9 -26.2 -30.6 -35.7 -43.2 -48.5 -56.5 -74.3-100.4-136.0-157.6-158.1-158.1-157.8

---

EXEMPLE DE CALCUL DES TERMES DU BILAN HYDRIQUE1 - DETERMINATION DES TERMES "PLUIE" et "PLUIE EFFICACE"

\* Du 25/8/72 (15 H) au 28/8 (10 H), la pluie notée par un enregistreur est 24 mm.

\* Les variations de stock entre ces deux dates (cf. page B3) montrent que l'on a variation du stock jusqu'à la cote Z = 80 cm. Entre la surface du sol et cette cote, la variation de stock (par rapport à la date de référence) est - 59,7 mm le 25/8 et - 54,8 mm le 28/8. Entre ces deux dates, il y a donc augmentation du stock d'eau dans le sol de 4,9 mm. Cela représente la pluie efficace. Pour une pluie réelle de 24 mm, la pluie efficace est ici de 5 mm environ.

\* Il arrive que la pluie efficace calculée ainsi soit supérieure à la pluviométrie indiquée par un enregistreur (cas des fortes pluies). Dans ce cas, la pluie (réelle) est au moins égale à la pluie efficace. On admet alors que la pluie est égale à la pluie efficace.

2 - DETERMINATION DES PERTES PAR EVAPORATION ET PAR DRAINAGE

\* Du 13/9/72 au 16/9/72, un pluviomètre indique 7,4 mm de pluie.

\* La variation de stock est négative dans toutes les tranches de sol durant cette période.

La pluie efficace est nulle pour une pluie réelle de 7,4 mm.

\* Le point de flux nul passe de 60 à 70 cm entre le 13 et le 16 (cf. figure IV.7). Le stock entre la surface et la cote Z = 70 cm diminue de 3,8 mm entre ces deux dates, tandis que la diminution de stock entre la surface et la cote Z = 260 cm est de 7,9 mm.

Les pertes par évaporation sont 3,8 mm et le drainage représente la différence soit 3,1 mm.

# **ANNEXE C**

TABLEAU DES STOCKS ET VARIATIONS DE STOCK  
A HERISSART EN 1972

CALCUL DU STOCK INITIAL

	0	30	40	50	60	70	80	100	120	140	160	180	200	220	240	260
26 4 72 16H	114.	23.	34.	36.	36.	72.	72.	71.	72.	75.	78.	78.	78.	78.	78.	78.
STOCK CUMULE	114.	148.	182.	218.	255.	292.	365.	437.	509.	581.	656.	734.	813.	892.	970.	
VARIATION GLOBALE PAR RAPPORT AU STOCK INITIAL																
28 4 72 10H	-1.7	-1.8	-1.7	-1.9	-1.9	-2.4	-3.2	-5.2	-6.5	-5.8	-6.0	-8.7	-10.3	-10.7	-9.7	
1 5 72 9H	11.1	12.5	12.6	12.3	11.8	11.6	11.5	10.1	7.8	6.9	5.4	3.2	2.4	2.4	3.8	
4 5 72 10H	5.6	6.6	6.9	6.9	7.0	6.6	6.2	6.5	6.3	6.9	6.6	3.7	2.1	1.4	1.3	
5 5 72 17H	6.3	6.7	6.9	6.3	5.7	5.3	4.8	3.1	0.2	5.1	-2.2	-3.4	-3.9	-6.1	-7.2	
8 5 72 10H	6.9	7.8	8.1	7.2	6.4	5.5	5.1	5.0	3.6	2.9	1.8	-0.0	-0.5	-2.0	-3.1	
10 5 72 10H	5.6	6.7	6.9	6.3	5.9	5.5	6.1	5.2	4.6	5.8	5.6	4.2	3.5	2.2	2.1	
13 5 72 8H	12.3	14.0	13.8	12.6	11.8	11.0	10.3	8.8	6.6	4.6	1.5	-2.4	-4.0	-4.3	-4.5	
15 5 72 11H	5.1	7.0	7.6	7.1	7.5	7.5	7.0	5.6	3.8	3.7	2.8	0.7	0.6	0.9	1.6	
17 5 72 10H	7.8	8.8	9.0	9.0	9.1	8.7	8.2	6.8	4.9	5.2	3.6	1.8	-0.1	-2.8	-4.8	
19 5 72 10H	5.9	7.8	8.0	7.7	7.0	6.1	5.4	3.7	2.2	0.6	-1.6	-5.4	-6.3	-4.9	-3.6	
23 5 72 17H	11.3	12.6	12.6	11.6	11.0	10.8	10.0	7.2	4.6	2.9	-0.3	-4.7	-6.2	-7.0	-8.4	
25 5 72 16H	9.3	11.1	11.3	11.1	11.1	10.5	9.9	8.1	5.3	3.7	2.0	-0.8	-1.6	-2.1	-2.1	
26 5 72 11H	11.1	12.9	13.0	11.8	11.4	11.4	10.6	7.8	4.9	3.2	1.1	-1.3	-4.0	-6.7	-7.5	
29 5 72 15H	8.6	9.3	9.4	8.7	7.9	7.6	6.8	4.5	2.3	0.4	-2.1	-5.3	-6.8	-8.0	-8.2	
31 5 72 11H	5.9	6.8	6.3	5.6	5.1	3.9	2.8	1.2	-0.5	-2.1	-4.7	-8.7	-10.5	-11.0	-10.4	
2 6 72 15H	3.2	3.2	3.3	3.0	2.9	3.1	3.1	1.5	-0.8	-2.5	-4.4	-6.2	-7.8	-9.3	-8.8	
7 6 72 15H	21.0	24.2	25.2	24.3	23.3	22.3	21.5	19.8	16.9	12.5	6.3	-0.8	-6.4	-9.5	-10.9	
9 6 72 11H	27.9	31.5	33.7	34.2	34.8	34.7	33.9	31.7	28.5	29.0	27.4	24.1	22.0	20.1	19.4	
13 6 72 16H	18.2	22.1	24.2	26.0	28.0	29.3	30.0	29.5	28.1	28.0	27.4	24.7	22.1	21.3	23.0	
14 6 72 17H	13.8	16.0	17.6	18.6	19.7	20.4	21.3	22.2	21.5	20.3	19.6	18.2	16.9	16.5	16.5	
16 6 72 11H	9.3	10.5	10.6	11.1	12.6	13.3	13.6	14.4	13.4	11.1	8.9	6.2	3.5	2.0	2.0	
19 6 72 10H	7.1	8.1	9.0	10.1	11.0	11.7	12.2	12.7	13.2	14.0	11.9	8.4	7.4	6.6	6.7	
23 6 72 17H	11.1	12.6	13.3	13.5	14.3	15.4	15.9	15.9	14.9	15.4	16.3	16.2	17.1	17.7	20.7	
26 6 72 11H	6.6	7.4	8.0	8.6	9.1	8.8	8.9	8.5	8.1	9.9	11.1	10.5	10.6	11.4	12.5	
28 6 72 15H	5.4	6.1	5.8	5.0	5.5	5.6	7.0	7.1	7.8	7.7	6.2	6.2	6.1	6.1	5.7	
3 7 72 10H	22.5	24.5	24.2	23.0	21.9	21.0	20.7	19.4	17.2	15.7	13.4	10.5	8.2	5.6	4.5	

10 7 72 15H 2.9 3.0 2.3 1.3 0.4 -0.6 -1.8 -3.8 -5.9 -7.4 -9.0 -10.7 -10.8 -10.1 -8.9  
13 7 72 10H -4.7 -4.9 -5.6 -6.6 -7.4 -8.3 -8.6 -10.8 -14.2 -15.9 -18.1 -19.9 -19.9 -18.8  
17 7 72 15H -16.2 -18.8 -20.5 -21.8 -22.8 -23.7 -24.6 -26.5 -28.3 -28.0 -28.7 -30.2 -28.4 -26.3 -24.6  
24 7 72 12H -23.4 -27.9 -31.4 -34.1 -36.3 -38.5 -40.8 -44.9 -48.5 -50.6 -53.0 -56.9 -60.3 -61.4 -62.0  
31 7 72 12H -30.3 -35.5 -39.8 -44.5 -48.4 -50.9 -52.7 -56.5 -59.2 -60.2 -62.0 -65.4 -67.9 -69.4 -69.8  
2 8 72 10H -18.9 -24.2 -28.6 -32.4 -35.5 -38.3 -40.2 -44.0 -47.7 -50.4 -53.7 -56.9 -58.8 -61.5 -62.5  
4 8 72 10H -20.4 -25.6 -30.1 -34.2 -37.4 -40.2 -42.5 -46.2 -48.8 -51.1 -54.4 -57.8 -59.4 -60.5 -62.0  
7 8 72 11H -27.6 -33.7 -39.4 -44.3 -48.0 -51.5 -53.9 -58.5 -62.9 -65.3 -68.2 -70.9 -71.9 -73.8 -74.3  
9 8 72 15H -34.8 -41.8 -47.2 -51.7 -55.1 -57.8 -59.9 -63.7 -67.0 -70.3 -75.6 -81.2 -84.4 -85.2 -83.8  
11 8 72 11H -40.5 -46.2 -50.0 -53.9 -57.6 -60.6 -63.4 -67.7 -69.2 -69.1 -70.3 -72.8 -74.2 -74.4 -74.2  
16 8 72 11H -35.3 -43.5 -50.0 -55.7 -60.2 -64.0 -67.1 -73.0 -78.0 -81.2 -85.1 -88.7 -89.6 -88.6  
18 8 72 11H -33.3 -42.5 -50.6 -57.3 -62.8 -67.7 -71.3 -78.0 -84.4 -89.2 -94.8-101.6-106.9-110.0-111.9  
21 8 72 10H -39.5 -49.4 -58.3 -65.4 -70.9 -75.5 -78.8 -85.5 -91.2 -94.9-100.3-106.5-109.9-112.6-113.5  
2 10 72 17H -30.8 -41.4 -52.9 -63.7 -72.0 -78.2 -83.0 -91.0 -96.9-101.7-106.7-110.0-110.4-109.6-108.8  
4 10 72 11H -34.2 -44.9 -56.4 -67.0 -75.8 -83.1 -88.7 -98.7-106.5-112.5-118.2-121.3-122.8-124.4-125.5  
6 10 72 10H -35.7 -46.8 -58.1 -68.4 -77.2 -84.5 -90.3-101.0-109.2-116.0-122.2-126.7-129.6-131.5-131.9  
9 10 72 11H -41.7 -53.8 -65.5 -76.2 -85.5 -92.9 -99.3-111.1-119.6-126.6-134.0-140.8-145.0-148.0-149.5  
12 10 72 11H -42.2 -53.9 -65.8 -76.8 -85.8 -93.9-100.6-111.1-118.5-125.2-132.9-138.4-142.6-146.8-149.0  
16 10 72 11H -47.0 -59.4 -71.4 -82.2 -91.2 -99.0-105.5-116.9-125.5-132.7-139.8-144.7-147.6-149.5-149.1  
19 10 72 10H -49.1 -62.0 -74.4 -85.5 -94.4-102.0-108.5-119.4-127.6-134.6-140.9-144.8-147.4-150.3-151.9  
25 10 72 15H -49.7 -62.7 -74.7 -85.6 -94.5-102.1-109.1-120.8-128.6-136.2-142.9-147.4-149.9-151.8-152.9  
1 11 72 5H -52.8 -66.0 -78.0 -89.4 -99.0-107.1-114.1-126.2-134.3-141.9-150.0-154.7-157.7-160.0-160.6  
3 11 72 11H -52.2 -66.1 -78.9 -80.6-101.3-109.9-116.8-130.0-140.5-149.3-157.5-162.9-166.8-170.1-170.7  
6 11 72 10H -55.1 -69.2 -81.6 -92.3-101.9-110.8-119.1-131.2-139.5-148.4-157.4-166.5-173.1-177.5-179.9  
8 11 72 16H -54.9 -68.8 -81.0 -91.9-101.3-109.3-116.5-128.9-138.5-147.8-155.9-161.6-166.6-169.7-170.0  
20 11 72 11H 15.0 18.9 21.7 22.7 22.2 19.5 14.4 2.4 -6.7 -15.6 -24.0 -30.1 -34.8 -38.7 -41.1  
22 11 72 16H 14.0 20.9 24.2 27.3 29.8 30.8 29.0 20.2 12.5 5.3 -2.3 -6.6 -8.6 -9.9 -9.5  
27 11 72 10H 10.5 13.5 15.9 17.3 18.4 18.5 17.4 9.7 0.6 -6.2 -17.6 -17.4 -20.5 -23.0 -25.3  
1 12 72 11H 8.9 12.1 14.0 14.8 16.1 17.1 16.7 11.6 5.4 -0.6 -7.9 -12.5 -14.4 -15.8 -15.0  
4 12 72 13H 5.4 7.8 9.2 10.0 10.8 10.3 9.5 1.6 -4.6 -10.8 -13.3 -24.7 -29.0 -31.5 -32.9  
5 12 72 10H 8.6 11.6 13.6 14.1 14.6 15.5 15.1 9.8 4.1 -2.5 -9.0 -13.5 -16.5 -18.0 -19.6

11 12 72 11H	17.0	21.2	24.4	26.2	28.2	29.9	30.5	30.6	28.9	23.6	16.7	11.8	9.2	6.7	6.4
15 12 72 11H	17.7	21.6	24.4	26.3	28.1	29.5	30.7	22.2	32.3	35.9	29.3	26.1	27.7	28.6	28.0
18 12 72 10H	5.9	8.9	11.0	11.6	12.4	13.7	14.6	16.3	16.1	13.5	9.1	4.8	2.7	1.1	-1.0
20 12 72 12H	1.2	3.3	4.2	4.5	5.1	4.8	3.7	2.1	0.3	-2.6	-6.8	-10.8	-15.2	-15.9	-17.3
22 12 72 11H	4.4	6.4	7.7	7.8	7.8	8.1	8.5	7.9	7.5	7.2	5.2	1.3	-1.9	-3.0	-2.6
26 12 72 10H	-11.6	-11.2	-11.8	-11.9	-12.1	-13.0	-13.9	-17.0	-20.3	-23.3	-26.7	-31.1	-35.3	-39.3	-40.4
28 12 72 15H	-6.3	-4.7	-3.3	-1.8	-0.7	-0.4	-0.9	-2.1	-2.8	-3.1	-4.3	-6.6	-6.9	-7.2	-8.7

---

# **ANNEXE D**

---

CARACTERISTIQUES DU SCRUTATEUR SH 02

SCRUTATEUR HYDRAULIQUE SH 02

1 - GENERALITES

Cet appareil permet d'explorer automatiquement 12 voies d'entrée hydrauliques raccordées à des tensiomètres grâce à une vanne multivoie "scanni-valve" raccordée, en sortie à un capteur de pression unique.

Il fonctionne sur le secteur (  $\sim$  220 V ) ou sur batteries d'accumulateurs couplées avec un convertisseur statique 12 V/220 V.

2 - CAPTEUR DE PRESSION

Caractéristiques :

- Bell-Howell, type 4-366
- gamme de mesure : 0 à - 15 PSI (environ - 1 atmosphère)
- alimentation : 10 V continu
- mesure de pression absolue
- signal de sortie :  $V_S = 40 \text{ mV}$  pour  $p = p_{\text{atm}}$
- impédance d'entrée et impédance de sortie :  $350 \Omega$  environ

L'alimentation du capteur est effectuée par un LM 309 avec tension de sortie ajustable autour de 9 V (  $\pm 1 \text{ V}$  )



3 - AMPLIFICATEUR

- type LM 709
- alimentation  $\pm 15$  V stabilisés par deux alimentations LM 305
- gain = 4

4 - TEMPORISATEUR

Il permet de déclencher la rotation du "scannivalve" (d'un douzième de tour) à des intervalles de temps programmables de 1 à 99 minutes.

Les impulsions (une toutes les 6 secondes) sont obtenues par un transistor unijonction et un circuit RC. Une décade 7490 divise par 10 le nombre de ces impulsions (donc multiplie la période par 10) et délivre une impulsion par minute.

L'intervalle de temps entre deux mesures est programmable par affichage manuel.

5 - L'ENREGISTREUR

Le signal de sortie est envoyé à un enregistreur Chauvin-Arnoux type 190 D muni d'un amplificateur galvanométrique de mesure à courant continu. La déviation à pleine échelle est obtenue pour 50 mV à l'entrée de l'enregistreur.

6 - REGLAGES

- Zéro de l'amplificateur du capteur : par potentiomètre  $4,7 \text{ K}\Omega$  avec court-circuit à l'entrée de l'ampli par bouton poussoir pour obtenir  $V_S = 0$

- Zéro du capteur : lorsqu'on lui applique la pression atmosphérique, on peut obtenir un signal de sortie  $V_S = 0$  grâce à un pont d'équilibrage et à un potentiomètre ( $10 \text{ K}\Omega$ )

- Réglage de la tension de sortie de l'amplificateur du capteur : par potentiomètre ( $470 \Omega$  ). On fait ainsi correspondre à une pression d'entrée ( - 1 m d'eau ) une déviation de dix petites divisions. A pleine échelle, on mesure alors une pression de - 5 m d'eau. On lit directement sur le papier les pressions en hauteur d'eau.