

**MEMOIRE
DE FIN D'ETUDES**

PRESENTE PAR :

Aboubacar LAWALI NAZO

ANNEE 1990-1991

**CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE
D'UN SOL LATERITIQUE
DU PLATEAU MOSSI**

Mention :

Encadrement

I. ALIOU

E. I. E. R.
Enregistré à Ouagadougou
le 03 JUIL 1991, 405/91

// SOMMAIRE

//) EDICACES

//((EMERCIEMENTS

//((RESUME

// INTRODUCTION

- I. THEORIE : Modélisation des écoulements souterrains.
 - 1.1. : GENERALITES
 - 1.1. ENERGIE DE L'EAU DANS LE SOL
 - 1.3. LES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES
 - 1.31 Relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$
 - 1.32 Calcul du flux

- II. CARACTERISATION DU SITE DE L'ESSAI
 - 2.1. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE
 - 2.2. DONNEES CLIMATIQUES
 - 2.3. CARACTERES PEDOLOGIQUES

- III METHODE DE CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE
 - 3.1. PROTOCOLE EXPERIMENTAL
 - 3.11. Méthode
 - 3.12. Matériels
 - 3.2. EXPERIMENTATION
 - 3.21 Apport d'eau
 - 3.22 Le rythme de suivi.

IV METHODES DE DEPOUILLEMENT

4.1. METHODE GLOBALE

4.2. METHODE SIMPLIFIEE

V RESULTATS EXPERIMENTAUX

5.1. ANALYSE DE L'INFILTRATION

5.2. ANALYSE DU DRAINAGE GRAVITAIRE

5.21 Méthode globale

5.22 Méthode de simplifiée

5.23 Comparaison entre les deux méthodes.

5.3. COURBES CARACTERISTIQUES $h(\theta)$

VI DISCUSSION ET CONCLUSION.

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

Avant de présenter ce mémoire je tiens à remercier :

Monsieur ALIÛ IBRAHIMA Enseignant chercheur à l'E I E R
qui a bien voulu accepté de me diriger tout au long de ce
travail. Je lui exprime ici ma vive gratitude.

Monsieur Alby SCHMITT dont les conseils et critiques m'ont
beaucoup aidé dans l'établissement de ce document.

En fin que **Monsieur Ludovic Pascal CONDITAMDE** et tous ce qui
m'ont aidé sur le terrain et dans la réalisation de ce mémoire
trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

RESUME

La présente étude a pour objectif la détermination des caractéristiques hydrodynamiques $k(\theta)$ et $h(\theta)$ d'un sol ferrugineux par des méthodes simples d'analyse des essais de drainage interne.

L'essai de drainage interne a été réalisé sur le site de GAMPELA situé à une vingtaine de kilomètres au Nord-Est de OUAGADOUGOU (Burkina Faso)

Deux méthodes de dépouillement ont été utilisées pour déterminer les caractéristiques du sol étudié : la méthode globale basée sur la paramétrisation de la loi de stock hydrique sous la forme $S(t) = ct^d$ et la méthode simplifiée basée sur l'hypothèse du gradient unitaire (VACHAUD, 1987).

Les résultats obtenus montrent une bonne concordance entre les deux méthodes.

Il ressort de cette étude que la variabilité verticale des propriétés hydrodynamiques du sol étudié, est liée à sa texture et sa structure.

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

La connaissance des propriétés hydrodynamiques d'un sol est importante dans de nombreuses applications, notamment l'estimation des flux d'eau à différentes profondeurs en vue d'effectuer des bilans hydriques.

La connaissance de ces propriétés est également nécessaire devant la gravité du problème posé par la gestion des réserves en eau du sol en vue de leur utilisation optimale par les cultures.

La présente étude se fixe donc pour objectif, la détermination des paramètres hydrodynamiques d'un sol ferrugineux du site expérimental de GAMPELA qui est représentatif des sols latériques du plateau MOSSI.

La méthode utilisée est celle du drainage interne. Elle consiste à analyser la redistribution de l'eau dans un profil vertical de sol après une humidification par un apport d'eau en condition de flux nul à la surface (HILLEL et al., 1972 cité par VACHAUD et al. 1977).

L'interprétation des résultats de l'expérimentation se fera grâce à l'utilisation d'un logiciel informatique CARHYD. (VACHAUD et al. , 1990).

I) THEORIE : Modélisation des écoulements souterrains

1.1 GENERALITES

Le sol est un système complexe à trois composantes : la phase solide, la phase liquide et la phase gazeuse.

- La fraction solide (matrice poreuse) est constituée de particules de forme et de taille différentes empilées les unes sur les autres.
- La phase gazeuse est représentée par l'air et la vapeur d'eau du sol.
- La fraction liquide est représentée par l'eau du sol.

On sépare l'eau du sol en deux parties : l'eau liée et l'eau mobile.

L'eau liée ne participe pas à l'écoulement, elle est fixée sur les particules solides par les forces d'attraction moléculaires ou retenue dans les pores. Seule l'eau mobile est susceptible de se déplacer dans le sol.

1.2. ENERGIE DE L'EAU DANS LE SOL

L'énergie de l'eau dans le sol est essentiellement potentielle, car l'énergie cinétique est généralement négligeable à cause de la lenteur des déplacements de l'eau dans le sol.

Elle est composée de :

- L'énergie potentielle de gravité E_g .
- Et de l'énergie potentielle de pression E_p .

Rapportée à l'unité de poids, cette énergie s'écrit :

$$(1) \quad H = \frac{E_g + E_p}{P} = z + h \quad (\text{MERMOURD, 1981})$$

H : est la charge hydraulique (cm H₂O)

h : est la pression effective de l'eau du sol, en hauteur d'eau par rapport à la pression atmosphérique (cm H₂O)

z : est la hauteur d'eau au dessus du plan de référence (cm)

.../..

En général on place le plan de référence au niveau du sol et on oriente l'axe des profondeurs (axe des Z) positivement vers le bas.

Dans ces conditions la charge hydraulique s'écrit :

$$H = h - Z \quad \text{avec } h < 0 \text{ en milieu non saturé}$$

$$h > 0 \text{ en milieu saturé}$$

1.3. LES CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES

L'équation dynamique ou loi de DARCY en milieu saturé s'écrit :

$$(2) \quad q = - K \text{ grad } H \quad (\text{MERMOUD, 1981})$$

K : conductivité hydraulique

q : densité de flux (quantité d'eau qui traverse une section unitaire par unité de temps)

En écoulement unidimensionnel suivant Z, l'équation (2) devient :

$$(3) \quad q = - K \frac{dH}{dz}$$

En milieu non saturé, les grandeurs K et H (donc h) varient avec la teneur en eau du sol notée θ .

La loi de DARCY étendue au milieu non saturé (ou généralisée) s'écrit donc :

$$(4) \quad q = - K(\theta) \text{ grad } H \quad (\text{MERMOUD, 1981})$$

comme $H = h - Z$

$$\bar{q} = - K(\theta) \text{ grad } (h(\theta) - Z)$$

Z : Variable spatiale orientée positivement vers le bas

En écoulement unidimensionnel vertical :

$$(5) \quad q = - K(\theta) \frac{d}{dz} (h(\theta) - Z) = - K(\theta) \left(\frac{dh(\theta)}{dz} - 1 \right)$$

.../..

1.3.1. Relations $K(\theta)$ et $h(\theta)$

La caractérisation hydrodynamique d'un profil revient ainsi à l'établissement :

- De la relation entre la conductivité hydraulique K et la teneur en eau θ qui représente la facilité avec laquelle l'eau peut s'écouler dans le sol sous l'effet du gradient de charge hydraulique.
- Et de la relation entre la succion de l'eau du sol h et la teneur en eau θ qui exprime l'énergie de liaison entre le sol et l'eau sous l'effet cumulé de la pression capillaire et les forces moléculaires d'adsorption.

La détermination in situ des relations fonctionnelles $K(\theta)$ et $h(\theta)$ nécessite l'implantation sur le site d'essai, d'un tube d'accès pour sonde à neutrons et d'une série de tensiomètres à différentes profondeurs.

a) La relation $h(\theta)$

Elle est obtenue par la mesure simultanée de la succion de l'eau du sol et de la teneur en eau. Cette relation va dépendre fortement de la texture et de la structure du sol.

b) La relation $K(\theta)$

Plusieurs méthodes existent pour déterminer la relation $K(\theta)$. Celle du drainage interne consiste à réaliser une infiltration à charge constante pour amener la teneur en eau du sol à une valeur proche de la saturation. Ensuite la surface du sol est couverte avec un voile étanche (plastique) de manière à minimiser l'évaporation ou les apports éventuels.

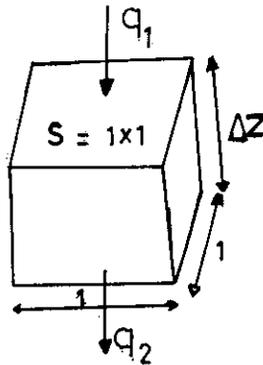
Les mesures d'humidité et de tension sont effectuées périodiquement pendant le ressuyage.

La conductivité hydraulique à une profondeur et à un temps déterminés est calculée à partir de la loi de DARCY généralisée (voir (5)).

1.3.2. Calcul du flux

Si dans une tranche de sol d'épaisseur ΔZ , la teneur en eau varie de $\Delta\theta$ pendant un intervalle de temps Δt , l'équation de conservation de masse dans l'élément de volume de section unité est :

$$(6) \quad \Delta V = \Delta Z \times 1$$



En identifiant la différence entre la masse d'eau entrant par une face et celle sortant par l'autre face pendant l'intervalle de temps Δt à la variation de masse d'eau contenue dans le volume ΔV s'il n'y a ni source ni puits dans cet élément cette équation devient :

$$(7) \quad \Delta t \times \rho_w \times (q_1 - q_2) = \rho_w \times \Delta\theta \times \Delta Z \times 1 \quad \text{et al. (VACHAUD, 1977)}$$

où

- q_1 : flux entrant par la face supérieure
- q_2 : flux sortant par la face inférieure
- ρ_w : masse volumique de l'eau

ou encore :

$$(8) \quad q_2 - q_1 = - \frac{\Delta\theta \times \Delta Z}{\Delta t}$$

On définit généralement la grandeur $\Delta\theta \times \Delta Z$ comme étant la variation de stock ΔS dans la tranche de sol d'épaisseur ΔZ

.../..

II. CARACTERISATION DU SITE DE L'ESSAI *****

2.1. - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

Le site expérimental se trouve à une vingtaine de kilomètres au Nord-Est de OUAGADOUGOU dans la localité de GAMPELA (Burkina Faso). Les coordonnées géographiques du site sont approximativement :

Longitude :..... 1° 21 ' W
Latitude :..... 12° 26 ' N

On y accède par la route nationale N4 OUAGA - FADA puis par une bifurcation à 8 km du poste de contrôle.

2.2. DONNEES CLIMATIQUES

Le climat est du type tropical-sahélien avec deux saisons bien marquées :

- Une saison sèche de Novembre à Mai
- Et une saison humide de Juin à Octobre.

La pluviométrie moyenne annuelle est d'environ 720 mm sur la période de 1975 à 1987.

2.3. - CARACTERES PEDOLOGIQUES

Le sol, relativement profond (un mètre et plus) de type latéritique, est, par sa texture, bien représentatif des sols du plateau Mossi. Selon la classification C.P.C.S. (1967) le sol du site de GAMPELA est un sol ferrugineux tropical lessivé induré profond. Les analyses de sol faites par le BUNASOLS à partir d'échantillons prélevés ont donné les résultats du tableau I ci-dessus.

Tableau I Analyse de sol (site de GAMPELA)

Horizon (cm)	Sable(%)	Limons(%)	Argile(%)	Texture
0 - 15	71,44	19,81	8,75	sable-limoneux
15 - 45	58,65	15,10	26,25	limon-sableux
45-80	49,36	18,14	32,50	argile-sableuse
80-110	44,69	22,06	33,25	argile

La densité apparente en place varie de 1,68 en surface à 1,52 en profondeur, la porosité moyenne est de 0,4.

III- METHODE DE CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE

3.1. - PROTOCOLE EXPERIMENTAL (matériels et méthode)

3. 11 Méthode

La méthodologie utilisée pour obtenir les relations $h(\theta)$ et $K(\theta)$ consiste en la mesure simultanée des variations d'humidité et de charge hydraulique dans le profil de sol, dans les conditions de ressuyage contrôlé après un apport d'eau (avec élimination des pertes par évaporation en surface): c'est la méthode dite de drainage interne (H I L L E L , 1972 cité par VACHAUD et al. 1977).

3. 12 Matériels

La méthode de drainage interne nécessite un certain nombre d'instruments et appareils.

a) Le Double anneau

Comme son nom l'indique, il est constitué de deux anneaux concentriques : un anneau de garde de diamètre $\varnothing 1$ et un anneau de mesure de diamètre $\varnothing 2$.

A l'intérieur de l'anneau de mesure sont placés :

- Au centre, un tube d'accès pour sonde à neutrons.
- Tout autour du tube, des tensiomètres à une distance minimale de 30 cm de celui-ci.

Le ressuyage est suivi dans le cylindre de sol défini par l'anneau de mesure.

Le rôle de l'anneau de garde est de maintenir l'infiltration verticale au centre du dispositif, car l'une des principales hypothèses de cette méthode est celle de l'écoulement unidimensionnel vertical.

En effet le fait d'apporter une quantité d'eau entre les deux anneaux permet (sans l'éliminer totalement) de réduire considérablement tout écoulement latéral par diffusion.

Les diamètres des deux anneaux sont telque : $\varnothing 1 = 2\varnothing 2$ (voir fig. 1).

.../..

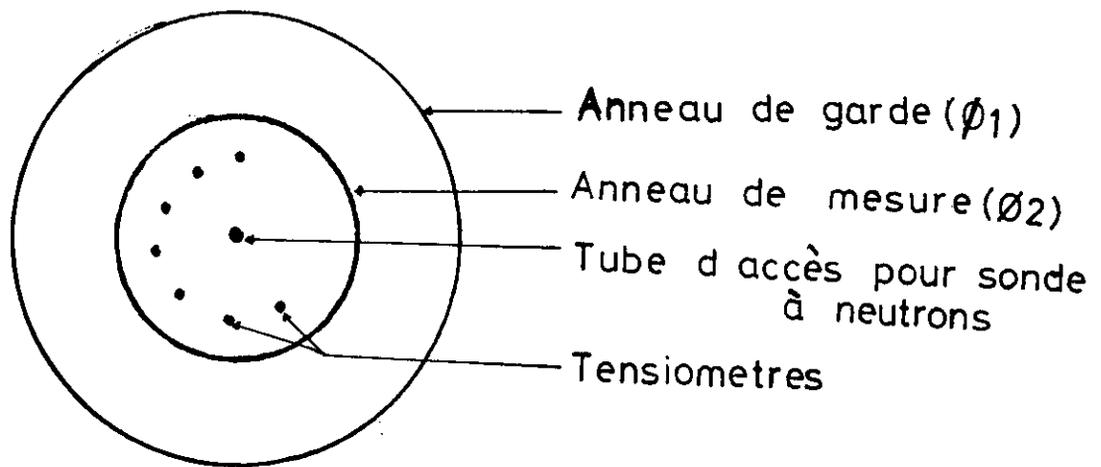


fig.1 Dispositif de mesure

b) Les Tensiomètres :

Ils permettent de mesurer la succion (ou pression) de l'eau dans le sol. Le tensiomètre est constitué d'une coupelle poreuse surmontée d'un tube relié à un manomètre à mercure par l'intermédiaire d'un tube capillaire (voir fig. 2).

Le tout est rempli d'eau désaérée. La coupelle poreuse joue le rôle de filtre semi-perméable. Elle assure la continuité de la phase liquide entre le tensiomètre et le sol. Selon l'état énergétique de l'eau du sol on observe un mouvement d'eau vers ou hors du tensiomètre. Les variations de pression qui en résultent sont enregistrées par le manomètre à mercure. (M E R M O U D, 1981).

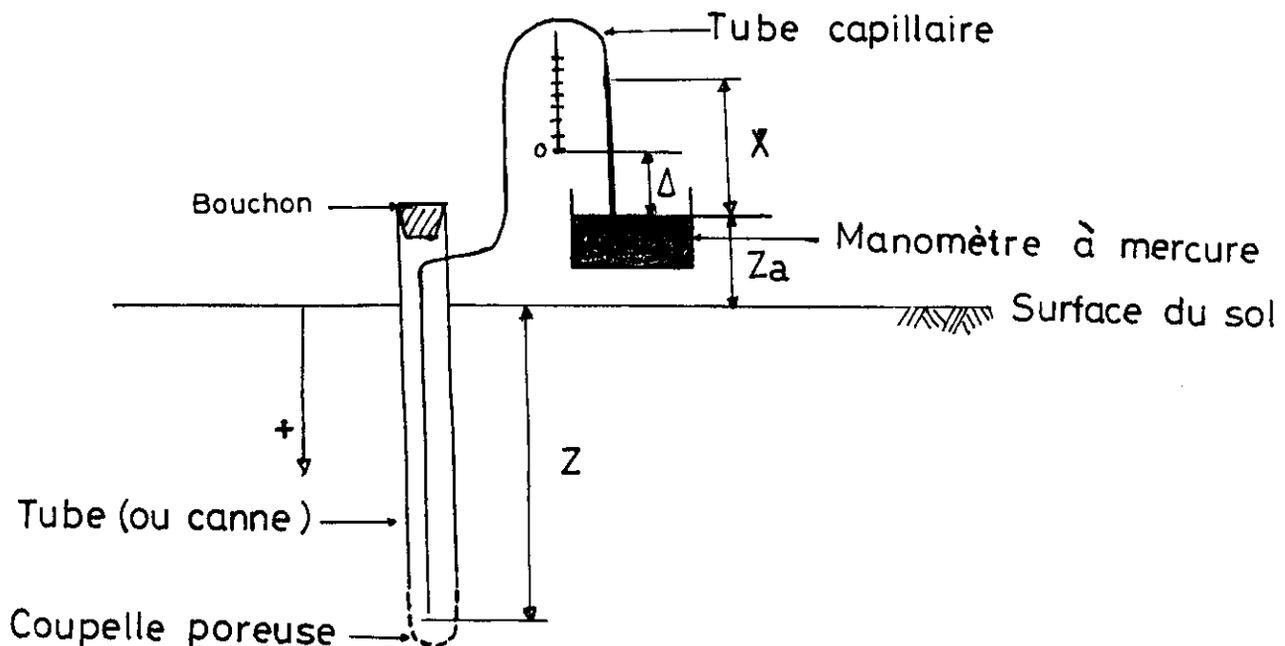


fig.2 Schéma d'un tensiomètre

c) La sonde à neutron et le tube d'accès

La sonde à neutron est un appareil particulièrement approprié si l'on désire suivre le comportement dynamique de l'eau du sol, car elle permet des mesures rapides de l'humidité sans prélèvement et sans perturbation de la structure du sol (MERMOUD, 1981)

Une sonde à neutrons comporte deux parties essentielles :

- Un dispositif de comptage
- Et la sonde proprement dite protégée par un blindage.

La sonde peut être amenée à la profondeur voulue (le long du tube d'accès) au moyen d'un câble portant des repères cotés.

Mais pour le type de sonde à neutrons que nous avons utilisé le dispositif de comptage est incorporé au blindage. C'est une sonde CNP modèle 503 DR.

Le principal problème posé par l'utilisation des sondes est l'établissement des courbes d'étalonnage, c'est-à-dire la courbe donnant l'humidité volumique en fonction du nombre d'impulsions enregistrés par le compteur.

En général si l'on souhaite obtenir des mesures précises, il est nécessaire d'établir une courbe d'étalonnage pour chaque tube d'accès.

* Courbes d'étalonnage.

Une technique d'étalonnage simple consiste à prélever des échantillons au voisinage du tube d'accès et à effectuer au même moment et à la même profondeur des mesures à la sonde.

La courbe d'étalonnage est obtenue par corrélation entre les mesures nucléaires et l'humidité volumique sur échantillon par la méthode gravimétrique (MERMOUD, 1981)

L'équation de la courbe d'étalonnage est de la forme :

$$\theta V (\%) = A \times N/N_{std} + B$$

A et B en (%) sont les coefficients de la droite.

N : le nombre de comptage.

N_{std} : le nombre de comptage standard

θV : l'humidité volumique.

.../..

Les courbes d'étalonnage établies en corrélant les valeurs de comptage et des teneurs en eau mesurées par gravimétrie, par la densité apparente de l'horizon sont représentées sur les fig. 3a, fig 3b et fig. 3c.

3.2. EXPERIMENTATION

L'essai de drainage interne a été réalisé le 10/03/1991. L'infiltration a débuté à 9 H 54 MN, après la mise en place du double anneau, et a pris fin à 12 H 10.

Ainsi le suivi du ressuyage a commencé à 12 H 10 après avoir recouvert le dispositif expérimental d'un film plastique avec de la boue et de la paille afin d'éliminer l'évaporation ou tout autre apport d'eau.

Les tensiomètres au nombre de sept (7), T30, T40, T50, T60, T70 T80 et T90 ont été installés la veille.

3.21 - Apport d'eau

Pour déterminer le volume d'eau à apporter dans l'anneau intérieur nous avons considéré deux profils hydriques.

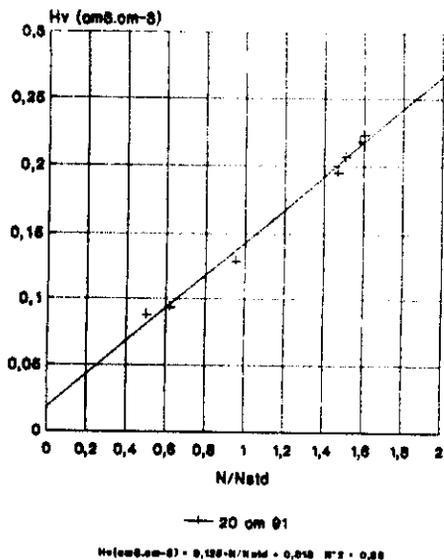
- Un profil initial défini par une humidité volumique moyenne
 $\bar{\theta}_i = 8 \%$ (profil à sec)
- Un profil final défini par une humidité volumique moyenne
 $\bar{\theta}_s = 32 \%$ (profil à saturation)

Dans notre expérimentation nous avons considéré comme profil final le profil atteint à l'arrêt de l'infiltration (lorsque le front d'humectation atteint le tensiomètre T50) (voir fig. 4)

.../..

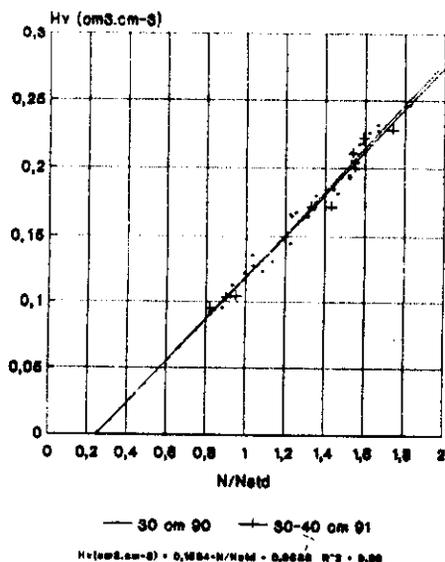
*à ce quand
à l'arrêt de l'infiltration
lorsque le front
d'humectation
atteint le tensiomètre
T50*

ETALONNAGE SONDE A NEUTRONS
SITE EXPERIMENTAL DE GAMPELA 91



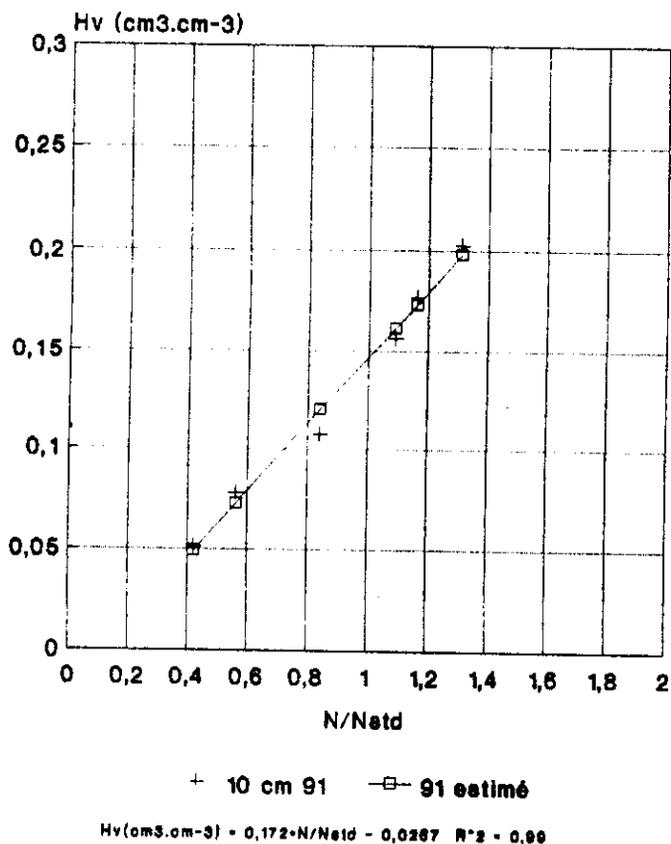
(a)

ETALONNAGE SONDE A NEUTRONS
SITE EXPERIMENTAL DE GAMPELA 91



(b)

ETALONNAGE SONDE A NEUTRONS
SITE EXPERIMENTAL DE GAMPELA 91



(c)

Fig. 3 - Courbes d'étalonnage :

- (a) à 20 cm
- (b) 30 - 100 cm
- (c) à 10 cm

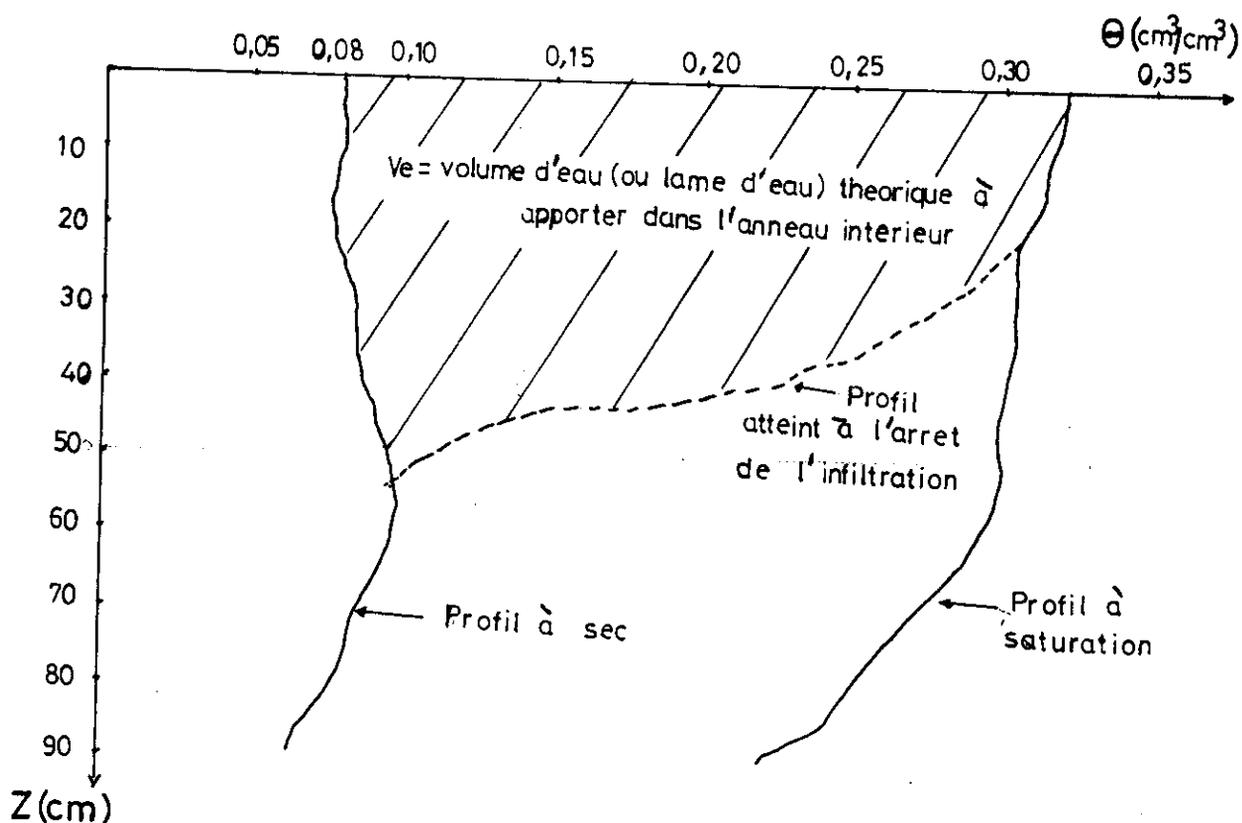


fig.4. Détermination de la lame d'eau à apporter

La lame d'eau théorique à apporter dans l'anneau intérieur est :

$$Ve = \int_0^{50} \Delta\theta dz \quad \text{avec} \quad \Delta\theta = \bar{\theta}_s - \bar{\theta}_i \quad \begin{array}{l} \bar{\theta}_i = 0,08 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \\ \bar{\theta}_s = 0,32 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \end{array}$$

$$Ve = (\bar{\theta}_s - \bar{\theta}_i) \cdot [z]_0^{50} = (0,32 - 0,08) \cdot 50 = 12 \text{ cm}$$

ou $Ve = 120 \text{ mm}$

La lame d'eau théorique à apporter est donc de 120 mm.

Mais dans la réalité, l'apport d'eau a été arrêté lorsque le tensiomètre de référence (ici T 50) a été atteint. Ce qui nous a permis d'apporter finalement une lame d'eau $H_2 = 144 \text{ mm}$ soit $0,144 \text{ m}^3/\text{m}^2$.

.../...

* Procédure d'apport d'eau

L'alimentation en eau de l'anneau interne est faite à partir d'une colonne d'alimentation munie d'une échelle graduée fixée sur le tuyau transparent.

- anneau de mesure :
 $\varnothing 2 = 1 \text{ m}$ soit $S2 = 0,785 \text{ m}^2$

- anneau de garde :
 $\varnothing 1 = 2 \text{ m}$ $S1 = 3,14 \text{ m}^2$

Section utile : $Su = S1 - S2 = 2,355 \text{ m}^2$

- colonne d'alimentation :
 $\varnothing C = 20 \text{ cm}$ $SC = 0,0314 \text{ m}^2$

* Hauteur d'eau H1 à apporter :

$$V2 = S2 \times H2 = VC = SC \times H1$$

$$V2 = 0,785 \times 0,144 = 0,113 \text{ m}^3$$

$$H1 = \frac{0,113}{0,0314} = 3,60 \text{ m}$$

$$\underline{H1 = 360 \text{ cm}}$$

3.22 - Le Rythme de suivi

Le suivi de l'infiltration a durée environ deux heures de 9 H 54 mn à 12 H 10.

Pour le ressuyage le rythme de suivi est indiqué dans le tableau ci-dessous.

PERIODE	PAS DE MESURES EFFECTUEES
Le 10/03/91 (12H10 à 22H10)	un profil toutes les heures
Du 11/03/91 au 17/03/91	un profil le matin, un autre le soir
Du 18/03/91 au 31/03/91	un profil par jour
Du 2/04/91 au 28/04/91	un profil tous les 3 jours.

IV M E T H O D E S D E D E P O U I L L E M E N T

4.1. M E T H O D E G L O B A L E

Elle utilise les deux hypothèses suivantes :

H1 : L'écoulement est unidirectionnel vertical.

H2 : Le flux est nul en surface ($q = 0$ à $Z = 0$)

$$\text{Soit : } S(L,t) = \int_0^L \theta(z,t) dz \quad (9)$$

Le stock d'eau dans la tranche de sol comprise entre la surface et la profondeur L à un instant t .

En imposant un flux nul en surface, toute variation de stock entre 0 et L se traduit par un flux q à la cote L donné par la relation (8), soit

$$(10) \quad q(L,t) = - \frac{dS(L,t)}{dt} \quad (\text{V A C H A U D , 1990})$$

Dans ces mêmes conditions la loi de DARCY généralisée (5) nous donne.

$$q(L,t) = - K(\theta) \frac{dH}{dZ} \quad (11)$$

Relation qui lie le flux q à la conductivité hydraulique $K(\theta)$ et au gradient de charge à la cote Z.

Les équations (10) et (11) permettent d'obtenir la valeur de la conductivité hydraulique à la teneur en eau θ , au temps t à la cote Z, soit

$$K(\theta) = \frac{dS(L,t) / dt}{dH / dZ} \quad (12)$$

.../...

D'après la formule (12) le calcul de $K(\theta)$ nécessite pour une profondeur donnée, la détermination des profils de charge hydraulique à différents temps et de la variation du stock entre 0 et L en fonction du temps puis le calcul du gradient de charge et de la pente de la courbe $S(t)$ aux différents temps où est mesurée la teneur en eau. (VACHAUD^{et al.}, 1977) voir fig. 5 (a) et (b).

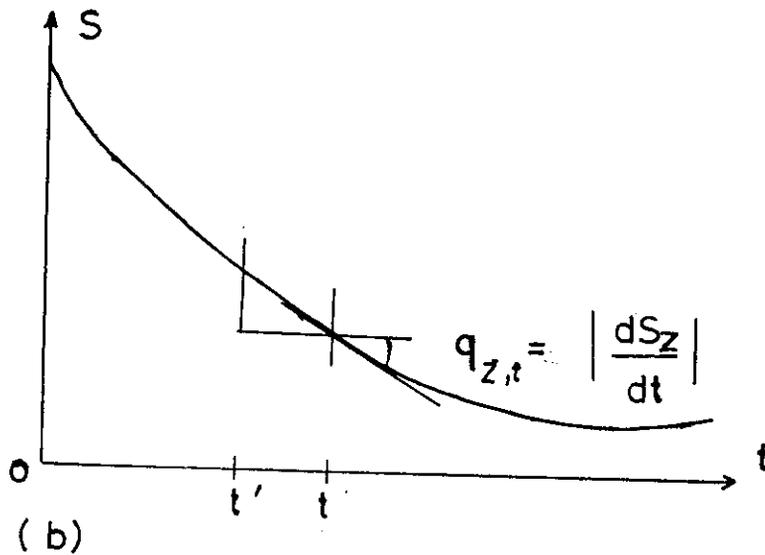
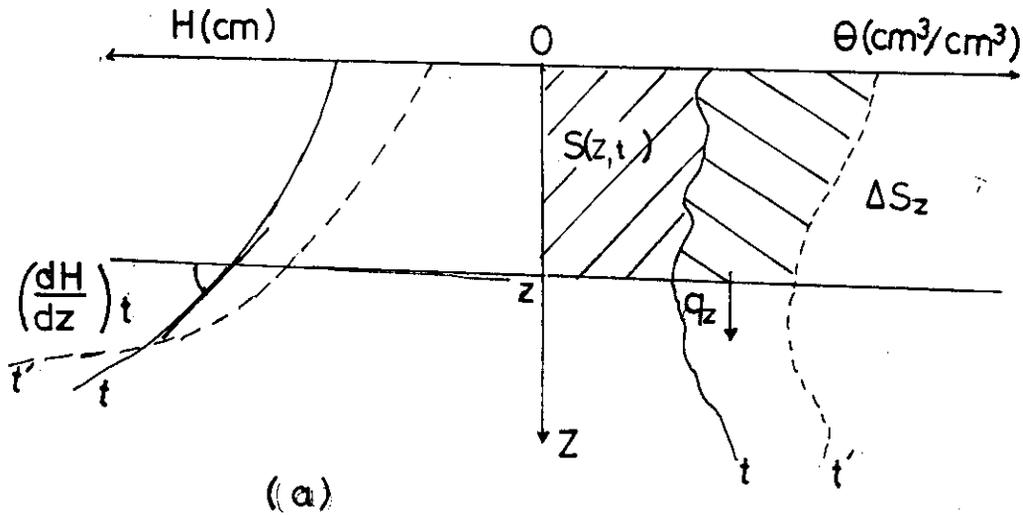


Fig. 5. (a) Détermination des variations de stock et de gradient de charge à la cote Z
 (b) Calcul du flux à une cote Z .

Les informations nécessaires au calcul de $K(\theta)$ peuvent être regroupées dans le tableau II suivant :

Tableau II. Calcul de la relation $K(\theta)$

t (h)	$\theta(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$	$\frac{ds}{dt}$	$\frac{dH}{dz}$	$K(\theta)$ (mm/h)

Deux approximations paramétriques sont utilisées pour décrire la cinétique $S(t)$ (V A C H A U D , 1990)

$$1) S(t) = a \log t + b$$

$$\text{Dans ce cas } q = - \frac{ds}{dt} = - \frac{a}{t} \quad (13)$$

En faisant une régression linéaire de $S(t)$ et $\text{Log} t$ on détermine les coefficients a et b .

$$2) S(t) = Ct^d \quad \text{d'où } q = - \frac{ds}{dt} = - cdt^{d-1} \quad (14)$$

On détermine c et d par une corrélation de $\text{Log} S(t) = \text{Log} c + d \text{Log} t$. Le logiciel C A R H Y D permet de faire toutes ces regressions.

- Si $S(t)$ suit la loi 1) alors $K(\theta)$ est de la forme exponentielle
 $K(\theta) = A e^{B\theta}$

- Si $S(t)$ suit la loi 2), $K(\theta)$ est une fonction puissance de la forme : $K(\theta) = A \theta^B$

Cette méthode est la plus précise mais nécessite plusieurs opérations délicates, notamment le lissage des courbes $H(z,t)$ et le calcul des pentes (opérations manuelles).

4. 2. M E T H O D E S I M P L I F I E E

Cette méthode ne nécessite pas de tensiomètres.

En plus des hypothèses H1 et H2 de la méthode précédente les hypothèses suivantes doivent être vérifiées.

H3 : L'écoulement est gravitaire à la côte $Z = L$, soit $\frac{dH}{dz} = -1$

ou $q_L = K_L$

H4 : Les profils hydriques sur $[0, L]$ évoluent dans le temps par translation. Ce qui revient à supposer que la teneur en eau moyenne $\bar{\theta} = S(L, t) / L$ de la tranche $[0, L]$ au temps t est liée à la teneur en eau $\theta(L, t)$ par une relation linéaire :

$$\bar{\theta}(t) = a \cdot \theta(L, t) + b$$

a et b sont des paramètres indépendants du temps.

H5 : L'évolution dans le temps de la teneur en eau $\theta(L, t)$ suivant une loi puissance :

$$\theta = \alpha t^\beta \quad \text{ou} \quad \text{Log } \theta = \beta \text{ Log } t + \text{Log } \alpha$$

Les deux hypothèses H3 et H4 conduisent à la relation :

$$K_L(\theta) = -L a \frac{\partial \theta_L}{\partial t} \quad (15)$$

En combinant avec l'hypothèse H5 on obtient l'expression analytique de $K(\theta)$:

$$(16) \quad K_L(\theta) = -L \cdot a \cdot \alpha^{1/\beta} \cdot \beta \cdot \theta^{\frac{\beta-1}{\beta}} \quad (\text{VACHAUD, 1990})$$

Cette expression peut s'écrire aussi :

$$K_L(\theta) = A \theta^B \quad \text{en posant : } A = -L \cdot a \cdot \alpha^{1/\beta}$$

$$B = \frac{\beta-1}{\beta}$$

.../...

V RESULTATS EXPERIMENTAUX

5.1. ANALYSE DE L'INFILTRATION

On a apporté sous une charge constante de 50 mm, une lame d'eau de 144 mm en 136 mn.

Le profil initiale étant presque constant et la charge en surface constante, on est dans les conditions d'utilisation de la loi de PHYLIP

$$I = S \sqrt{t} + A t$$

S = Sorptivité

A = Paramètre gravitaire.

Le suivi des flux infiltrés dans l'anneau central pendant la durée de cette phase a donné les résultats du tableau suivant :

Tableau IV : Flux infiltré cumulé en fonction du temps.

(mm) I Cumulé	14	24	38	47	55	66	77	89
(mm) t cumulé	10	20	30	40	50	60	71	81
\sqrt{t}	3,2	4,5	5,5	6,3	7,1	7,7	8	9
I/\sqrt{t}	4	5	7	7,5	8	8,5	9	10

On a représenté fig. 6 (a) et (b), l'évolution de la lame d'eau infiltrée en fonction du temps et la courbe $I/\sqrt{t} = S + A \sqrt{t}$

Une régression linéaire nous a permis de déterminer les coefficients S et A :

$$S = 0,77 \text{ mm} / \sqrt{\text{mn}}$$

$$A = 1,03 \text{ mm} / \text{mn}$$

On en déduit la conductivité saturé de ce sol qui est approximativement égale à A.

$$K_S = 1,03 \text{ mm/mn} = 62 \text{ mm} / \text{h}$$

$$1,7 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$$

a) courbe d'infiltration en fonction du temps

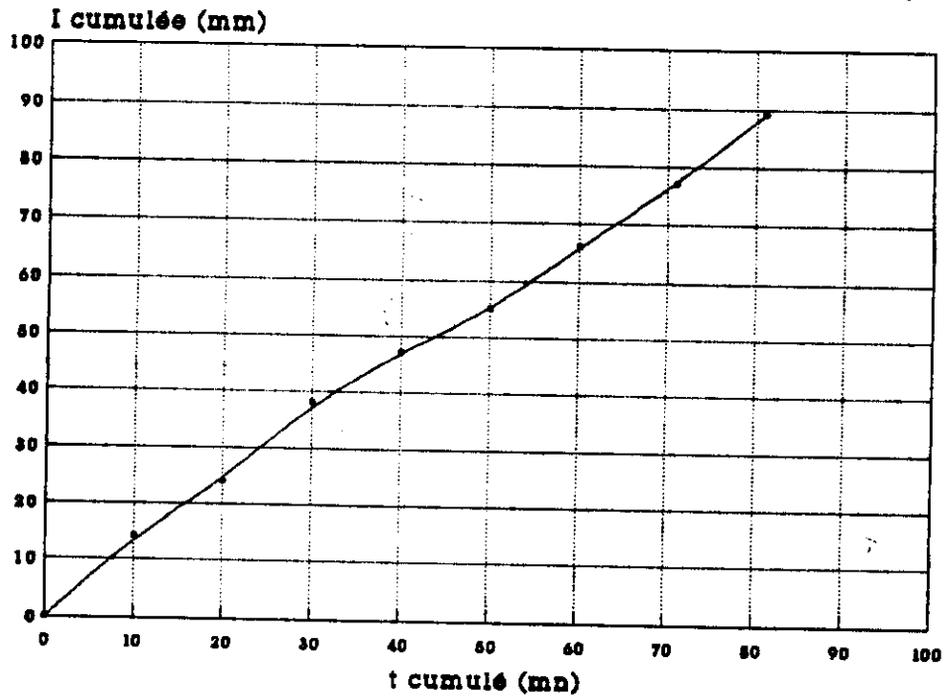
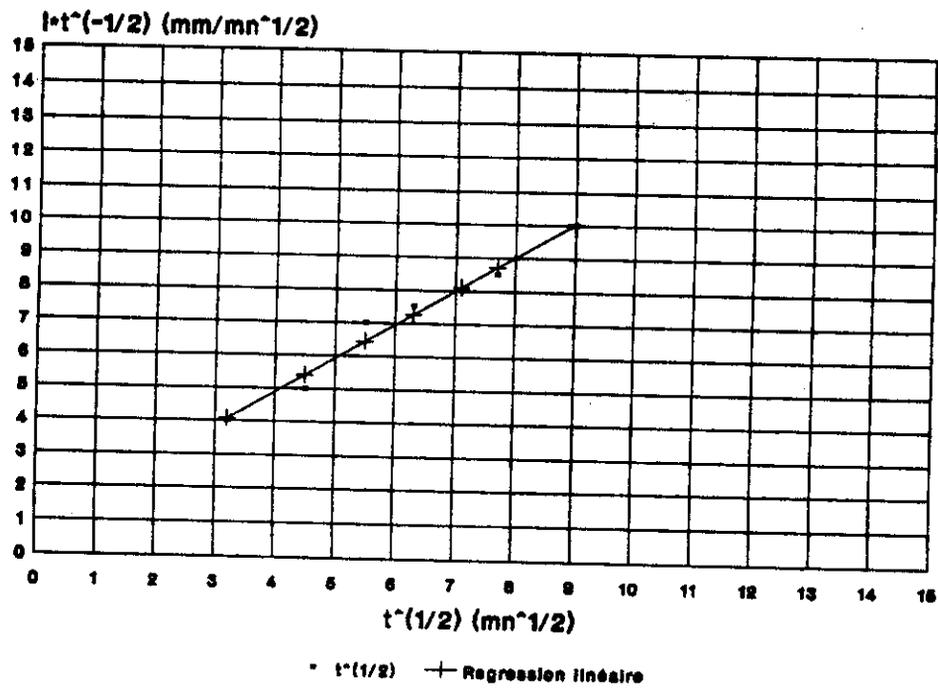


Figure 6: Analyse de l'infiltration suivant la loi de PHYLIP

b) courbe $I/\text{Racine}(t) = A.\text{Racine}(t) + S$



5.2. ANALYSE DU DRAINAGE GRAVITAIRE

5.21 - Méthode globale

Les profils de charge et de teneur en eau à différents horizons sont représentés aux figures (7) et (8).

* Courbe K (θ)

On a reporté tableau V ^{en annexe} les valeurs de teneur en eau, flux, gradient de charge et conductivité hydraulique obtenues à 40, 50, 60 et 70 cm aux temps de référence. Les valeurs de K(θ) pour ces différentes profondeurs sont représentées à la figure (9).

La variabilité de K(θ) avec la profondeur nous fait remarquer deux familles de courbes : d'une part les valeurs obtenues à 40 cm, d'autre part celles relatives aux cotes 50, 60 et 70 cm.

On observe que K(θ) est toujours moins élevée en profondeur qu'à 40 cm (à une teneur en eau donnée).

Cela peut s'expliquer par l'augmentation du pourcentage d'argile avec la profondeur (voir tableau I du chapitre II)

En outre on constate que l'horizon 45 - 80 cm a une texture homogène (argile - sableuse).

On peut donc caractériser cette tranche par une courbe de conductivité unique.

* Expression analytique de la relation K(θ)

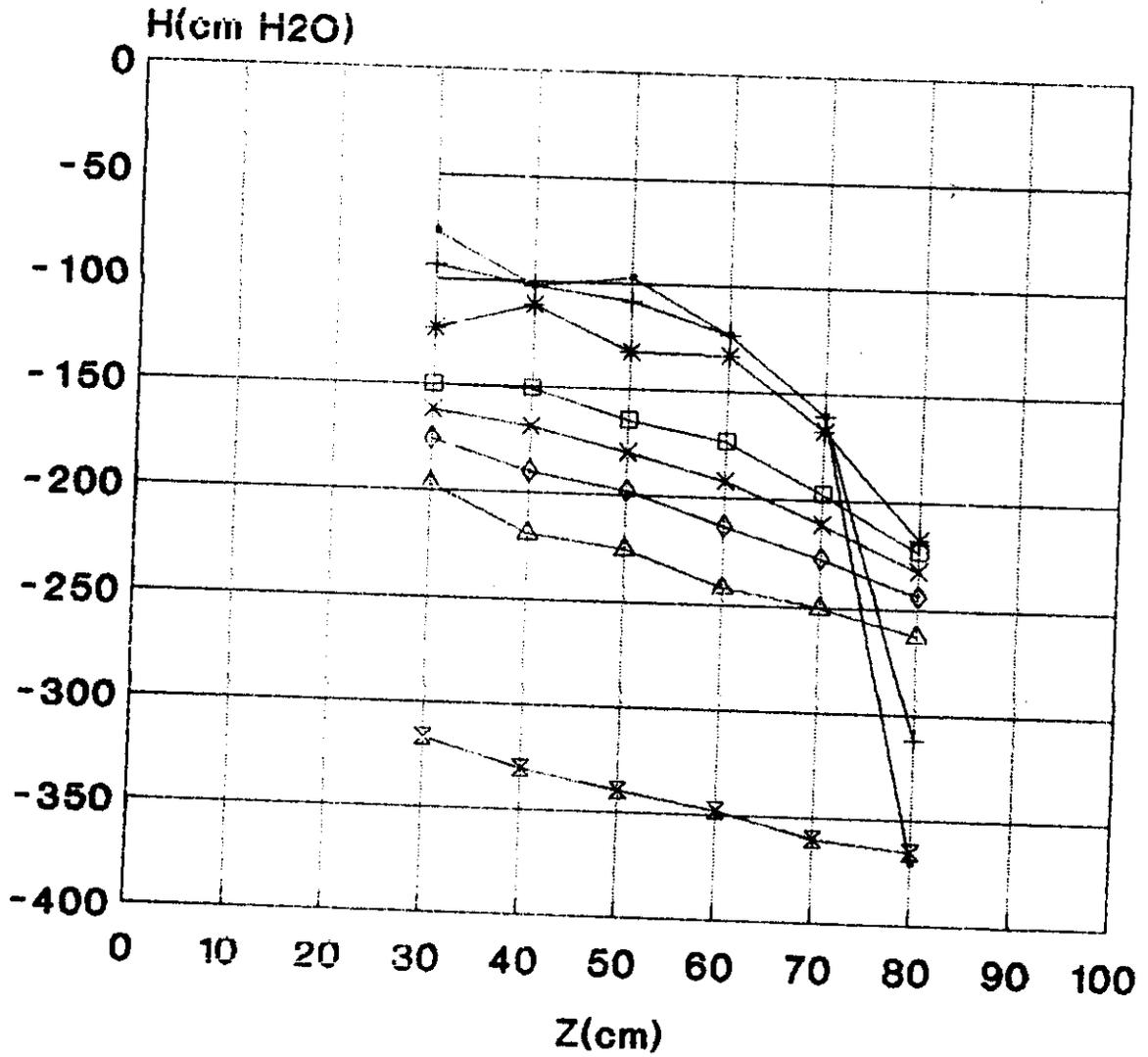
Par traitement statistique des valeurs expérimentales la meilleure corrélation est obtenue pour la formulation :

$$K(\theta) = A \theta^B \text{ relative à la relation (14) de l'évolution de } S(t).$$

Ce qui donne les relations resumées au tableau VI. *✓*

*Comment expliquer avec le tableau II
et quelle est la valeur de B...!*

GAMPELA II 1991 2 CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE

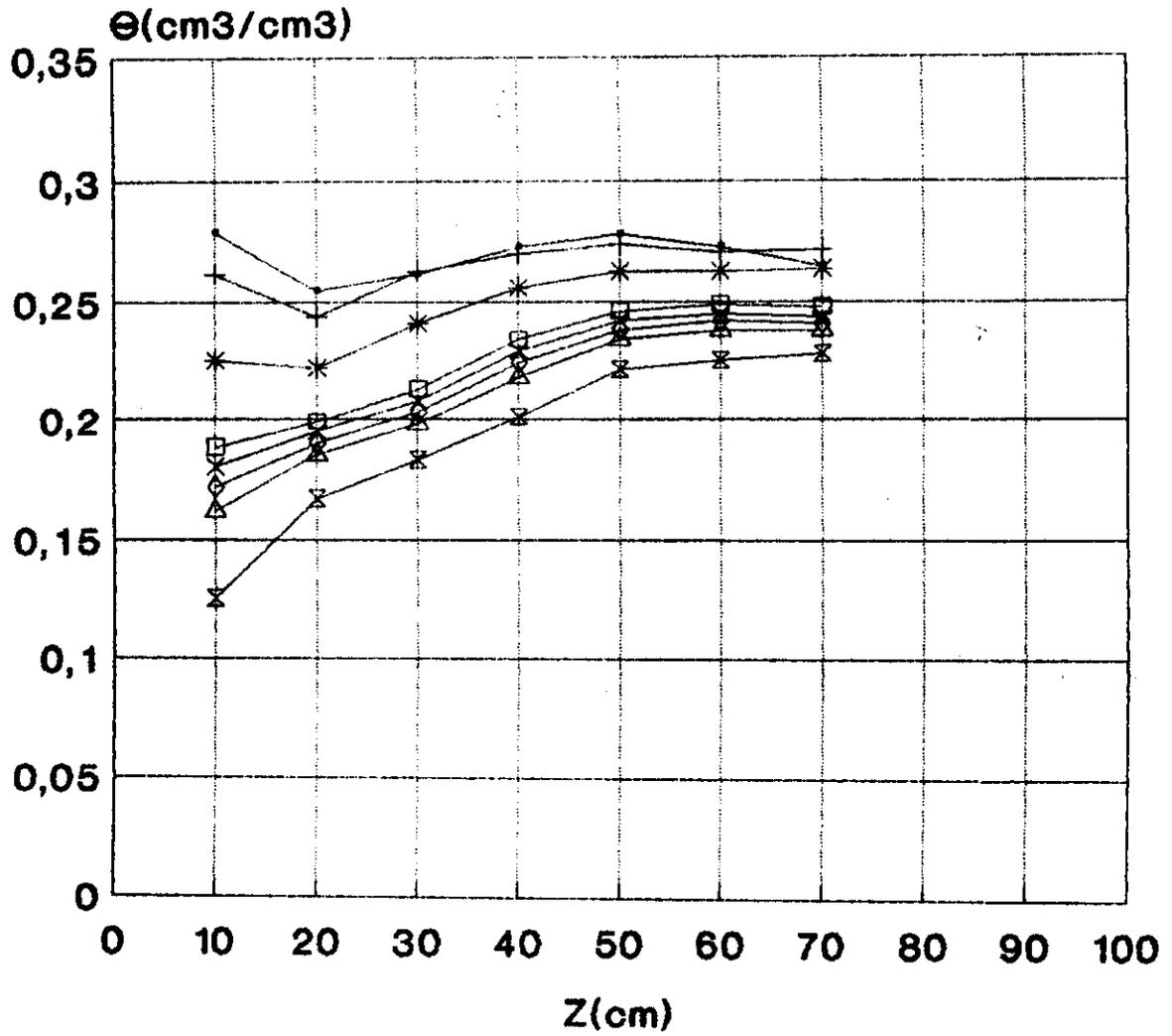


Legende

—●— 2 H	—+— 3 H	—*— 20 H	—□— 101 H
—×— 140 H	—◇— 188 H	—△— 260 H	—⊗— 668 H

Fig. (7) : Profils de charge hydraulique

GAMPELA II 1991 2 CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE



Legende

—●— 2 H	—+— 3 H	—*— 20 H	—□— 101 H
—x— 140 H	—◇— 188 H	—△— 260 H	—x— 668 H

Fig. (8) : Profils hydriques

GAMPELA II 1991 2
 COURBES K(θ) METHODE GLOBALE

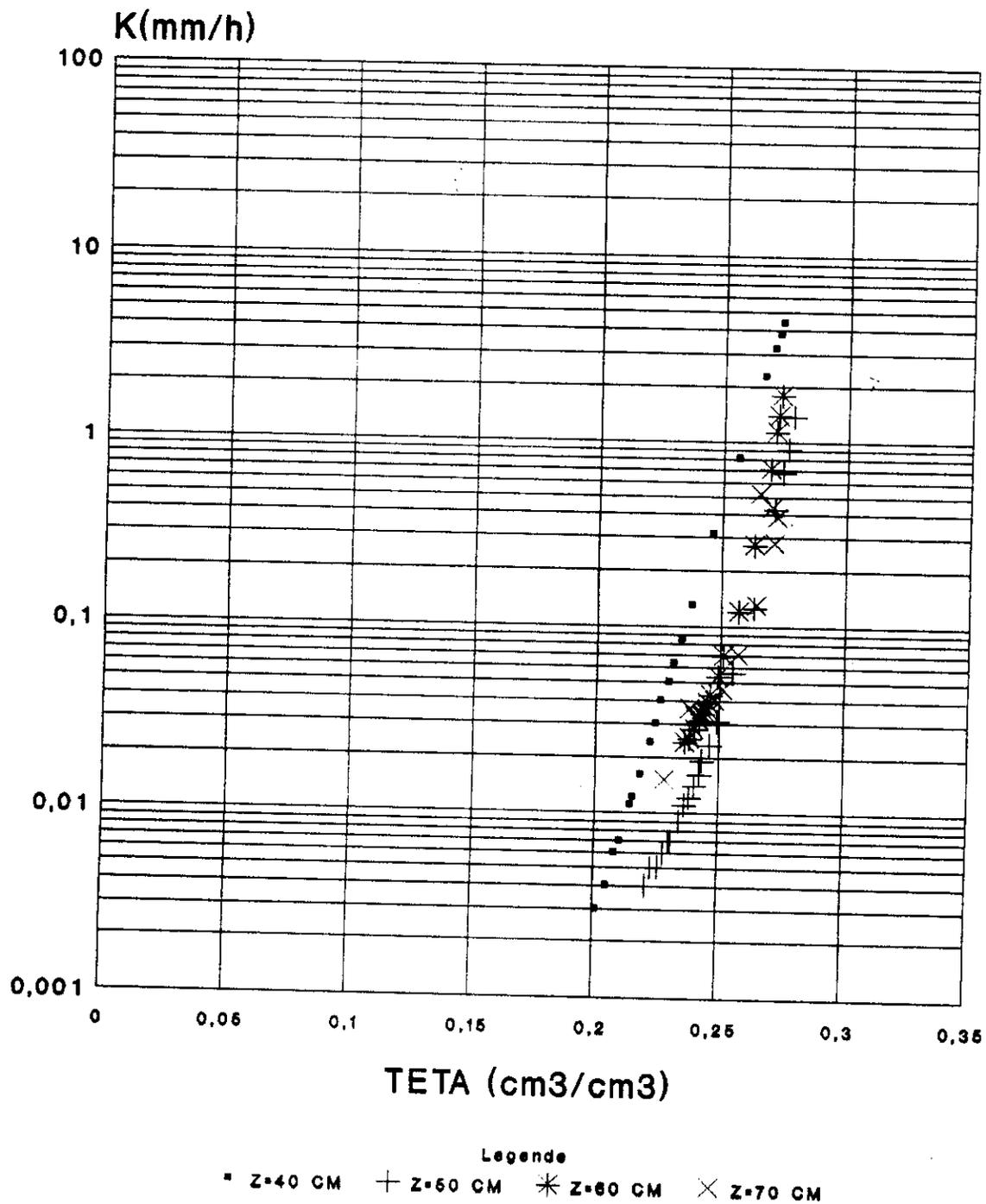


Fig. (9) : Relations K (θ), toutes profondeurs confondues.

5.22 Méthode simplifiée

* Courbe K(θ)

Les valeurs de teneur en eau et de conductivité hydraulique au temps sélectionnées sont reportées au tableau VII pour les mêmes profondeurs : 40, 50, 60 et 70 cm.

Les relations K(θ) sont représentées figure (10) toutes profondeurs confondues.

Ici aussi la même constatation se dégage. En effet comme pour la méthode précédente la courbe K(θ) à 40 cm se détache nettement des autres qui semblent confondues, du moins pour les valeurs de θ inférieurs à 0,25 cm³/cm³.

* Expression analytique de K(θ)

La relation K(θ) est ici aussi de la forme :

$$K(\theta) = A \theta^B$$

Les valeurs des coefficients obtenues pour les différentes profondeurs sont reportées au tableau ~~VII~~ V.

5.23 Comparaison entre les deux méthodes

On a représenté figures (11) et (12) les relations K(θ) obtenues par les deux méthodes aux profondeurs 40 et 60 cm.

On constate alors qu'il existe un bon accord entre les résultats obtenus par les deux méthodes.

5.3. COURBES CARACTERISTIQUES $h(\theta)$

Les valeurs de pression de l'eau et de teneur en eau qui ont servi au tracé des courbes de succion aux profondeurs 40, 50, 60 et 70 cm (Fig.13) sont reportées au tableau VIII.

Comme précédemment on observe le même phénomène à savoir qu'aux profondeurs 50, 60 et 70 les courbes de succion ont sensiblement une même évolution et se distinguent de celle à 40 cm.

Ce résultat ne fait que confirmer une fois de plus l'homogénéité verticale de la tranche de sol⁵⁰ à 70 cm.

On peut donc ici également caractériser cette couche par une courbe de succion h(θ) unique.

GAMPELA II 1991 2 COURBES K(θ) METHODE SIMPLIFIEE

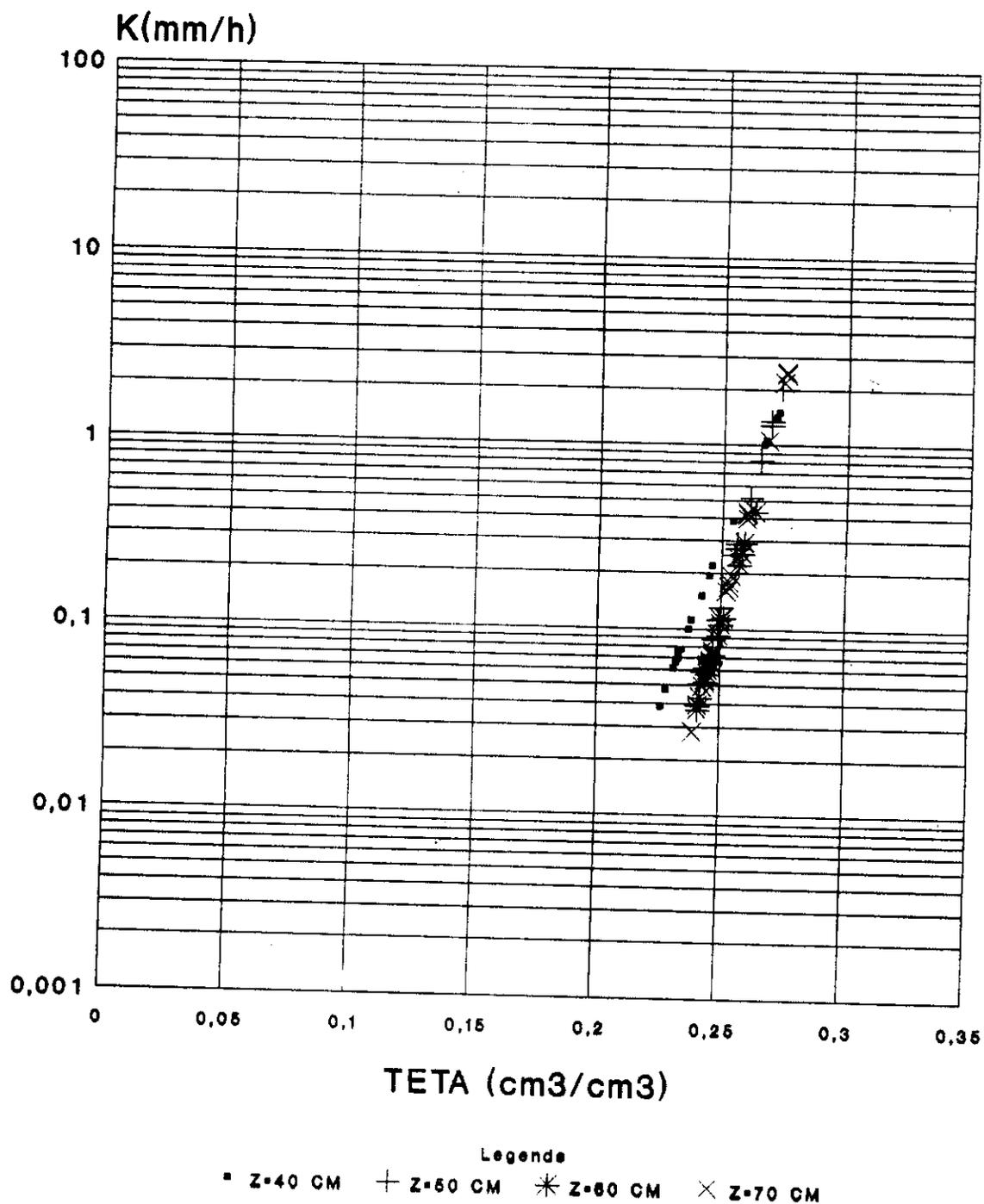
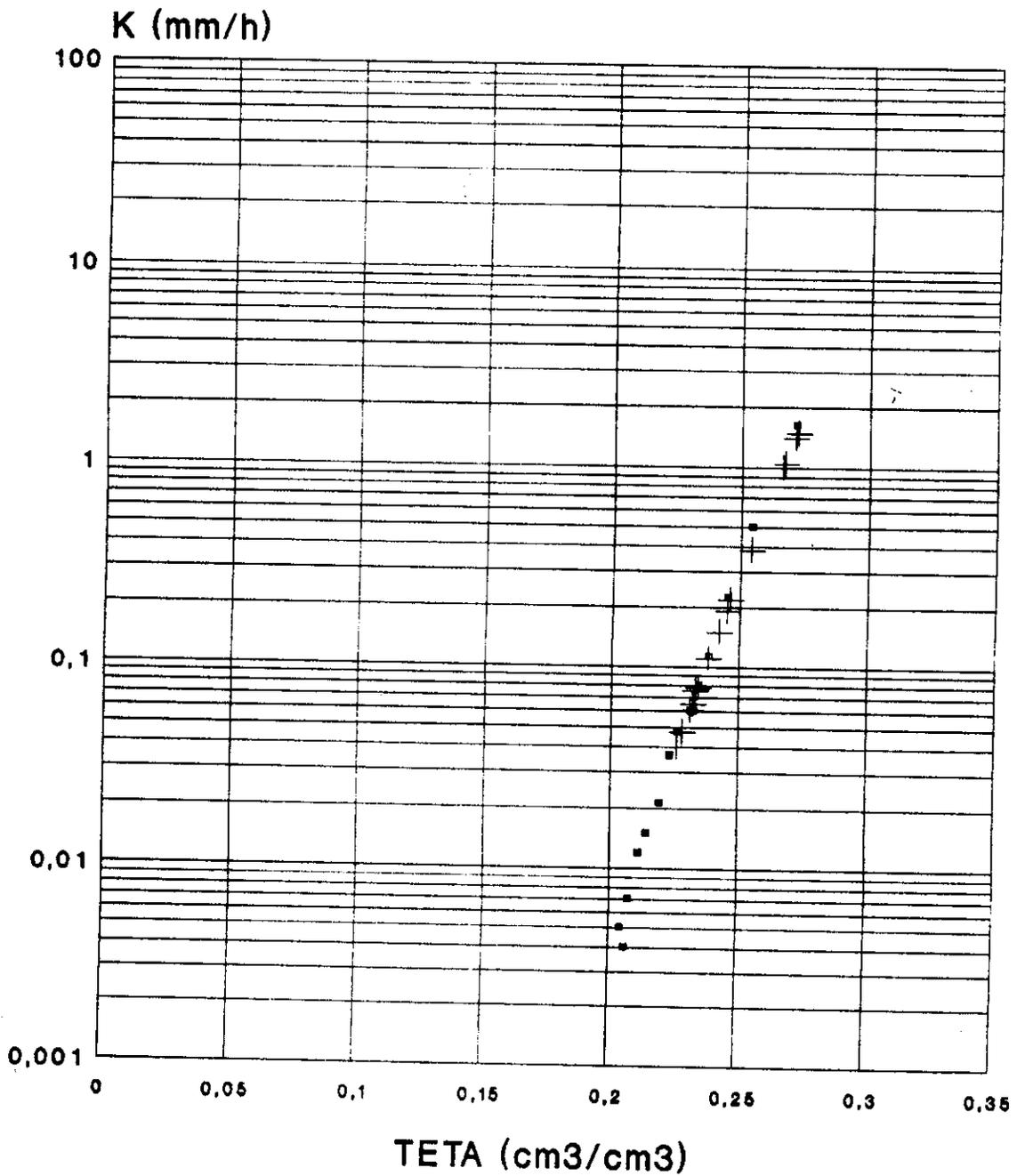


Fig. (10) : Relations K (θ), toutes profondeurs confondues.

GAMPELA II 1991 2

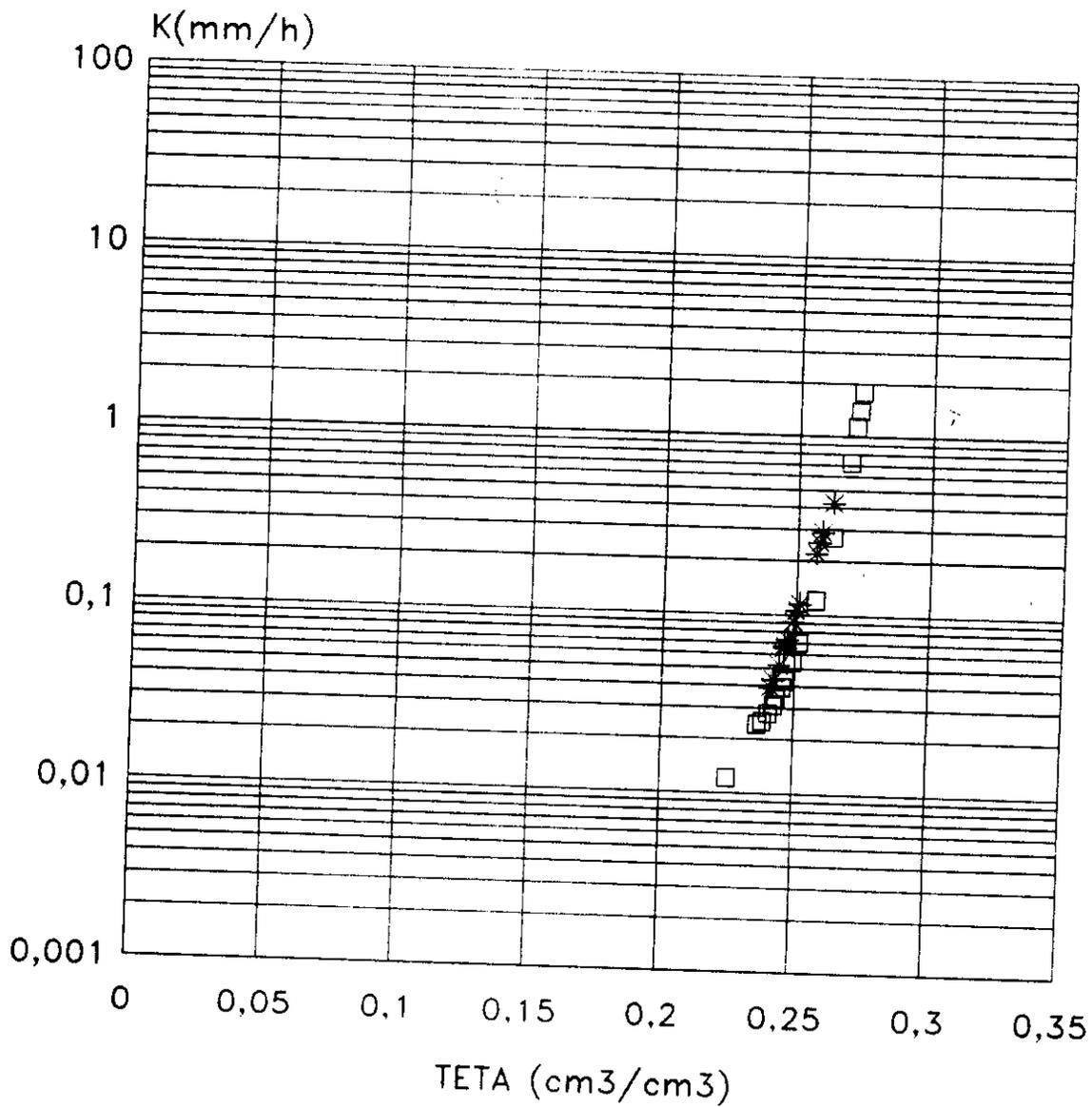
COURBES $K(\theta)$ METHODES GLOBALE ET SIMPLIF



■ 40 cm GLOBALE + 40 cm SIMPLIFIEE

Fig. (1D) : Comparaison des relations $K(\theta)$ obtenues selon la méthode globale et la méthode simplifiée à 40 cm.

GAMPELA II 1991 2 CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE



Legende

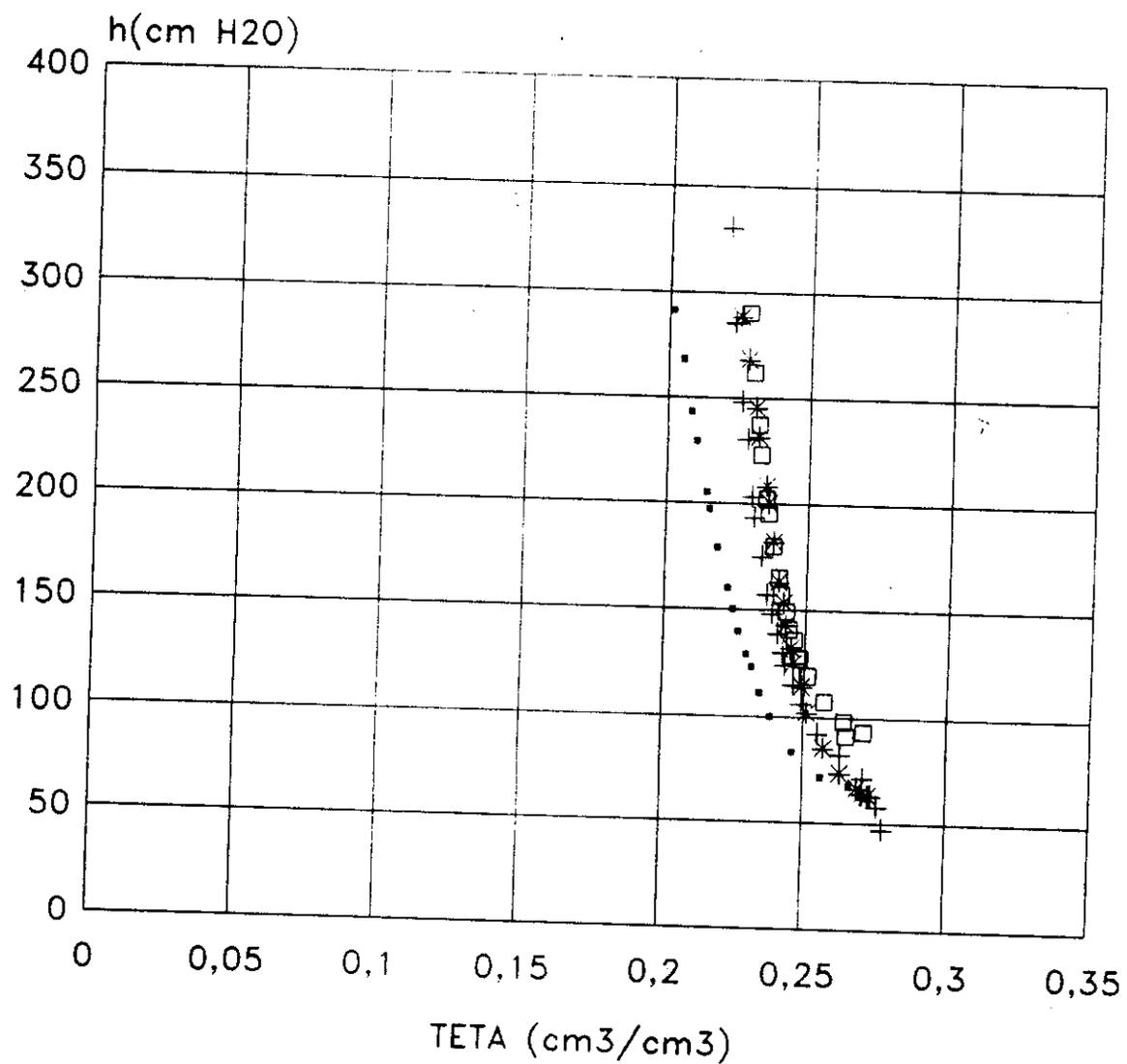
* 60 cm SIMPLIFIEE □ 60 cm GLOBALE

Fig. (12) : Comparaison des relation K (●) obtenues selon la méthode globale et la méthode simplifiée à 60 cm.

TABLEAU VI : Résultats de l'ajustement des courbes $K(\theta)$
à différentes profondeurs ($K(\theta) = A \theta^B$, en mm/h)

	PROFONDEUR (cm)	A	B	R
METHODE GLOBALE	40	2,2. 10 14	24,36	1
	50	6,2. 10 13	25,04	0,97
	60	2,4 X 10 14	25,55	0,90
	70	2,7 X 10 11	21,00	0,88
METHODE SIMPLIFIEE	40	1,70 X 10 11	19,55	
	50	5,06 X 10 17	30,86	
	60	6,10 X 10 15	28,00	
	70	2,25 X 10 18	32,03	

GAMPELA II 1991 2
COURBES H(θ) METHODE GLOBALE



Legende

- Z=40 cm
- Z=50 cm
- * Z=60 cm
- Z=70 cm

Fig. (13) : Relations H (θ), toutes profondeurs confondues.
("courbes de retension").

VI DISCUSSION ET CONCLUSION

La méthode de drainage interne que nous avons utilisé dans notre étude, malgré ses limitations est un outil performant de caractérisation des propriétés hydrodynamiques d'un sol à partir des mesures non destructives in - situ.

Quelques unes de ces limitations sont les suivantes :

- Cette méthode exige que l'on dispose de très nombreuses mesures au début des essais.
- Les hypothèses d'écoulement unidimensionnel vertical et de flux nul en surface, si elles ne sont pas bien respectées conduisent à des erreurs sur le calcul du flux et de la conductivité.

La plus difficile à réaliser étant celle de l'écoulement vertical. Cependant la qualité des résultats obtenus semble montrer que ces hypothèses sont vérifiées, surtout entre 40 et 60 cm. A 70 cm de profondeur, la proximité de la cuirasse latéritique (entre 100 et 110 cm) nous laisse penser qu'il pourrait exister un frein à l'écoulement.

C'est ce qui constituerait aussi un des grands problèmes qui peuvent se poser à la caractérisation de ce type de sol, par la méthode de drainage interne.

Les courbes de conductivité hydraulique obtenues grâce aux deux méthodes de dépouillement donnent les résultats suivants :

Pour $\theta = 0,25 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$ par exemple.

Méthode globale	: à Z = 40 cm	K = 0,3 mm/h
	à Z = 60 cm	K = 0,07 mm/h

Méthode simplifiée	: à Z = 40 cm	K = 0,3 mm/h
	à Z = 60 cm	K = 0,1 mm/h

.../...

D'après ces résultats, un sable limoneux et une argile sableuse qui constituent les couches caractérisées dans notre étude ont un comportement hydrodynamique différent.

On peut dire qu'à même teneur en eau le ressuyage gravitaire d'un sable limoneux sera plus rapide que pour celui d'une argile sableuse.

La conformité des résultats obtenues par les deux méthodes de dépouillement permet de dire qu'ils sont satisfaisants. Néanmoins il est souhaitable qu'ils fassent l'objet d'une vérification par un autre essai avant d'être utilisés. Au terme de cette étude nous pouvons dire qu'il existe un lien étroit entre la structure et la texture d'un sol d'une part et ses propriétés hydro-dynamique d'autre part.

A N N E X E S

S = C t ^D		Z = 40 cm		C = 116,6		Z = 50 cm		C = 136,2					
q = - $\frac{dS}{dt}$ = -DC t ^{D-1}		D = -0,08007		D = -0,08007		q = - $\frac{dS}{dt}$ = -DC t ^{D-1}		D = -0,0215					
t (h)	θ cm ³ /cm ³	q mm/h	H50 cm	H30 cm	DH/DZ	K(θ) mm/h	t (h)	θ cm ³ /cm ³	q mm/h	H60 cm	H40 cm	DH/DZ	K(θ) mm/h
2	0,273	4,416	-97	-77	-1,00	4,416	2	0,278	1,442	-123	-102	-1,05	1,374
3	0,272	2,850	-108	-93	-0,75	3,800	3	0,276	0,953	-123	-102	-1,05	0,908
4	0,27	2,089	-113	-100	-0,65	3,214	4	0,274	0,711	-124	-103	-1,05	0,677
7	0,266	1,141	-121	-111	-0,50	2,283	7	0,271	0,401	-126	-107	-0,95	0,422
20	0,256	0,367	-132	-123	-0,45	0,816	20	0,263	0,137	-133	-111	-1,10	0,125
44	0,246	0,157	-142	-132	-0,50	0,313	44	0,255	0,061	-145	-123	-1,10	0,056
78	0,238	0,084	-156	-143	-0,65	0,130	78	0,249	0,034	-162	-140	-1,10	0,031
101	0,234	0,064	-165	-150	-0,75	0,085	101	0,246	0,026	-174	-151	-1,15	0,023
126	0,231	0,050	-174	-158	-0,80	0,063	126	0,243	0,021	-185	-163	-1,10	0,019
140	0,229	0,045	-180	-162	-0,90	0,050	140	0,242	0,019	-192	-169	-1,15	0,016
164	0,226	0,038	-189	-170	-0,95	0,040	164	0,24	0,016	-203	-180	-1,15	0,014
188	0,224	0,033	-198	-176	-1,10	0,030	188	0,238	0,014	-213	-190	-1,15	0,012
212	0,222	0,029	-207	-183	-1,20	0,024	212	0,236	0,012	-223	-200	-1,15	0,011
260	0,218	0,023	-225	-197	-1,40	0,016	260	0,234	0,010	-242	-219	-1,15	0,009
308	0,215	0,019	-243	-222	-1,05	0,018	308	0,231	0,008	-260	-237	-1,15	0,007
332	0,214	0,018	-253	-230	-1,15	0,015	332	0,23	0,008	-268	-245	-1,15	0,007
404	0,21	0,014	-280	-260	-1,00	0,014	404	0,228	0,006	-291	-269	-1,10	0,006
452	0,208	0,013	-298	-274	-1,20	0,011	452	0,226	0,006	-305	-283	-1,10	0,005
549	0,205	0,010	-335	-312	-1,15	0,009	549	0,223	0,005	-328	-308	-1,00	0,005
668	0,201	0,008	-380	-357	-1,15	0,007	668	0,221	0,004	-348	-331	-0,85	0,004

S = C t ^{-D} Z = 60 cm C = 176,8										S = C t ^{-D} Z = 70 cm C = 207,3				
q = - $\frac{dS}{dt}$ = -DC t ^{-D-1}										q = - $\frac{dS}{dt}$ = -DC t ^{-D-1}				
t (h)	θ cm ³ /cm ³	q mm/h	H70 cm	H50 cm	DH/DZ	K(θ) mm/h	t (h)	θ cm ³ /cm ³	q mm/h	H70 cm	H50 cm	DH/DZ	K(θ) mm/h	
2	0,273	5,702	-161	-97	-3,20	1,782	2	0,265	6,346	-370	-123	-12,35	0,514	
3	0,272	3,699	-161	-108	-2,65	1,396	3	0,270	4,122	-312	-123	-9,45	0,436	
4	0,271	2,721	-161	-113	-2,40	1,134	4	0,272	3,035	-283	-124	-7,95	0,382	
7	0,269	1,497	-163	-121	-2,10	0,713	7	0,272	1,673	-246	-126	-6,00	0,279	
20	0,263	0,488	-168	-132	-1,80	0,271	20	0,264	0,548	-217	-133	-4,20	0,130	
44	0,257	0,210	-177	-142	-1,75	0,120	44	0,257	0,237	-213	-145	-3,40	0,070	
78	0,251	0,114	-189	-156	-1,65	0,069	78	0,251	0,129	-218	-162	-2,80	0,046	
101	0,249	0,087	-197	-165	-1,60	0,054	101	0,248	0,098	-223	-174	-2,45	0,040	
126	0,246	0,068	-206	-174	-1,55	0,043	126	0,246	0,077	-229	-185	-2,20	0,035	
140	0,245	0,061	-211	-180	-1,50	0,039								
164	0,243	0,052	-219	-189	-1,45	0,034								
188	0,242	0,045	-227	-198	-1,40	0,031								
212	0,24	0,039	-235	-207	-1,25	0,028								
260	0,238	0,032	-250	-225		0,025								

ABLEAU VII : CALCUL DES RELATIONS K(O) (méthode simplifiée)

Z = 40 CM			Z = 50 CM		
K(θ) = A θ ^B			K(θ) = A θ ^B		
A = 1,705 X 10 ¹¹ B = 19,55			A = 5,066 X 10 ¹⁷ B = 30,85		
t (h)	θ(cm ³ /cm ³)	K(mm/h)	t (h)	θ(cm ³ /cm ³)	K(mm/h)
5	0,272	1,49	5	0,273	2
7	0,271	1,41	7	0,269	1,35
10	0,266	1	10	0,265	0,82
20	0,267	1,05	20	0,261	0,52
30	0,254	0,38	30	0,256	0,29
45	0,246	0,22	45	0,256	0,27
53	0,245	0,20	53	0,255	0,25
67	0,242	0,15	67	0,249	0,11
78	0,237	0,10	78	0,250	0,13
91	0,238	0,11	91	0,247	0,09
101	0,233	0,08	101	0,245	0,07
115	0,234	0,08	115	0,243	0,06
126	0,233	0,07	126	0,244	0,06
140	0,232	0,06	140	0,245	0,07
150	0,231	0,06	150	0,242	0,05
164	0,228	0,05	164	0,242	0,05
173	0,226	0,04			

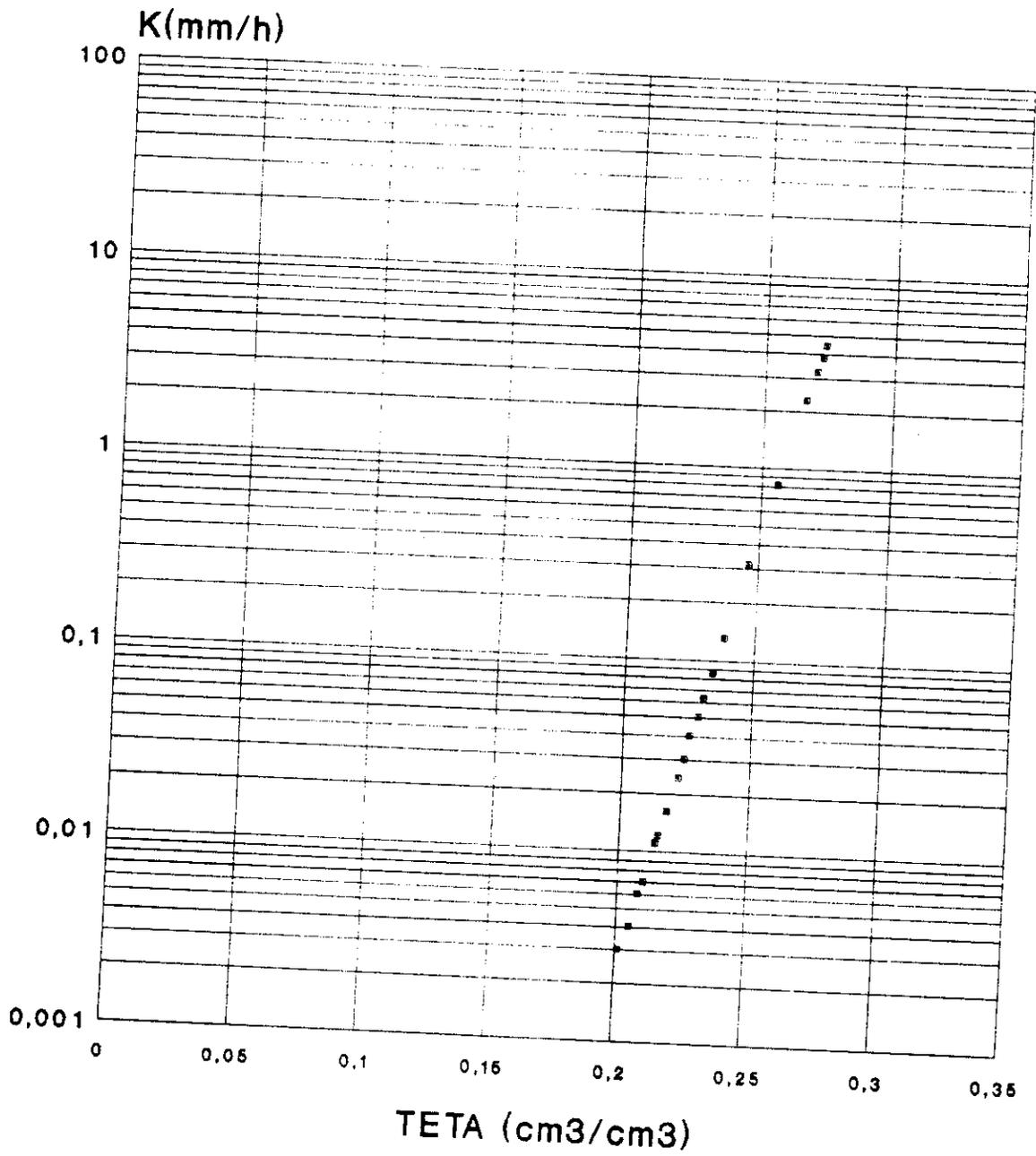
Z = 60 CM			Z = 70 CM		
K(θ) = A θ ^B			K(θ) = A θ ^B		
A = 6,18 X 10 ¹⁵ B = 28			A = 2,25 X 10 ¹⁸ B = 32		
t (h)	θ(cm ³ /cm ³)	K(mm/h)	t (h)	θ(cm ³ /cm ³)	K(mm/h)
20	0,263	0,43	4	0,268	1,04
30	0,259	0,29	5	0,275	2,42
45	0,258	0,25	10	0,260	2,46
53	0,258	0,25	20	0,260	2,16
67	0,257	0,22	30	0,260	0,41
78	0,251	0,11	45	0,256	0,42
91	0,250	0,10	53	0,253	0,39
101	0,247	0,07	67	0,254	0,24
115	0,249	0,09	78	0,252	0,18
126	0,246	0,07	91	0,253	0,19
140	0,246	0,07	101	0,250	0,16
150	0,247	0,07	115	0,248	0,11
164	0,244	0,05	125	0,245	0,09
173	0,245	0,06	140	0,244	0,06
212	0,241	0,04	150	0,246	0,05
236	0,242	0,04	164	0,243	0,06
			173	0,247	0,04
			212	0,245	0,03

Annexe 3

(/) ALEURS DE h (θ) AUX DIFFERENTES PROFONDEURS

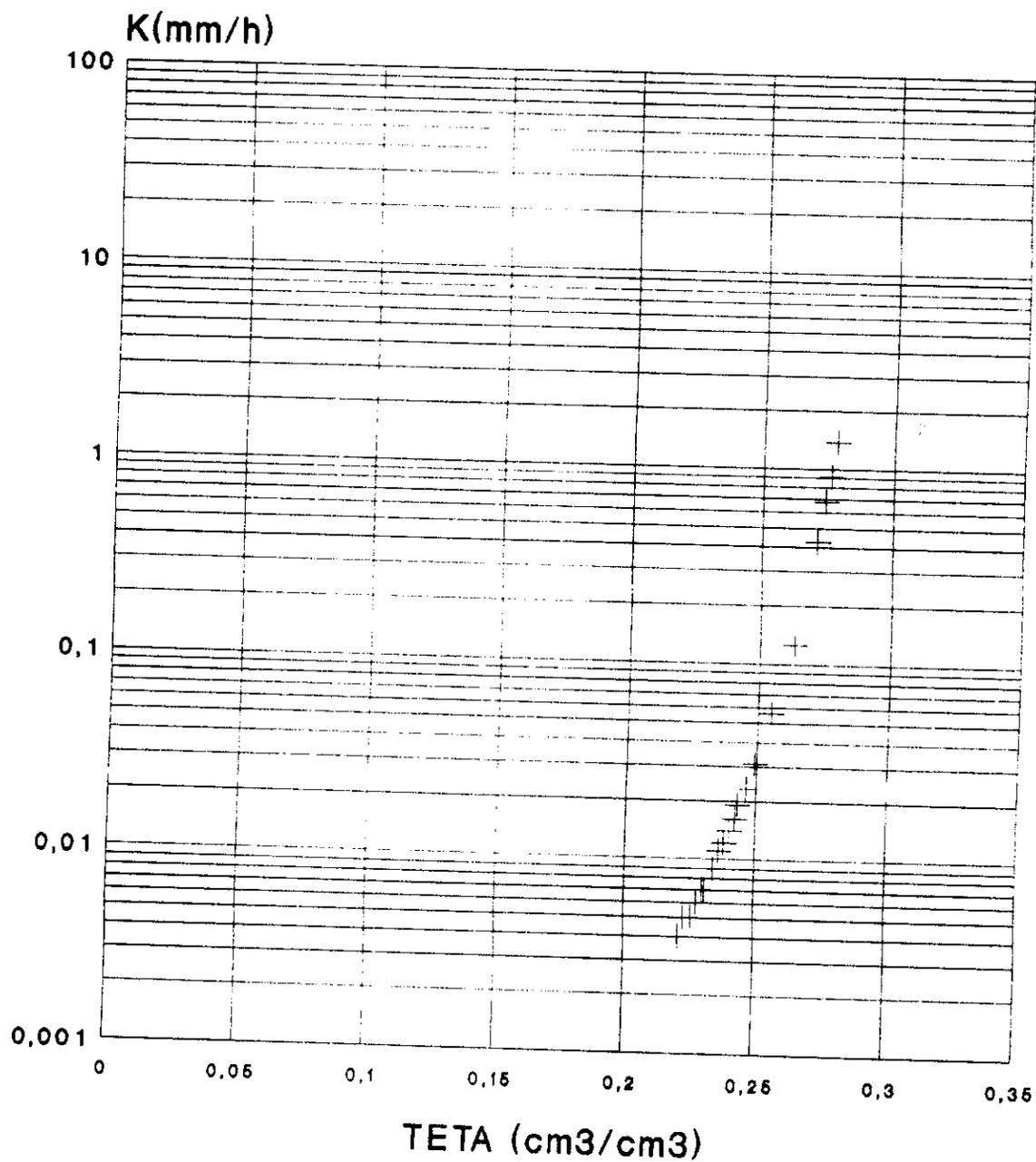
Z = 40 cm		Z = 50 cm		Z = 60 cm		Z = 70 cm	
θ (cm ³ /cm ³)	h (cm)	θ (cm ³ /cm ³)	h (cm)	θ (cm ³ /cm ³)	h (cm)	θ (cm ³ /cm ³)	h (cm)
0,273	62	0,278	47	0,273	63	0,265	91
0,272	62	0,276	58	0,272	63	0,270	91
0,270	63	0,274	63	0,271	64	0,272	91
0,266	67	0,271	71	0,269	66	0,271	93
0,256	71	0,263	82	0,263	73	0,264	98
0,246	83	0,255	92	0,257	85	0,257	107
0,238	100	0,249	106	0,251	102	0,251	119
0,234	111	0,246	115	0,249	114	0,248	127
0,231	123	0,243	124	0,246	125	0,246	136
0,229	129	0,242	130	0,245	132	0,244	141
0,226	140	0,240	139	0,243	143	0,243	149
0,224	150	0,238	148	0,242	153	0,241	157
0,222	160	0,236	157	0,240	163	0,240	165
0,218	179	0,234	175	0,238	182	0,238	180
0,215	197	0,231	193	0,236	200	0,236	195
0,214	205	0,230	203	0,235	208	0,235	202
0,210	229	0,228	230	0,232	231	0,233	223
0,208	243	0,226	248	0,231	245	0,232	237
0,205	268	0,223	285	0,228	268	0,230	262
0,201	291	0,221	330	0,225	288	0,228	290

GAMPELA II 1991 2 COURBES K(θ) METHODE GLOBALE



Legende
* Z=40 CM

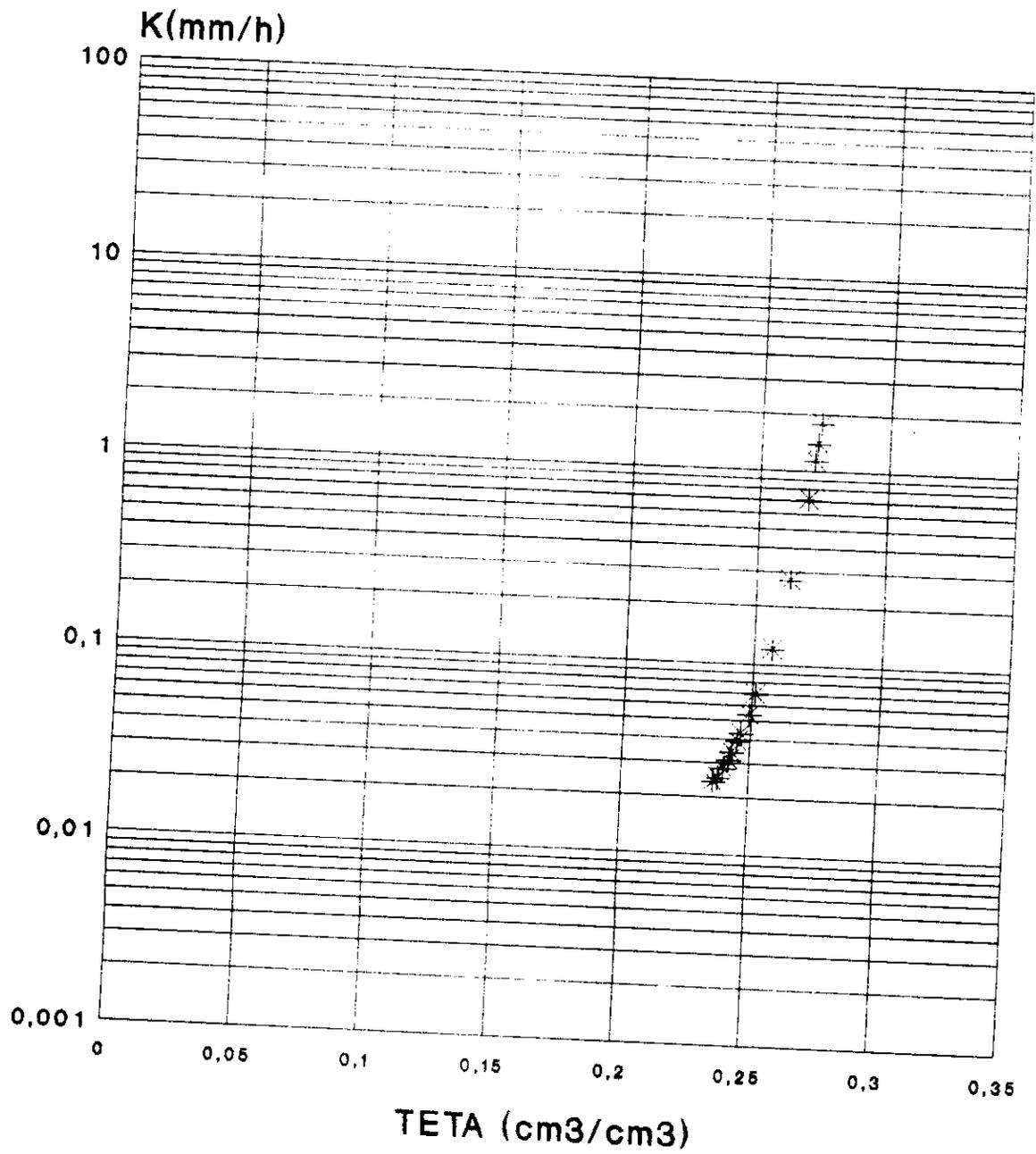
GAMPELA II 1991 2 COURBES $K(\theta)$ METHODE GLOBALE



Legende
+ Z=50 CM

GAMPELA II 1991 2

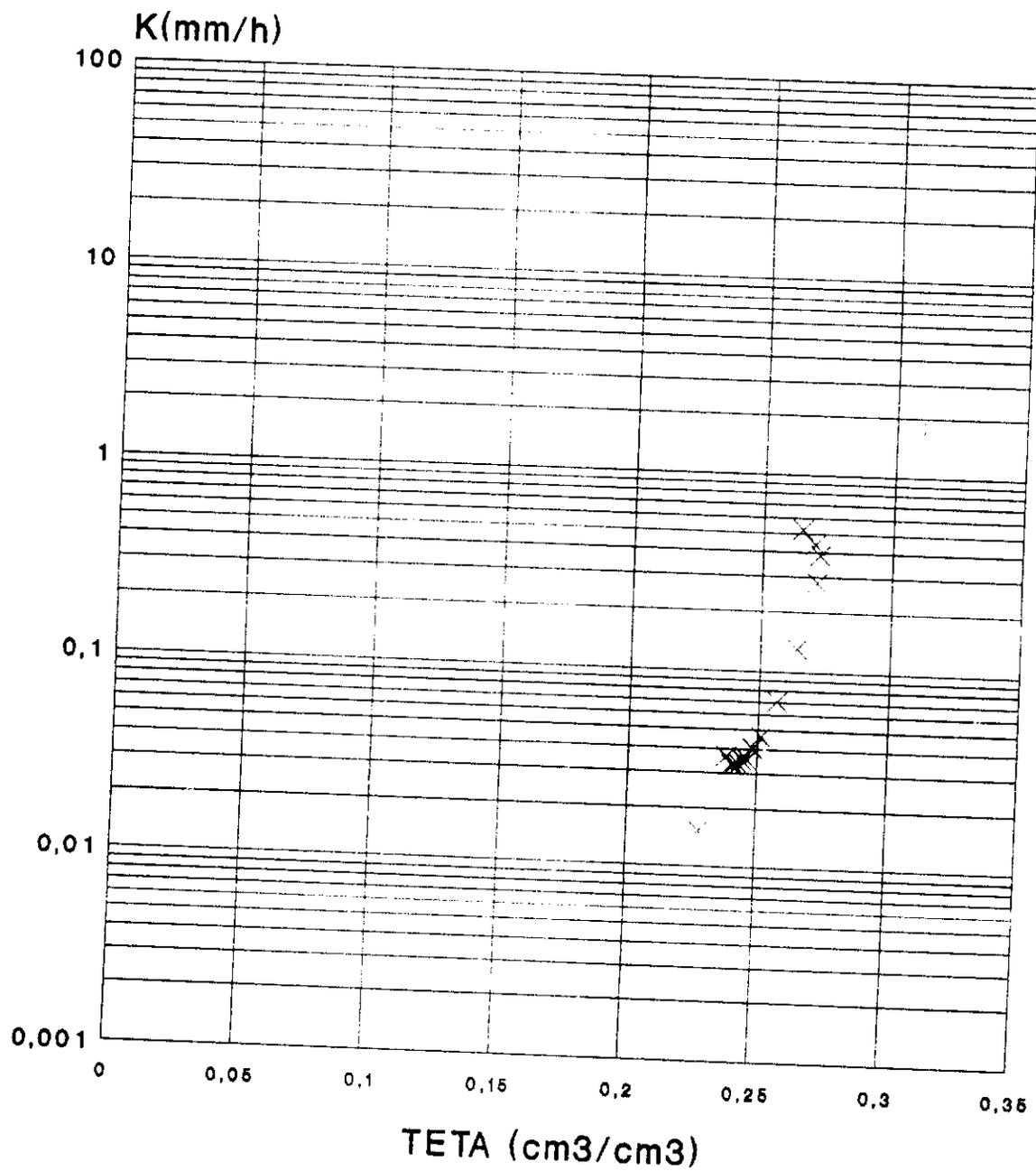
COURBES $K(\theta)$ METHODE GLOBALE



Legende
+ Z=80 CM

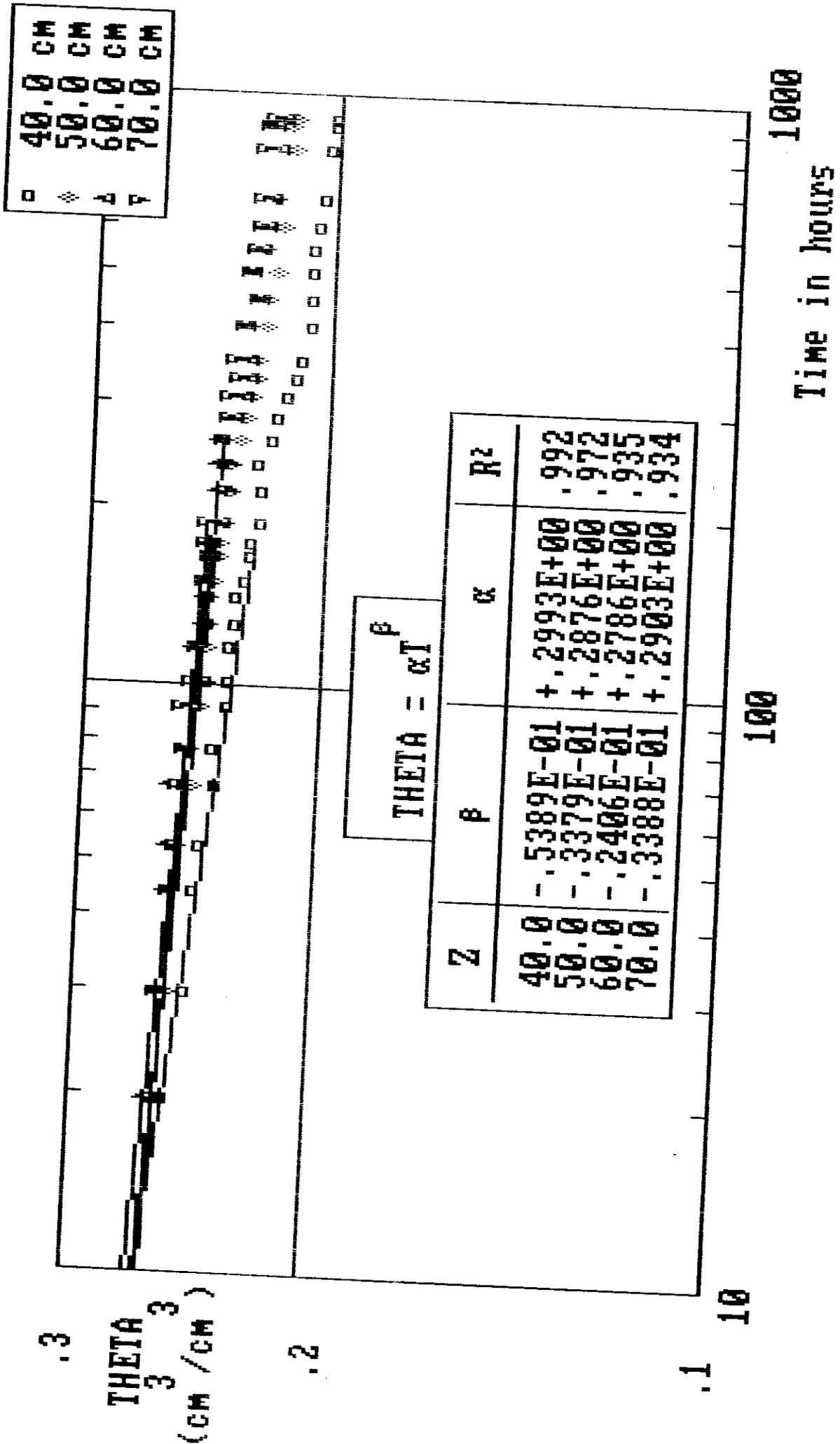
GAMPELA II 1991 2

COURBES $K(\theta)$ METHODE GLOBALE



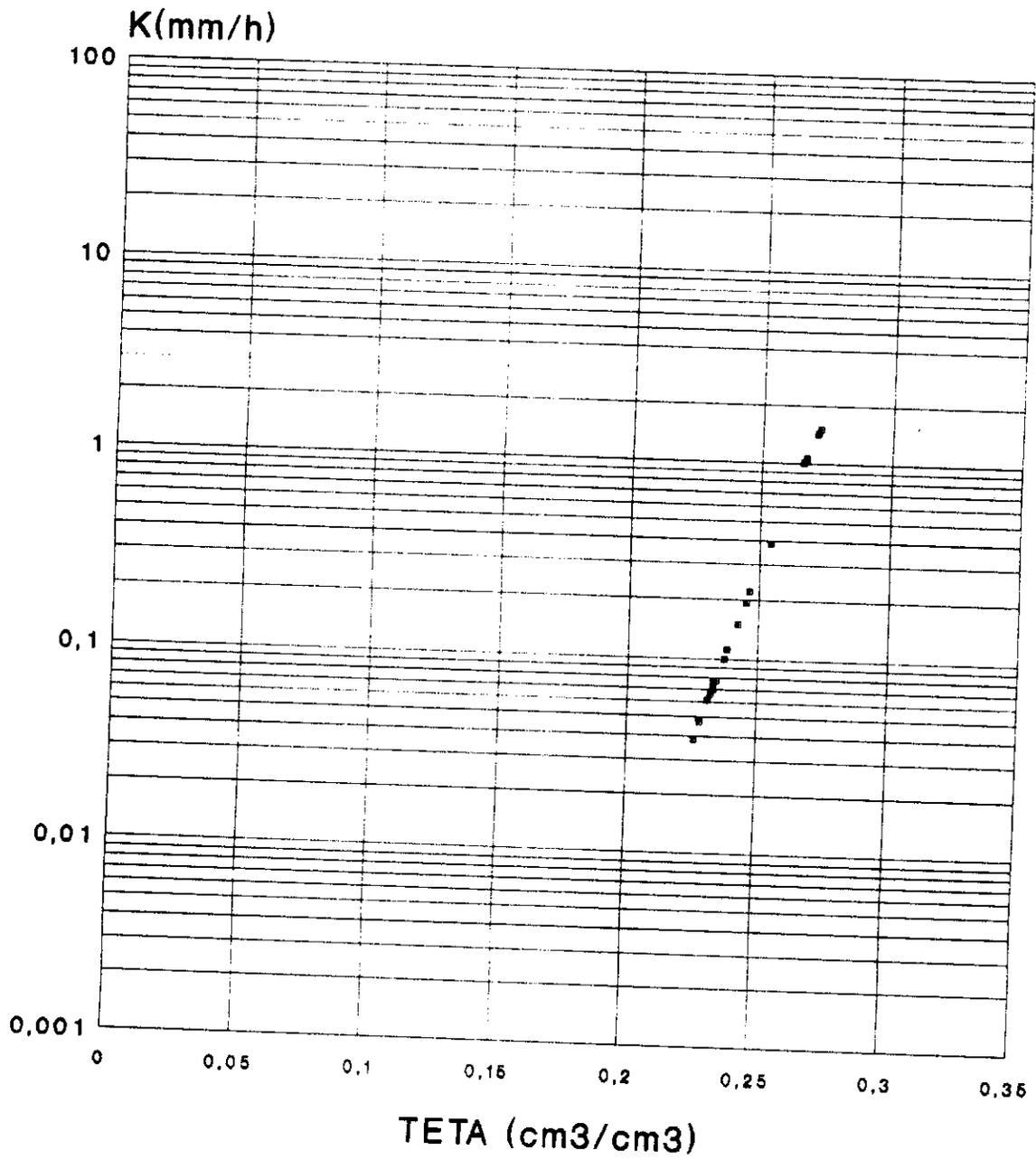
Legende

Z=70 CM



GAMPELA II 1991 2

COURBES $K(\theta)$ METHODE SIMPLIFIEE

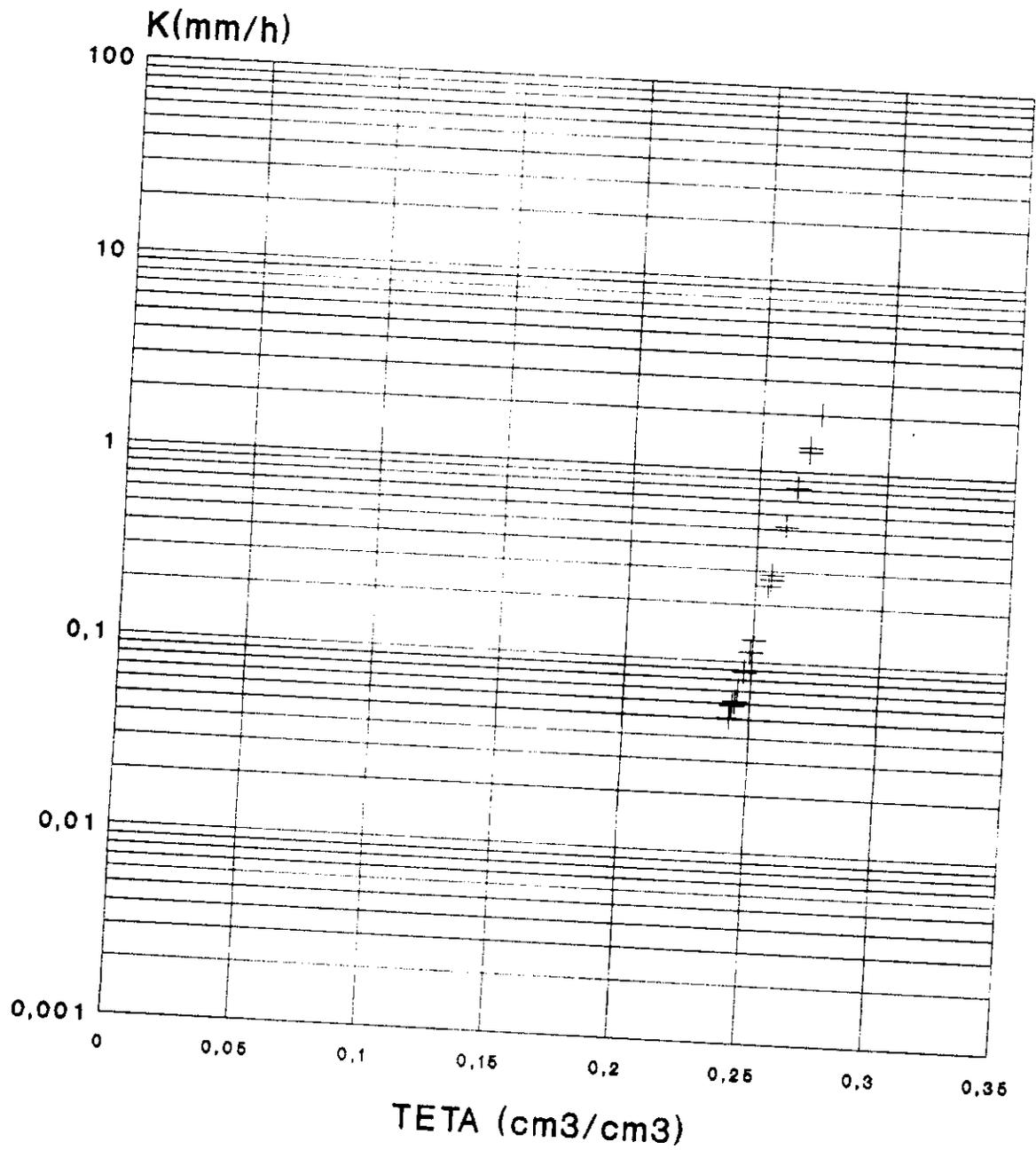


Legende

* Z=40 CM

GAMPELA II 1991 2

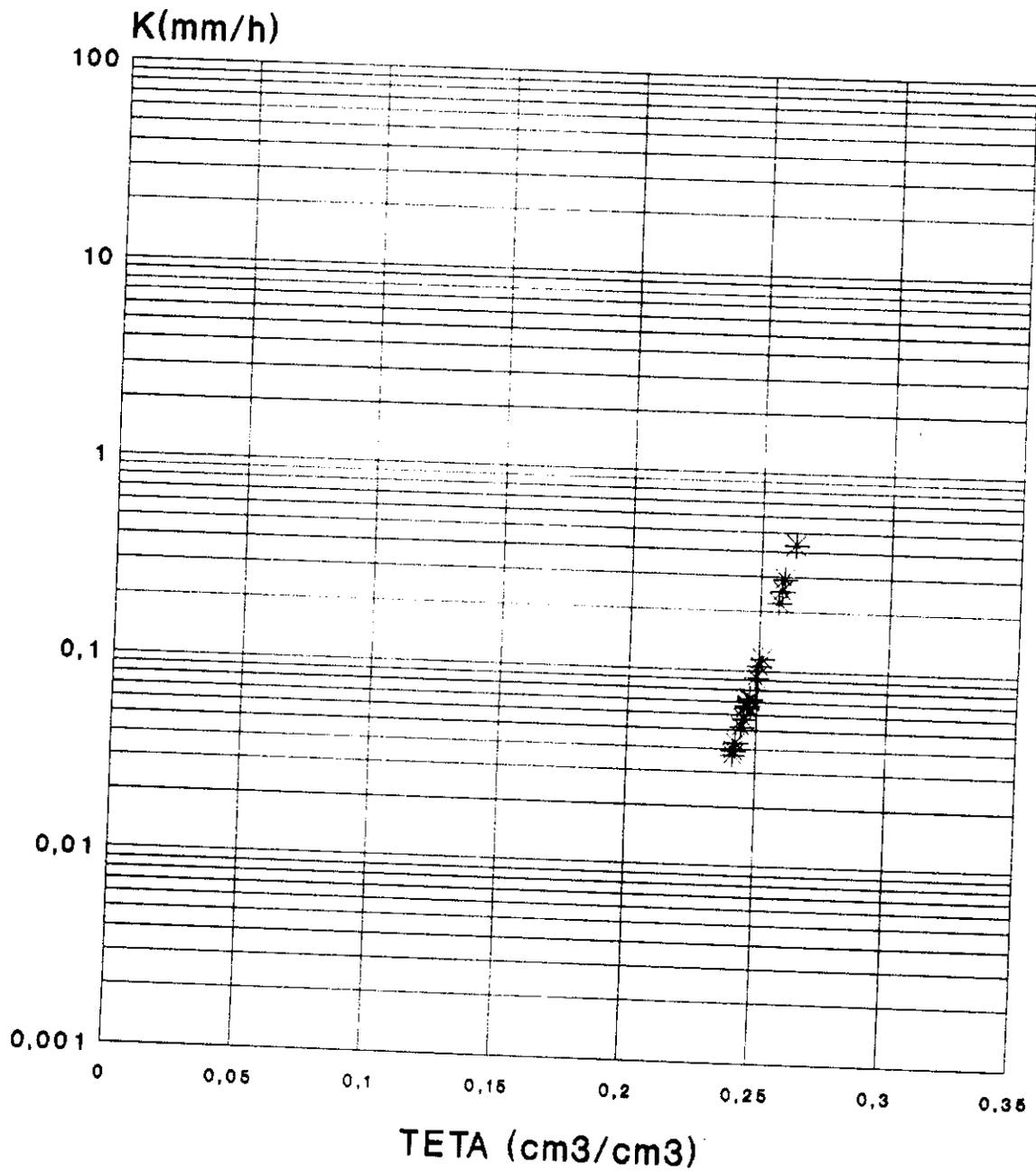
COURBES $K(\theta)$ METHODE SIMPLIFIEE



Legende
+ Z=50 CM

GAMPELA II 1991 2

COURBES $K(\theta)$ METHODE SIMPLIFIEE

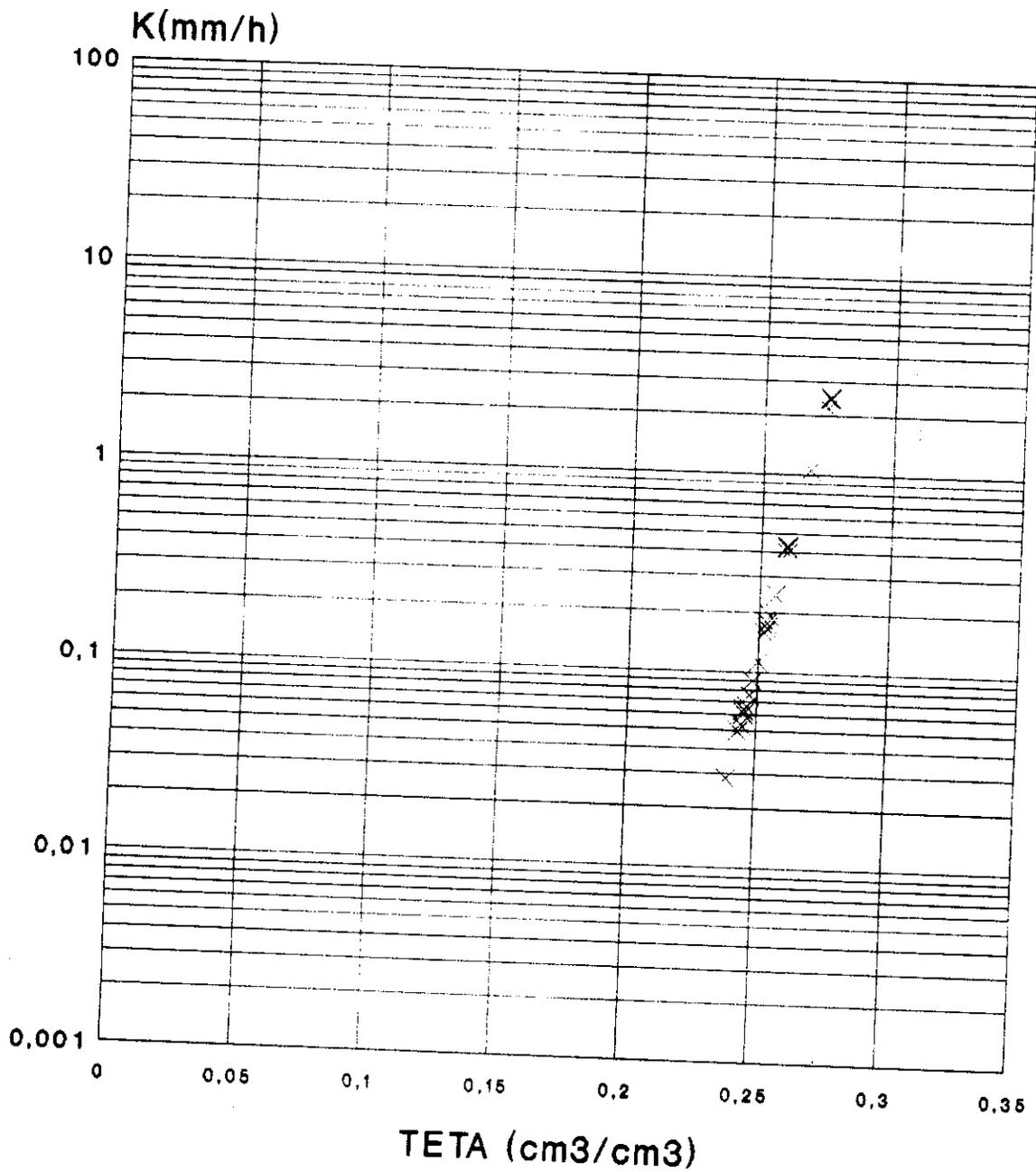


Legende

+ Z=60 CM

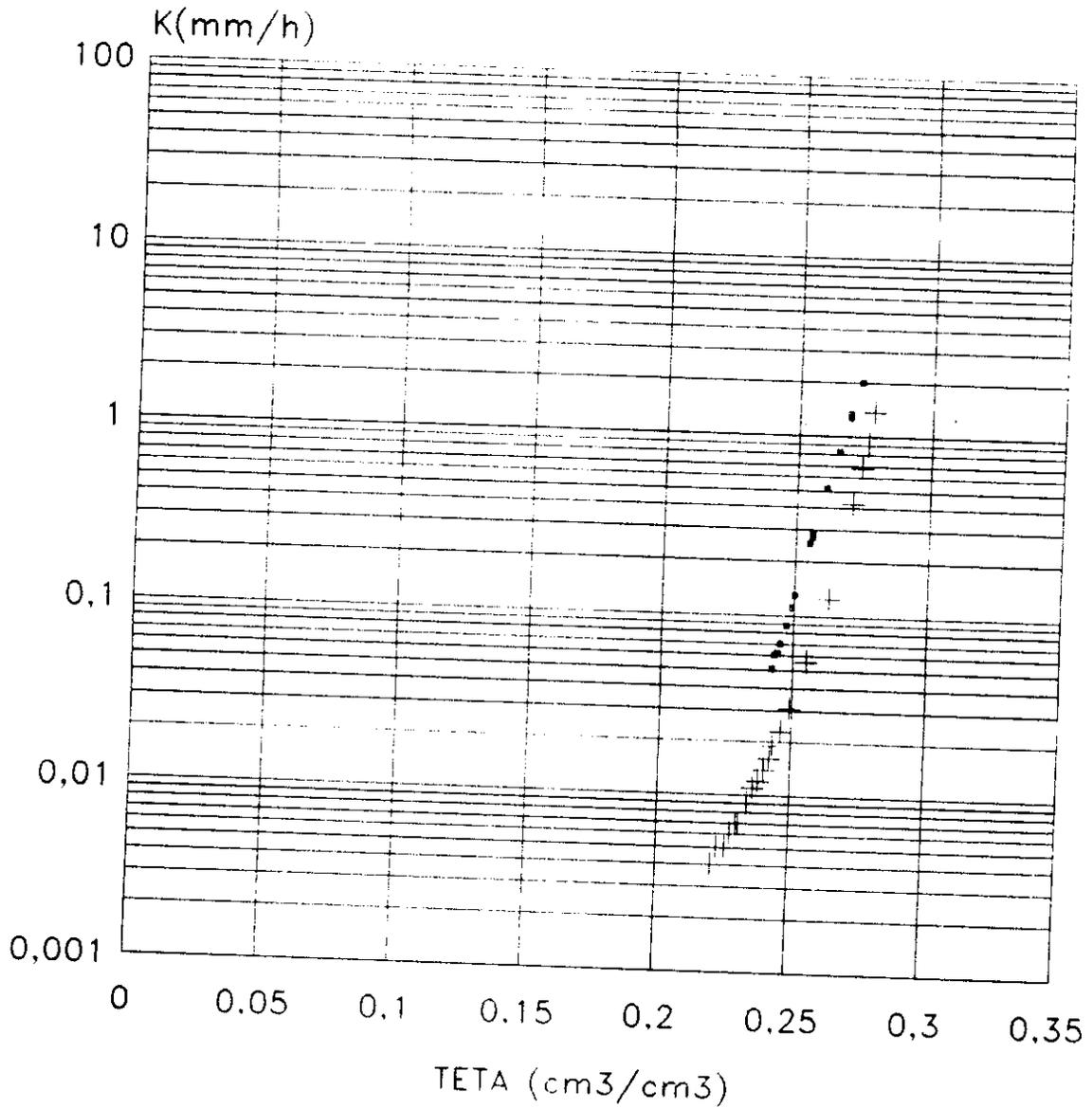
GAMPELA II 1991 2

COURBES $K(\theta)$ METHODE SIMPLIFIEE



Legende
Z=70 CM

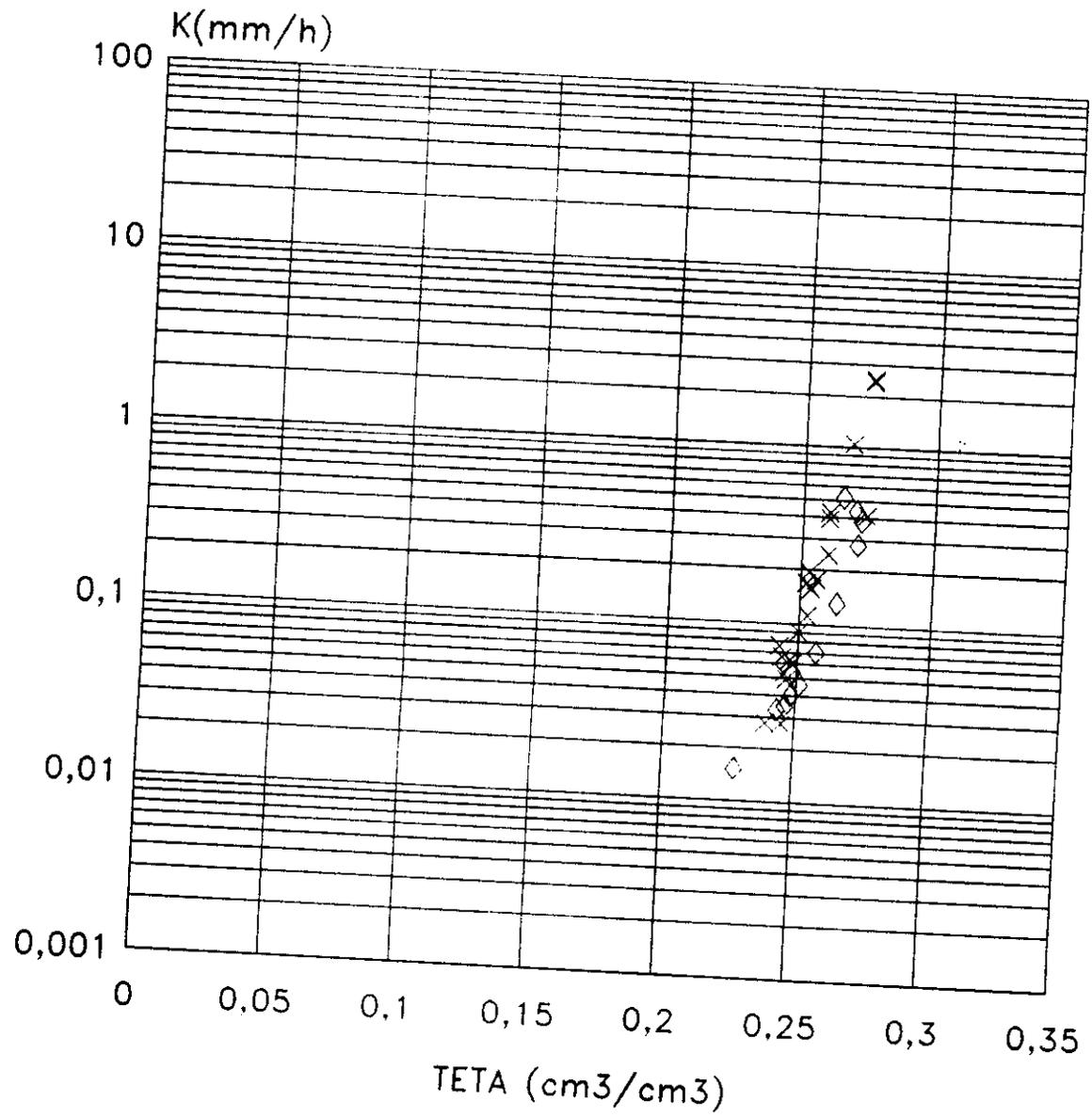
GAMPELA II 1991 2 CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE



Legende

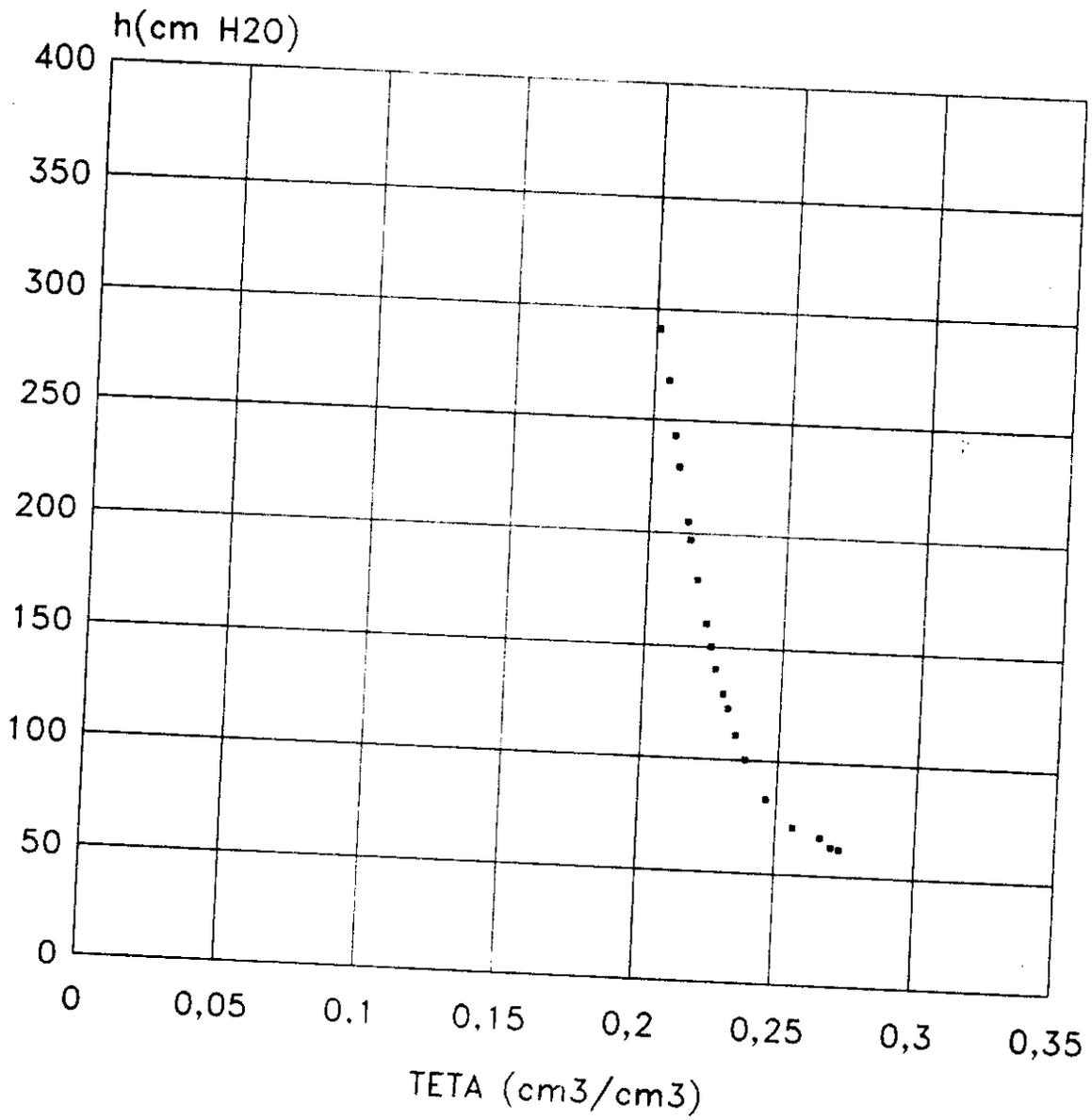
• 50 cm SIMPLIFIEE + 50 cm GLOBALE

GAMPELA II 1991 2 CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE



Legende
x 70 cm SIMPLIFIEE ◇ 70 cm GLOBALE

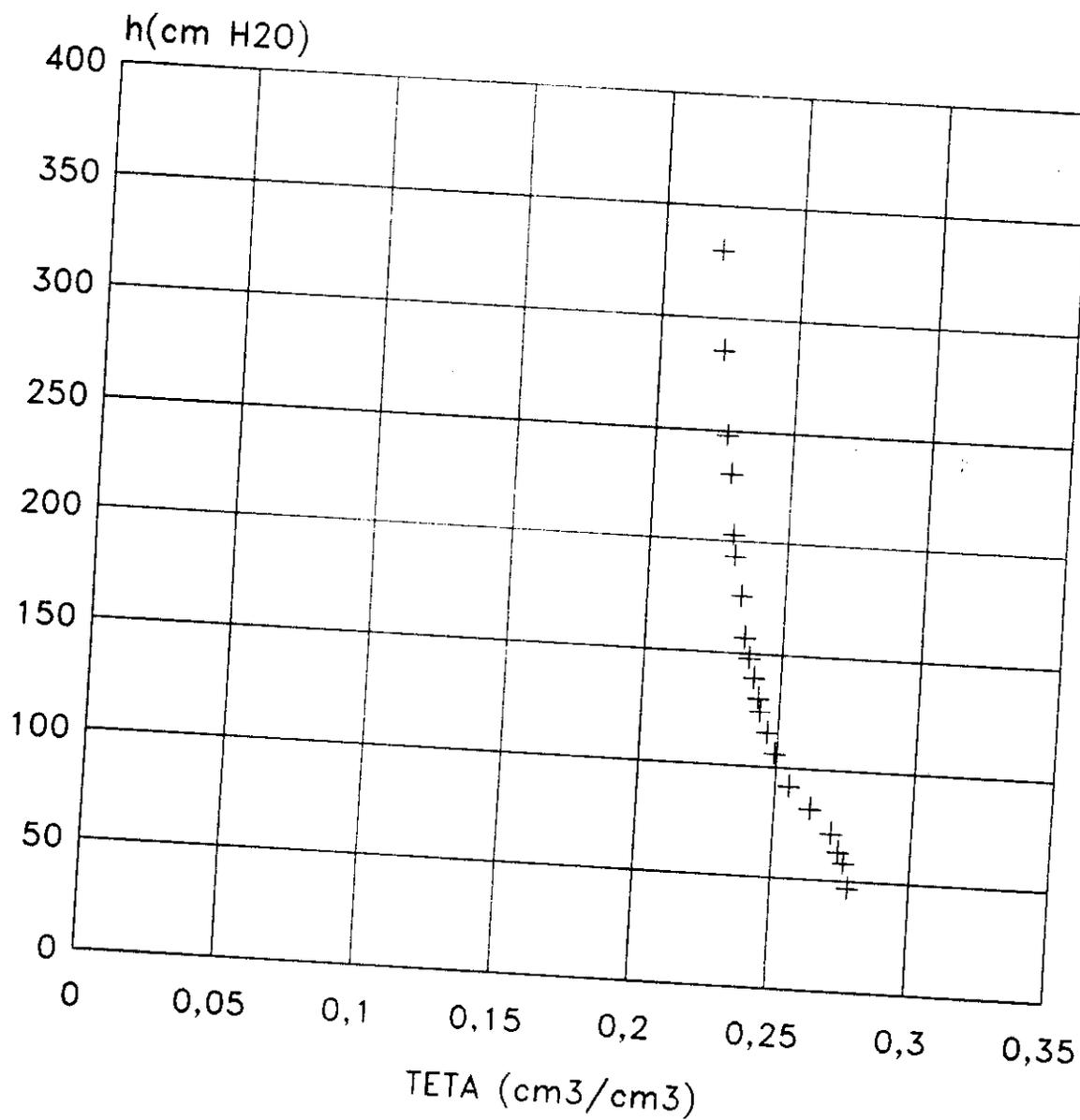
GAMPELA II 1991 2
COURBES H(θ) METHODE GLOBALE



Legende

• Z=40 cm

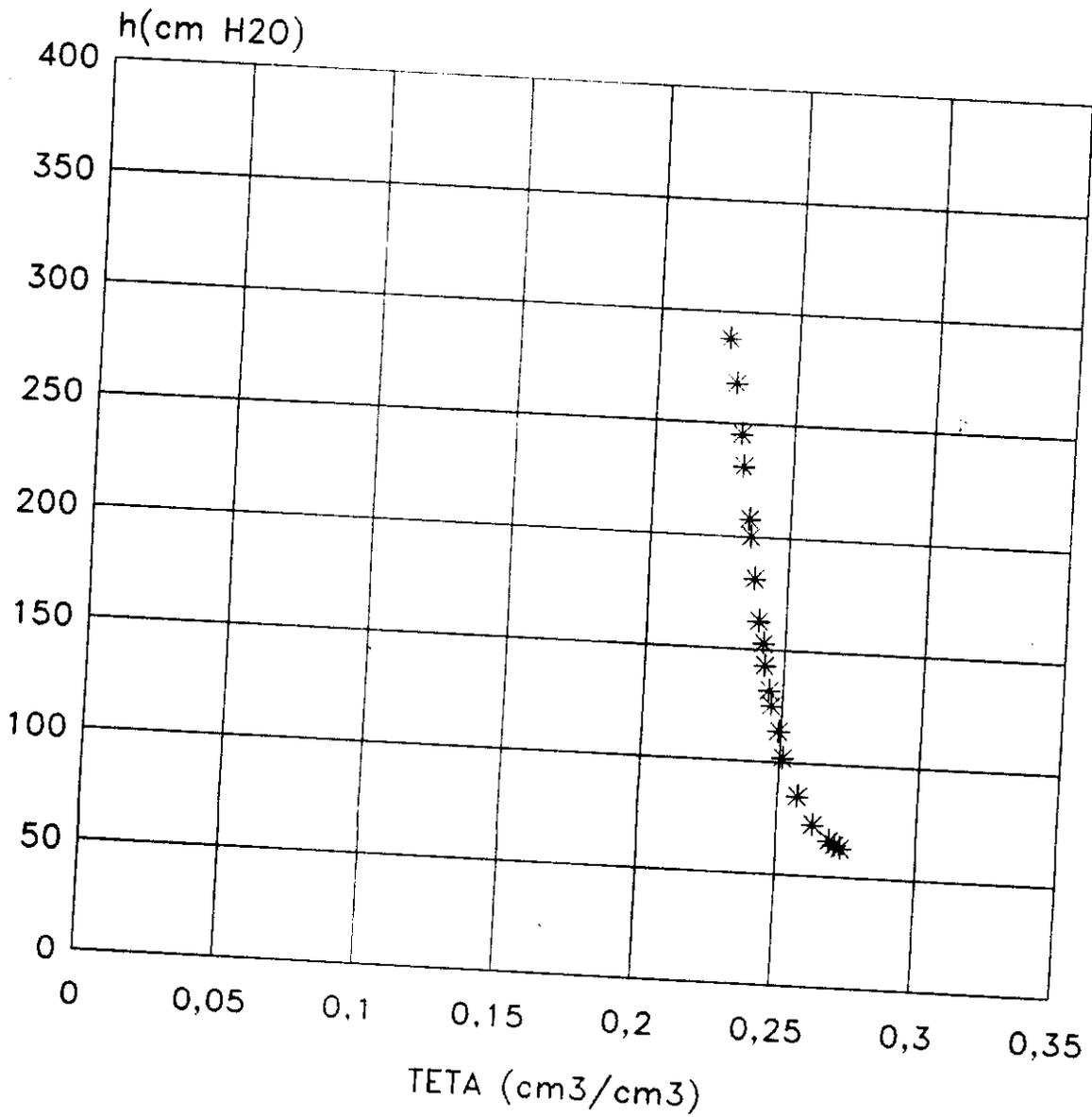
48
GAMPELA II 1991 2
COURBES $H(\theta)$ METHODE GLOBALE



Legende

+ Z=50 cm

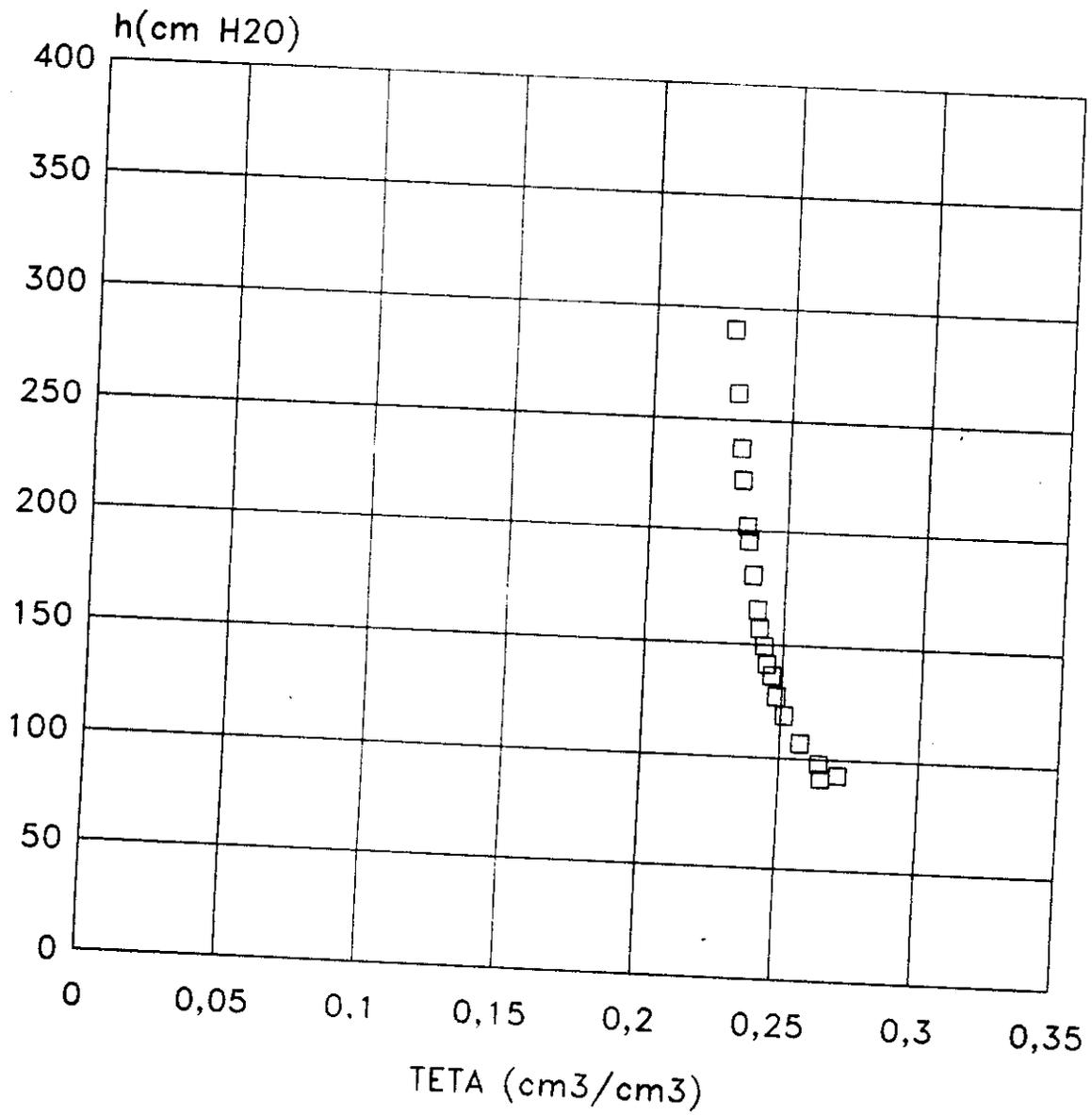
GAMPELA II 1991 2
COURBES $H(\theta)$ METHODE GLOBALE



Legende

* Z=60 cm

GAMPELA II 1991 2
COURBES $H(\theta)$ METHODE GLOBALE



Legende

□ Z=70 cm

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A. MERMOUD (1981)

MODELISATION DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS

Application à l'étude des transferts nappe-sol-atmosphère
Détermination in-situ des relations caractéristiques du sol.

Revue Mensuration, Photogrammétrie, Génie rural n° 7

Juillet 1981, Lausanne P. 213-220

G. VACHAUD, C. DANCETTE, M. SONKO, J.L THONY (1977)

METHODE DE CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE IN-SITU D'UN SOL NON
SATURE.

Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydriques.

IMG - CNRS, IRAT, ISRA, GRENOBLE Septembre 1977 26 PP.

G. VACHAUD, M. VAUCLIN & R. LATY (1991)

Caractérisation hydrodynamique in-situ de quelques sols soudano-sahéliens à l'aide d'un programme de calcul assisté par micro-ordinateur.

In: Soil water Balance in the sudano-sahélian Zone (Proccedings of the Niamey work shop, February 1991) IAHS Pubp. no. 199,1991

G. VACHAUD, M. VAUCLIN et J. COLOMBAIN (1980)

Bilan hydrique dans le Sud-Tunisien

I. Caractérisation expérimentale des transferts dans la zone non saturée.

IMG, Grenoble, Mars 1980, 22 PP.

.../..

M. VAUCLIN & G. VACHAUD (1987)

Caractérisation hydrodynamique des sols : analyse simplifiée
des essais de drainage interne.

IMG - CNRS. Agronomie 1987 7(9) Grenoble 1987, P. 647-655.

R. LATY, G. VACHAUD (1990)

NOTICE D'UTILISATION CARHYD

Logiciel de dépouillement d'essais de caractérisation hydrodynamique. Publication IMG, Grenoble 1990, 21 PP.

G. HAMON (1980)

Mise en oeuvre et critique de méthodes de caractérisation hydrodynamique de la zone non saturée du sol.

Application aux sols de culture du Sénégal.

Thèse présentée à l'Université Scientifique et Médical de
l'Institut National Poly technique de GRENOBLE 1980, 136 PP.

A. AKBAR MAHBOUBI (1980)

ETUDE IN-SITU DU BILAN HYDRIQUE POUR QUELQUES GRAMINEES

Extraction de l'eau par le système racinaire et résistance à la sécheresse.

Thèse présentée à l'Université des Sciences et Technique de
Langue-doc. Montpellier 1980, 205 PP.

H. BAHAR HAGGAR (1990)

CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE D'UN SOL LATERITIQUE DU PLATEAU
MOSSI.

Mémoire de fin d'études EIER, OUAGADOUGOU 1990, 34 PP.