

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE DE MONTPELLIER

Diplome d'études approfondies: Agronomie option Pédologie

Diplome d'agronomie approfondie: Science du sol et Aménagement

"DES METHODES DE LA THERMODYNAMIQUE DES PROCESSUS IRREVERSIBLES

-APPLICATIONS ACTUELLES ET POSSIBILITES D'APPLICATION

DANS LE DOMAINE DE LA SCIENCE DU SOL"

par

Eric MIGNARD

soutenu le 2 Octobre 1981

devant le jury: MM. E.SERVAT
J.C.ARVIEU
P.JOUANNA

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

Avant de présenter ce mémoire je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont aidé à le réaliser, notamment :

Monsieur le Professeur SERVAT, Directeur de la Chaire de Science du Sol de l'ENSAM,

Monsieur le Professeur JOUANNA, Directeur du Laboratoire de Génie Civil de l'USTL.

MM. SAIX, BENET, Maîtres-Assistants au Laboratoire de Génie Civil de l'USTL pour leur aide précieuse,

ainsi que MM. ARVIEU, LUC et MANIERE.

SOMMAIRE

- INTRODUCTION

PARTIE 1 - INTRODUCTION AUX METHODES DE LA THERMODYNAMIQUE
DES PROCESSUS IRREVERSIBLES.

- NOTATIONS

- 1.1 - Aspects phénoménologiques et variables de description ..
- 1.2 - Equations de conservation
- 1.3 - Ecriture de la source d'entropie

PARTIE 2 - ETUDE D'UNE APPLICATION TYPE.

- 2.1 - Position du problème
- 2.2 - Modèle de prévision

 - 2.2.0 - Hypothèses

 - 2.2.1 - Choix des variables de description
 - 2.2.2 - Le modèle local

 - A/ Equations de bilan

 - A1/ Equations de bilan de masse
 - A2/ Equations de bilan d'énergie

 - B/ Relations phénoménologiques
 - C/ Fonctions d'état
 - D/ Relations d'hystérésis

 - 2.2.3 - Analyse numérique. Discrétisation. Programmation

- 2.2.4 - Application du modèle à la prévision du comportement d'un sol non saturé situé au dessus d'un site de stockage
 - Application I: Etude numérique des transferts d'eau liquide et d'énergie au dessus d'un stockage d'énergie solaire
 - Modèle utilisé
 - Relations phénoménologiques
 - Fonctions d'état
 - Présentation des phases de calcul
 - Etude du comportement physique de la couche de sol - Application II: Etude des transferts d'eau en phase gazeuse à la surface d'un sol à faible teneur en eau
 - Description du problème
 - Le modèle utilisé
 - Conditions initiales et aux limites ...
 - Résultats
- 2.3 - Vers une validation globale du modèle théorique
- 2.3.1 - L'aire d'essais
 - Description
 - Phénomènes étudiés
 - Variables d'état - 2.3.2 - Etude du capteur de mesure de la succion capillaire
 - 2.3.3 - Etude du capteur de mesure de la pression totale de la phase gazeuse
 - 2.3.4 - Etude du capteur de mesure de la conductivité thermique
 - 2.3.5 - Etude du capteur de mesure de la pression de la vapeur d'eau du sol

PARTIE 3 - PERSPECTIVES D'APPLICATIONS DANS LE DOMAINE DE
LA SCIENCE DU SOL.

- NOTATIONS

3.1 - Applications possibles

3.2 - Exemple d'application: Transferts du gaz carbonique
dans un sol non saturé à faible teneur en eau

- Position du problème

- Hypothèses simplificatrices

- Variables d'état

- Bilans de masse

- Ecriture de la source d'entropie et relations
phénoménologiques

- Fonctions d'état

CONCLUSION

BIBLIOGRAPHIE

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Le sol peut être assimilable à un milieu poreux hétérogène triphasique. De par sa constitution et son environnement complexe, il est le siège de nombreux phénomènes irréversibles. Les phénomènes irréversibles élémentaire qui s'y développent sont des filtrations de phases, des diffusions de constituants et tout transferts de masse et d'énergie ainsi que des réactions chimiques et biologiques. La multiplicité et la nature des phénomènes font que le sol est rarement en équilibre thermodynamique.

Une étude des transferts de masse et d'énergie dans les sols est envisageable soit microscopiquement soit d'un point de vue macroscopique par une approche phénoménologique, le lien entre ces deux approches pouvant être envisagé par des méthodes d'homogénéisation.

L'approche phénoménologique, seule développée dans ce mémoire, est basée sur les méthodes de la thermodynamique des processus irréversibles et permet de prévoir la forme des lois de comportement des phénomènes étudiés à partir de la source d'entropie.

Dans la première partie de ce mémoire sont développés les principes de la thermodynamique des processus irréversibles, cette étude reste assez succincte.

En deuxième lieu, la modélisation des transferts de masse et d'énergie est développée sur une application des recherches du laboratoire de Génie Civil de l'USTL.

Puis dans une troisième partie, nous tenterons de mettre en évidence l'intérêt de développer ces méthodes dans le domaine de la science du sol, à partir d'un schéma d'étude des transferts de gaz carbonique dans les sols.

PARTIE N° 1

INTRODUCTION AUX METHODES DE LA
THERMODYNAMIQUE DES PROCESSUS IRREVERSIBLES

NOTATIONS PARTIES N° 1 ET 2

Les symboles indicés par $i=1,2,a,e,g,v$, se rapportent respectivement à la phase solide, à l'ensemble phase liquide - phase gazeuse, à l'air, à l'eau, à la phase gazeuse, à la vapeur d'eau.

Les symboles portant l'indice supérieur * sont relatifs à des grandeurs définies à l'échelle des pores.

- B', C' - Constantes caractéristiques de la sonde de mesure de la conductivité thermique.
- g - Accélération de la pesanteur.
- h_i - Enthalpie par unité de masse du constituant ou de la phase i dans le milieu poreux.
- J - Vitesse de changement de phase de l'eau: quantité d'eau qui passe de l'état liquide à l'état de vapeur par unité de volume de milieu poreux et de temps
- J_i^k - Flux de diffusion du constituant ou de la phase i par rapport au mouvement barycentrique.
- J_q^k - Flux d'énergie calorifique lorsque les températures de toutes les phases et de tous les constituants sont identiques.
- J_{qi}^k - Flux d'énergie calorifique de la phase ou du constituant i .
- $J_i'^k$ - Flux de diffusion du constituant i par rapport au mouvement barycentrique de la phase gazeuse.
- J_{vs}^k - Flux de diffusion de la vapeur d'eau saturée par rapport au mouvement barycentrique de la phase gazeuse.
- k - Perméabilité intrinsèque du milieu poreux.
- K_e - Coefficient de DARCY pour la phase liquide.
- K_g - Coefficient de DARCY pour la phase gazeuse.
- L_{dd} - Coefficient phénoménologique propre de diffusion de la vapeur d'eau dans la phase gazeuse.
- L_{qq} - Coefficient phénoménologique propre d'échange de chaleur entre la phase solide et les autres phases.
- L_{rr} - Coefficient phénoménologique propre de changement de phase de l'eau.
- M_a - Masse molaire fictive de l'air.
- M_g - Masse molaire fictive de la phase gazeuse.
- M_e - Masse molaire de l'eau.
- n_i - Nombre de moles du constituant i .

- P_c - Pression capillaire.
- P_i - Pression partielle du constituant ou de la phase i (aspect phénoménologique).
- P_i^* - Pression partielle du constituant ou de la phase i à l'échelle des pores.
- P_{vs} - Pression partielle d'équilibre de la vapeur d'eau dans le milieu poreux.
- Q - Chaleur fournie au milieu poreux par l'extérieur.
- R - Constante des gaz parfaits.
- S - Source d'entropie.
- s - Entropie par unité de masse du milieu poreux.
- s_i - Entropie par unité de masse du constituant ou de la phase i dans le milieu poreux.
- t - Temps
- t_0 - Correction de temps permettant de tenir compte de la longueur finie de la sonde et des résistances de contact dans la mesure de la conductivité des sols par sonde cylindrique en régime transitoire.
- t_1 - Instant à partir duquel l'inverse de la dérivée de la température de la sonde de mesure de la conductivité thermique par rapport au temps varie linéairement en fonction du temps
- T - Température du milieu poreux lorsque les phases sont à la même température.
- T_1 - Température de la phase solide.
- T_2 - Température de l'ensemble phase liquide - phase gazeuse.
- u - Energie interne du milieu poreux par unité de masse.
- u_i - Energie interne par unité de masse du constituant ou de la phase i , dans le milieu poreux
- \hat{u}_i - Apport d'énergie calorifique au constituant ou à la phase i par unité de masse et de temps en provenance des autres phases ou constituants.
- v^k - Vitesse barycentrique de l'ensemble des phases et constituants du milieu poreux.
- v_i^k - Vitesse du constituant ou de la phase i .
- z - Coordonnée sur un axe vertical opposé à l'accélération de la pesanteur.

- ΔU - Variation d'énergie interne.
- ΔW - Travail fourni à un système
- ΔV - Élément de volume d'un milieu poreux.
- λ - Conductivité thermique totale du milieu poreux.
- λ_i - Conductivité thermique du constituant ou de la phase i .
- μ_i - Potentiel chimique du constituant ou de la phase i dans le milieu poreux.
- ρ - Masse volumique du milieu poreux.
- ρ_i - Masse volumique apparente du constituant ou de la phase i .
- ρ_i^* - Masse volumique du constituant ou de la phase i à l'échelle des pores du milieu poreux.
- ρ_s - Masse volumique des grains.
- ρ_w - Masse volumique de l'eau
- ρ_{vs} - Masse volumique apparente de la vapeur d'eau lorsque sa pression partielle est égale à la pression d'équilibre p_{vs} .
- ϕ - Fonction quelconque.
- ϕ^k - Flux d'entropie.
- ψ - Potentiel capillaire

1.1. ASPECTS PHÉNOMÉNOLOGIQUES ET VARIABLES DE DESCRIPTION

Un milieu poreux, et en particulier un sol, peut être considéré au plan physique comme un milieu triphasique, composé d'une phase solide constituée par les grains solides, d'une phase liquide constituée par de l'eau et d'une phase gazeuse composée d'un mélange d'air et d'autres gaz.

Si on laisse de côté les aspects microscopiques, on peut envisager de modéliser le comportement de ce milieu par une approche phénoménologique, qui consiste à remplacer le milieu réel par un milieu fictif équivalent, continu et en tout point duquel on définit un vecteur de variables traduisant l'état du sol. Ces variables, dites phénoménologiques, sont définies en moyenne sur un volume unité de milieu poreux.

Le passage des variables phénoménologiques aux variables expérimentales mesurables peut se faire par des méthodes d'homogénéisation, en général statistiques [6], ou alors directement par l'expérience.

L'intérêt de cette approche est de se ramener à la théorie des champs, en milieu continu, dont l'exploitation a été fructueuse en mécanique, dans le cas des milieux homogènes. L'extension de la théorie des champs en milieux hétérogènes, bien qu'ignorée en général, est disponible [17], malgré certaines difficultés non surmontées au plan de la transcription de la thermodynamique classique au cas des milieux hétérogènes en mouvement.

Les champs continus - ainsi définis pour une phase donnée, un constituant ou un mélange donné - pourront concerner les grandeurs suivantes :

- masses volumiques apparentes
- températures
- vitesses de filtration
- énergies internes
- entropies
- ...

Parmi toutes ces variables, non indépendantes, on peut faire choix pour décrire un ensemble de phénomènes donnés dans le sol, d'un certain nombre de variables indépendantes, capables de définir l'état du milieu. Nous verrons dans la suite que les masses volumiques apparentes des divers constituants et les températures forment un ensemble commode de variables d'état.

Une fois cet ensemble donné les divers phénomènes analysables sont définis. Il est important de bien noter cet aspect très relatif dans le choix des variables de description du milieu étudié. La qualité d'un modèle dépend, au premier chef, de ce choix.

Quant au bien fondé de cette représentation phénoménologique, elle trouve essentiellement sa justification dans l'aide précieuse qu'elle apporte dès que l'on entend quantifier des phénomènes complexes macroscopiques. Elle ne peut en aucune manière remplacer d'autres approches, en particulier l'approche microscopique, mais elle en est le complément indispensable, dès que l'on veut passer à une globalisation de ces phénomènes. Notons cependant, que cette approche phénoménologique n'est pas liée obligatoirement à une approche microscopique, si les variables phénoménologiques sont définies directement, sans passer par les techniques d'homogénéisation.

1.2. LES ÉQUATIONS DE CONSERVATION

Les systèmes étudiés sont formés par le contenu d'un volume géométrique de dimension macroscopique dont la frontière est une surface qui sépare le système du monde extérieur.

Les systèmes thermodynamiques peuvent être classés d'après les échanges de matière et d'énergie (chaleur et travail) qu'ils ont avec le milieu extérieur. [9, pp 18-20]

- Les systèmes isolés ne peuvent échanger ni énergie ni matière avec l'extérieur
- Les systèmes fermés ne peuvent échanger que de l'énergie avec l'extérieur.
- Les systèmes ouverts peuvent échanger matière et énergie.

Pour ces derniers systèmes, les plus généraux, les échanges de matière et d'énergie avec l'extérieur doivent tout d'abord satisfaire aux équations de conservation classiques de masse, quantité de mouvement, énergie et entropie.

La formulation générale d'une équation de conservation pour une grandeur θ quelconque, sous forme locale, est de la forme:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \operatorname{div} \Phi_{\theta} + s$$

$\frac{\partial \theta}{\partial t}$ = Variation sur place de la grandeur θ

Φ_{θ} = Flux de θ

s = Terme de source: création de θ

Les bilans de l'énergie interne et de l'entropie sont l'expression du premier et du second principe de la Thermodynamique.

1.3. ÉCRITURE DE LA SOURCE D'ENTROPIE

Le deuxième principe de la Thermodynamique [8] [9 p 12]

postule l'existence d'une fonction d'état appelée entropie, Δ , qui a

les propriétés suivantes:

Soit $d\Delta$ la variation d'entropie d'un système; cette variation peut se décomposer en deux parties:

$$d\Delta = d_e S + d_i S$$

$d_e S$ = Variation d'entropie provenant des échanges avec l'extérieur

$d_i S$ = Source d'entropie: création d'entropie à l'intérieur du système due aux phénomènes irréversibles se développant dans le système

avec: $d_e S = \frac{dQ}{T}$ $d_i S \geq 0$

dQ = Echange de chaleur du système avec l'extérieur

T = Température thermodynamique du système

L'examen de la source d'entropie est à la base des méthodes de la Thermodynamique des Processus Irréversibles (T.P.I.). Cette source fait apparaître tous les phénomènes irréversibles se développant dans le système; de plus il est possible d'explicitier les relations phénoménologiques de tous ces phénomènes irréversibles, en admettant les hypothèses de la T.P.I.

Méthodes d'obtention de la source d'entropie.

La relation de Gibbs, déduite des deux principes fondamentaux de la thermodynamique, est à la base de l'obtention de la source d'entropie 9.p19 .Elle est de la forme:

$$dU = TdS - pdV + \sum_i \mu_i dm_i$$

U = Energie interne du système

p = Pression à l'intérieur du système

dm_i = Variation de masse du constituant i du système

μ_i = Potentiel chimique massique du constituant i

Pour un milieu poreux constitué de trois phases dont les mouvements sont indépendants, la relation de GIBBS peut être écrite pour chaque phase en suivant son mouvement [2].

Après écriture sur place des trois relations de GIBBS et sommation on obtient le bilan total d'entropie pour le milieu poreux, il est de la forme:

$$\frac{\partial}{\partial t} s = - \operatorname{div} \Phi_s + S$$

A ce niveau du raisonnement interviennent les méthodes et hypothèses de la T.P.I. linéaire qui sont:

- La source d'entropie peut se mettre sous la forme d'une somme de produits de flux par des forces thermodynamiques: [8 p 24]

$$S = \sum_i J_i X_i \geq 0$$

J_i = Flux thermodynamique (vitesse, flux de diffusion, vitesse de réaction)

X_i = Force thermodynamique (gradient de pression, gradient de température...)

- - Hypothèse de linéarité: il existe un système de relations linéaires entre flux et forces [8 p 24]

$$J_i = \sum_k L_{ik} X_k$$

- Principe de CURIE: Pour un système isotrope à l'équilibre il ne peut y avoir de couplage entre flux et forces d'ordre de tensorialité différent [8 p 31]

- Relation d'ONSAGER [8 p 38]

$$L_{ik} = L_{ki}$$

L'avantage essentiel des méthodes de la T.P.I. est de séparer les divers phénomènes élémentaires irréversibles qui se développent dans le système et de trouver la forme des relations qui les régissent en évitant la recherche empirique de lois expérimentales.

La validation des relations phénoménologiques tirées des méthodes de la T.P.I. réside dans leur confrontation à l'expérience. Certaines relations phénoménologiques pourront être directement comparées aux lois expérimentales connues:

- loi de DARCY pour la filtration des phases fluides [15.p248]
- loi de FOURIER pour la conduction thermique
- loi de FICK pour la diffusion des constituants à l'intérieur d'une phase. [1.p237]

Les autres relations devront faire l'objet de vérifications expérimentales spécifiques. [3]

PARTIE N° 2

ETUDE D'UNE APPLICATION TYPE

"STOCKAGE DE CHALEUR SOUTERRAIN DANS LES SOLS"

2.1. POSITION DU PROBLÈME

Dans son objectif premier, l'application type présentée dans cette partie n°2, concerne la validation globale du modèle théorique proposé dans le cas d'un sol non saturé en température.

Cette application, qui fait l'objet de recherches en cours au laboratoire de Génie Civil de l'U.S.T.L., comporte essentiellement trois étapes:

a/ Réalisation d'un modèle physique, constitué par une aire d'essais permettant de suivre l'évolution d'une couche de sol non saturée avec gradients de température.

b/ Intégration du modèle théorique local traduisant l'évolution d'un milieu polyphasique, dans les conditions initiales et aux limites du modèle physique.

c/ Enfin comparaison entre modèle physique et mathématique des champs de variables mesurées et calculées, afin de juger du degré de confiance que l'on peut accorder aux résultats du modèle mathématique proposé.

Dans son objectif second, le modèle physique peut être considéré comme un modèle réduit de stockage de chaleur sous une couche de sol non saturé. Ce modèle réduit doit permettre, globalement et indépendamment de toute modélisation mathématique:

a/ D'évaluer les pertes de masse et surtout d'énergie à travers cette couche de sol non saturé, pertes liées à l'aspect économique d'un tel procédé de stockage de chaleur.

b/ De conclure sur les nuisances provoquées par ce stockage, nuisances reliées à l'aspect écologique du procédé.

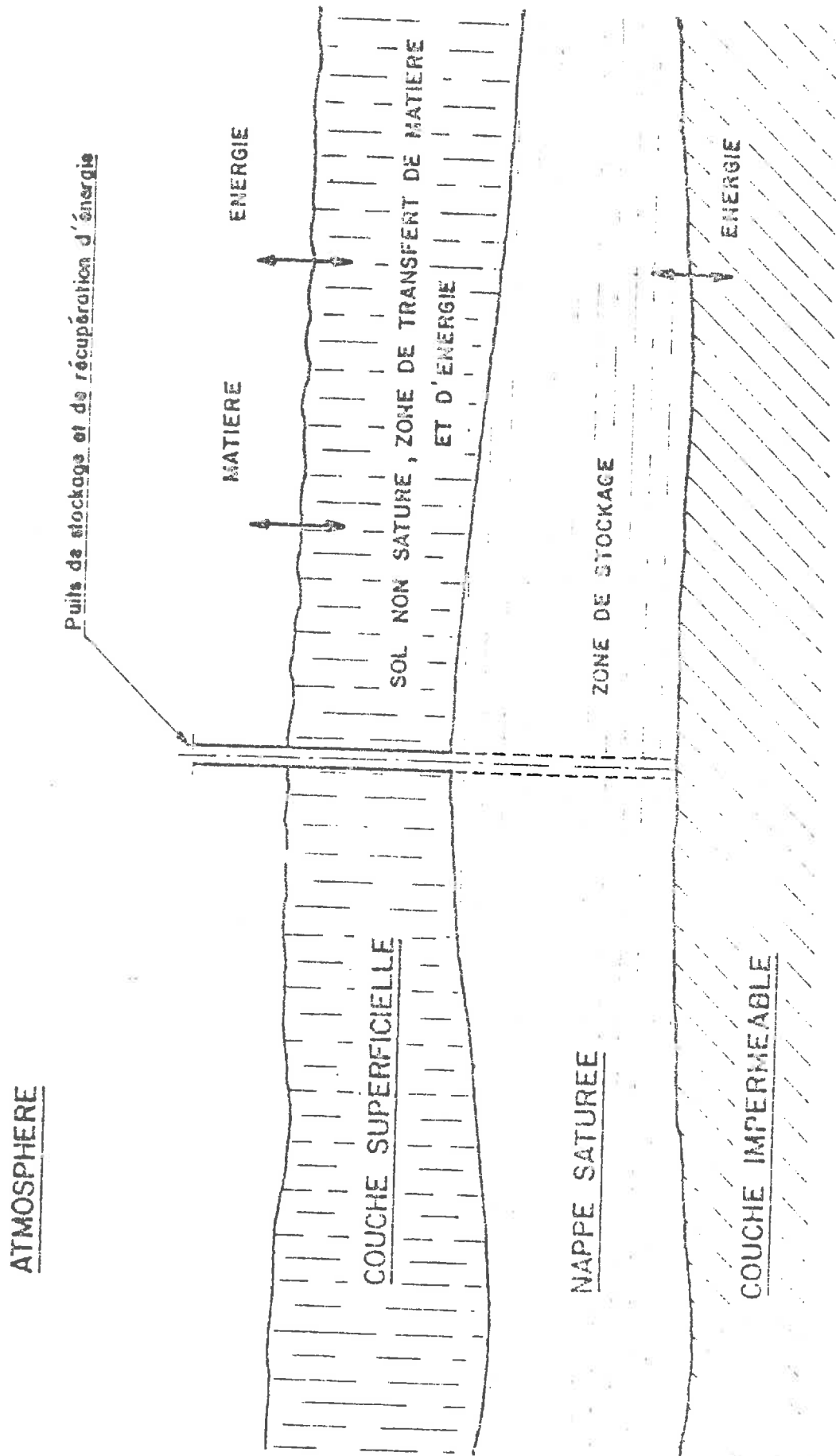


FIG. 1. REPRESENTATION SCHEMATIQUE D'UN SITE DE STOCKAGE A FAIBLE PROFONDEUR DANS UNE NAPPE SATURÉE

2.2. MODÈLE DE PRÉVISION

2.2.0. Hypothèses

Le sol non saturé est considéré comme un milieu hétérogène composé:

- d'une phase solide:supposée invariante au cours du temps,macroscopiquement isotrope,chimiquement neutre constituée par les grains du sol
- d'une phase liquide:constituée par de l'eau supposée pure
- d'une phase gazeuse:composée uniquement d'un mélange d'air et de vapeur d'eau.

La seule réaction prise en compte est le changement de phase de l'eau.

2.2.1. Choix des variables de description

Les variables de description du milieu sont:

- Les masses volumiques apparentes :

ρ_1 :masse volumique apparente du solide (constante et uniforme)

ρ_e :masse volumique apparente de l'eau

ρ_a :masse volumique apparente de l'air

ρ_v :masse volumique apparente de la vapeur d'eau

- Les températures:

T_1 :température de la phase solide

T_2 :température de l'ensemble phase liquide - phase gazeuse.

Les températures T_1 et T_2 sont introduites pour aborder des problèmes de géothermie.

2.2.2 Le modèle local

Le modèle local se compose: [2, pp.78-82]

- de trois équations de bilan de masse et de deux équations de bilan d'énergie
- de sept relations phénoménologiques
- de fonctions d'état.

A/ EQUATIONS DE BILANS

A1/ EQUATIONS DE BILAN DE MASSE

- bilan de masse de l'eau liquide

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_e = - (\rho_e \cdot v_e^k)_{,k} - J \quad (1)$$

v_e^k : vitesse de l'eau liquide

J : vitesse de changement de phase ou masse d'eau qui passe de l'état liquide à l'état vapeur par unité de temps et de volume de milieu poreux

- bilan de masse de la vapeur d'eau

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_v = - (\rho_v \cdot v_g^k)_{,k} - J_{v,k}^k + J \quad (2)$$

v_g^k : vitesse de la phase gazeuse

$J_{v,k}^k$: flux de diffusion de la vapeur d'eau dans la phase gazeuse

$$J_{v,k}^k = \rho_v (v_v^k - v_g^k)$$

- bilan de masse de l'air

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_a = - (\rho_a \cdot v_g^k)_{,k} + J_{v,k}^k \quad (3)$$

A2/ EQUATIONS DE BILAN D'ENERGIE

- phase solide

$$\frac{\partial \rho_1 u_1}{\partial t} = - J_{q_1, k}^k + \hat{u}_1 \quad (4)$$

u_1 : énergie interne par unité de masse du squelette

$J_{q_1}^k$: flux d'énergie calorifique dans la phase solide

\hat{u}_1 : apport d'énergie calorifique à la phase solide par unité de temps et de volume de milieu poreux, en provenance des autres phases ou constituants.

- ensemble phase liquide - phase gazeuse

$$\sum_{i=e, a, v} \frac{\partial \rho_i u_i}{\partial t} = - \sum_{i=e, a, v} (\rho_i h_i v_i^k)_{,k} - J_{q_2, k}^k - \hat{u}_1 \quad (5)$$

u_i et h_i : énergie interne et enthalpie par unité de masse du constituant ou de la phase i

v_i^k : vitesse du constituant ou de la phase i

$J_{q_2}^k$: flux d'énergie calorifique dans l'ensemble phase liquide - phase gazeuse.

B/ RELATIONS PHENOMENOLOGIQUES

- conduction thermique dans la phase solide

$$J_{q_1}^k = -\lambda_1 \cdot T_{1, k} \quad (6)$$

λ_1 : conductivité thermique de la phase solide

- conduction thermique dans les phases liquides et gazeuses

$$J_{q_2}^k = -\lambda_2 \cdot T_{2, k} \quad (7)$$

λ_2 : conductivité thermique de l'ensemble phase liquide phase gazeuse.

- diffusion de la vapeur d'eau

$$J_v^k = L_{dd} \cdot R \cdot T_2 \left[\frac{1}{M_a} \text{Ln } p_a^* - \frac{1}{M_e} \text{Ln } p_v^* \right]_{,k} \quad (8)$$

L_{dd} : coefficient phénoménologique propre de diffusion de la vapeur d'eau dans la phase gazeuse.

R : constante des gaz parfaits.

p_a^* : pression partielle de l'air à l'échelle des pores .

M_a : masse molaire fictive de l'air

M_e : masse molaire de l'eau.

p_v^* : pression partielle de la vapeur d'eau à l'échelle des pores.

- filtration de l'eau liquide

$$v_e^k = - K_e \left[\Psi + \left(p_g^* / \rho_w \cdot g \right) + z \right]_{,k} \quad (9)$$

K_e : coefficient de Darcy pour la phase liquide.

ρ_w : masse volumique de l'eau

p_g^* : pression totale de la phase gazeuse à l'échelle des pores.

g : accélération de la pesanteur.

z : coordonnée sur un axe vertical opposé à l'accélération de la pesanteur.

Ψ : potentiel capillaire

- filtration de la phase gazeuse

$$v_g^k = - K_g (p_{g,k}^* - \rho_g^* \cdot g^k) \quad (10)$$

K_g : coefficient de Darcy pour la phase gazeuse.

ρ_g^* : masse volumique apparente de la phase gazeuse à l'échelle des pores du milieu poreux.

g^k : pesanteur

- changement de phase de l'eau

$$J = \frac{\partial}{\partial t} \rho_{vs} + (\rho_{vs} \cdot v_{vs})_{,k} - L_{rr} \frac{R}{M_e} \cdot \ln p_v^*/p_{vs} \quad (11)$$

ρ_{vs} : masse volumique apparente de la vapeur d'eau lorsque sa pression partielle est égale à sa pression d'équilibre p_{vs} ;

L_{rr} : coefficient phénoménologique propre de changement de phase de l'eau.

v_{vs} : vitesse de la vapeur d'eau lorsqu'elle est en état d'équilibre avec l'eau du milieu poreux.

p_{vs} : pression partielle d'équilibre de la vapeur d'eau dans le milieu poreux.

- transfert d'énergie entre la phase solide et les autres phases

$$\hat{u}_1 = L_{qq} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right) \quad (12)$$

L_{qq} : coefficient phénoménologique propre d'échange de chaleur entre la phase solide et les autres phases.

C/ FONCTIONS D'ETAT

$$p_a^* = \frac{R \cdot T_2}{M_a \cdot n_1} \rho_a \quad (13)$$

M_a :masse molaire fictive de l'air.

n_1 :volume occupé par la phases gazeuse par unité de volume du milieu poreux.

$$n_1 = 1 - \frac{\rho_l}{\rho_s} - \frac{\rho_e}{\rho_w} \quad (14)$$

ρ_l :masse volumique apparente des grains du sol.

ρ_s :masse volumique des grains du sol.

ρ_w :masse volumique de l'eau liquide.

$$p_v^* = \frac{R \cdot T_2}{M_e \cdot n_1} \rho_v \quad (15)$$

M_e :masse molaire de l'eau.

$$p_g^* = p_a^* + p_v^* \quad (16)$$

$$u_l = c_{p,l} (T_2 - T_0) \quad (17)$$

$c_{p,l}$:chaleur massique de la phase solide à pression constante.

T_0 :température de référence.

$$h_e = c_{p,e} (T_2 - T_0) + g \cdot \psi + \frac{1}{\rho_w} p_g^* + \frac{R \cdot T_2}{M_e} \ln \frac{p_{vs}}{p_{vso}} \quad (18)$$

$c_{p,e}$:chaleur massique de la phase liquide à pression constante.

p_{vs} :pression d'équilibre de la vapeur d'eau dans le milieu poreux.

p_{vso} :pression partielle de la vapeur d'eau hors du milieu poreux, à la saturation.

$$h_v = c_{p,e} (T_2 - T_0) + L(T_2) \quad (19)$$

$L(T_2)$:chaleur latente de vaporisation de l'eau

$$h_a = c_{v,a}(T_2 - T_0) + \frac{R \cdot T_2}{M_a} \quad (20)$$

$c_{v,a}$: chaleur massique de l'air à volume constant.

M_a : masse molaire fictive de l'air.

$$u_v = h_v - \frac{R \cdot T_2}{M_e} \quad (21)$$

$$u_a = h_a - \frac{R \cdot T_2}{M_a} \quad (22)$$

$$u_e = h_e + \frac{p_e}{\rho_e} \quad (23)$$

D/ RELATION D'HYSTERESIS

Compte tenu des phénomènes d'hystérésis observés sur la succion capillaire, la variable Ψ ne peut être considérée comme une fonction des variables d'état du sol.

L'hypothèse adoptée dans cette étude, et développée dans [12], consiste à admettre que les variations de Ψ , seules nécessaires pour l'exploitation du modèle, sont fonction, non seulement des variations des paramètres d'état du sol, mais également du sens de ces variations, si l'on désigne par $d\rho_i^+$ une variation positive du seul paramètre ρ_i et par $d\rho_i^-$ une variation négative de ce paramètre, les variations concomitantes de Ψ , notées respectivement $d\Psi^+$ et $d\Psi^-$ sont de la forme:

$$d\Psi^+ = F_i^+ \cdot d\rho_i^+$$

$$d\Psi^- = F_i^- \cdot d\rho_i^-$$

Les expressions F_i^+ et F_i^- étant de véritables fonctions d'état dépendant de toutes les variables d'état du sol et de Ψ

Dans le cas où l'on admet, en toute première approximation, que les phénomènes d'hystérésis ne sont en relation qu'avec la composition en eau liquide du sol, les relations précédentes peuvent s'écrire:

$$d\Psi^+ = F_e^+ \cdot d\rho_e^+ \quad (24)$$

$$d\Psi^- = F_e^- \cdot d\rho_e^- \quad (25)$$

Les fonctions F_e^+ et F_e^- ne dépendent dans ce cas particulier que de ρ_e et de Ψ . Les valeurs $F_e^+(\rho_e, \Psi)$ et $F_e^-(\rho_e, \Psi)$ peuvent se déduire, par interpolation, des cheminements d'hystérésis. Un exemple de tels cheminements, utilisé dans la suite, est donné en figure 2 (imbibition) et en figure 3 (drainage), d'après [16] .

En fait les variations de Ψ dépendent des autres paramètres d'état et tout particulièrement du paramètre température T. L'importance de ce sujet nécessite le développement d'études expérimentales pour obtenir les champs $F_i^{+-}(\rho_j, \Psi)$, études auxquelles nous apportons une contribution dans la partie expérimentale de ce mémoire, au paragraphe 2.3.2.

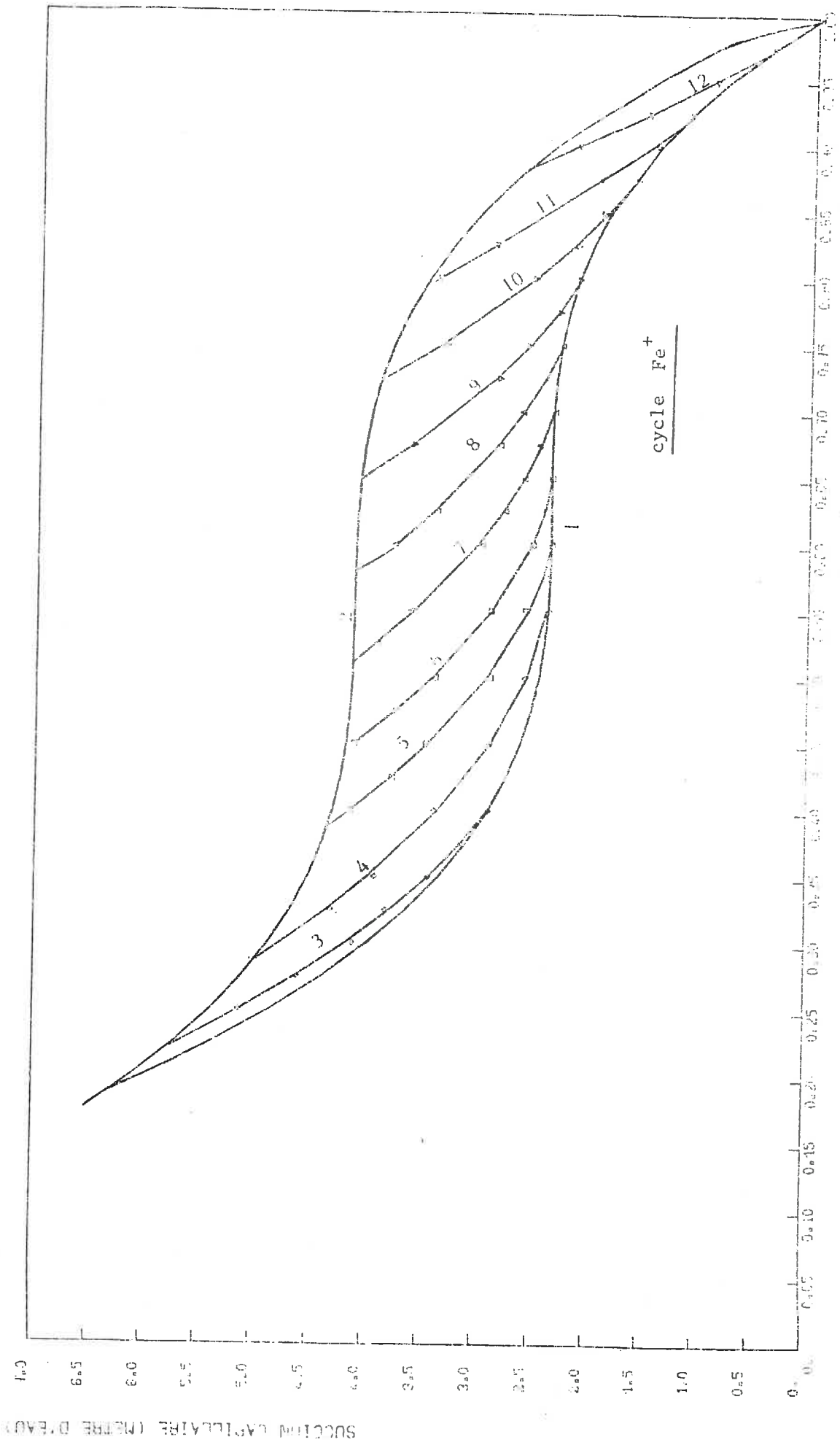


Fig. 2 Cycle d'ionisation de Fe⁺ D'après [16] et [10]

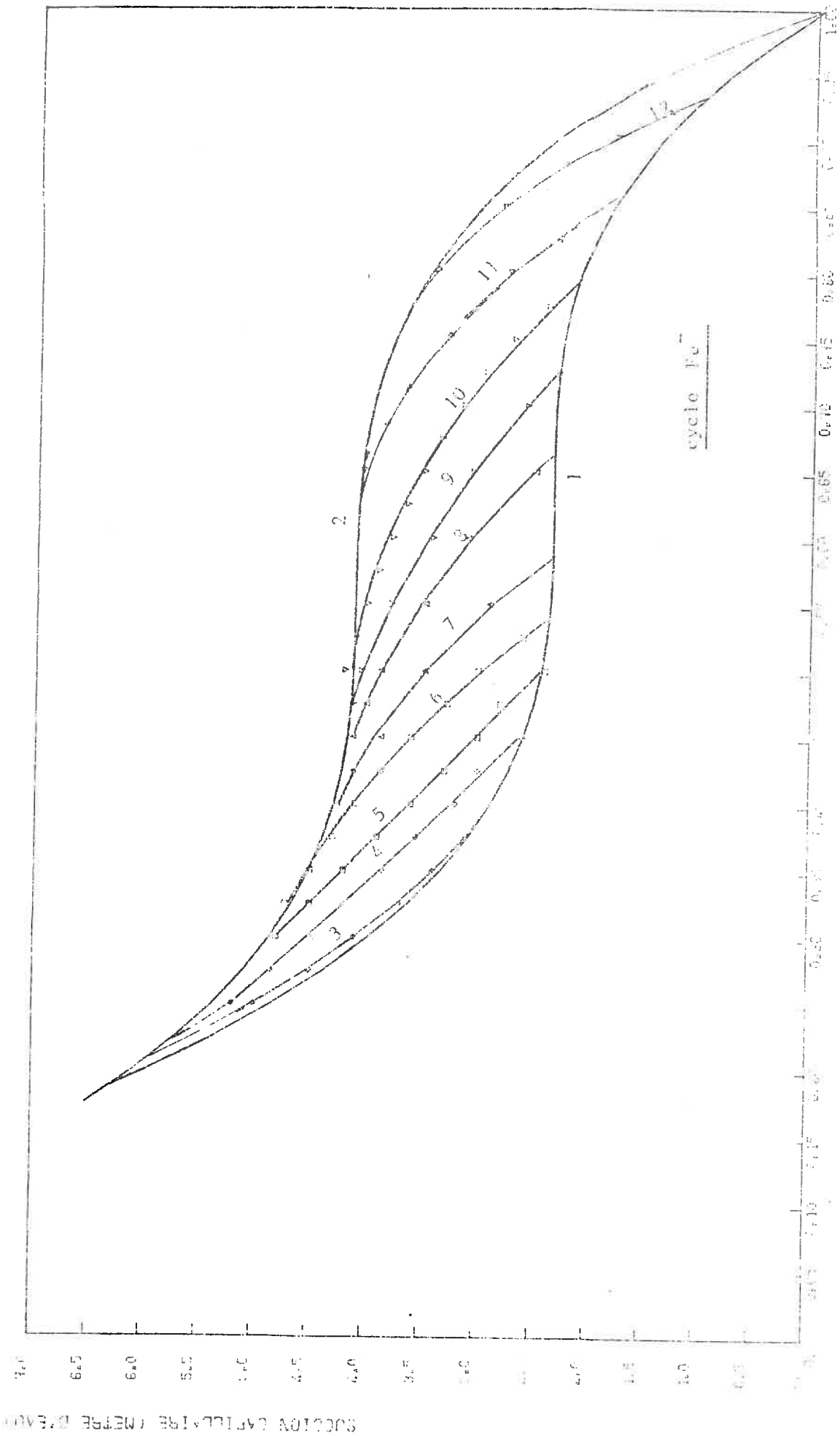


Fig. 3 Cycle d'hystérésis en drainage D'après [16] et [10]

Fig. 4 Cycle de saturation

2.2.3. Analyse numérique. Discrétisation. Programmation. (d'après 10)

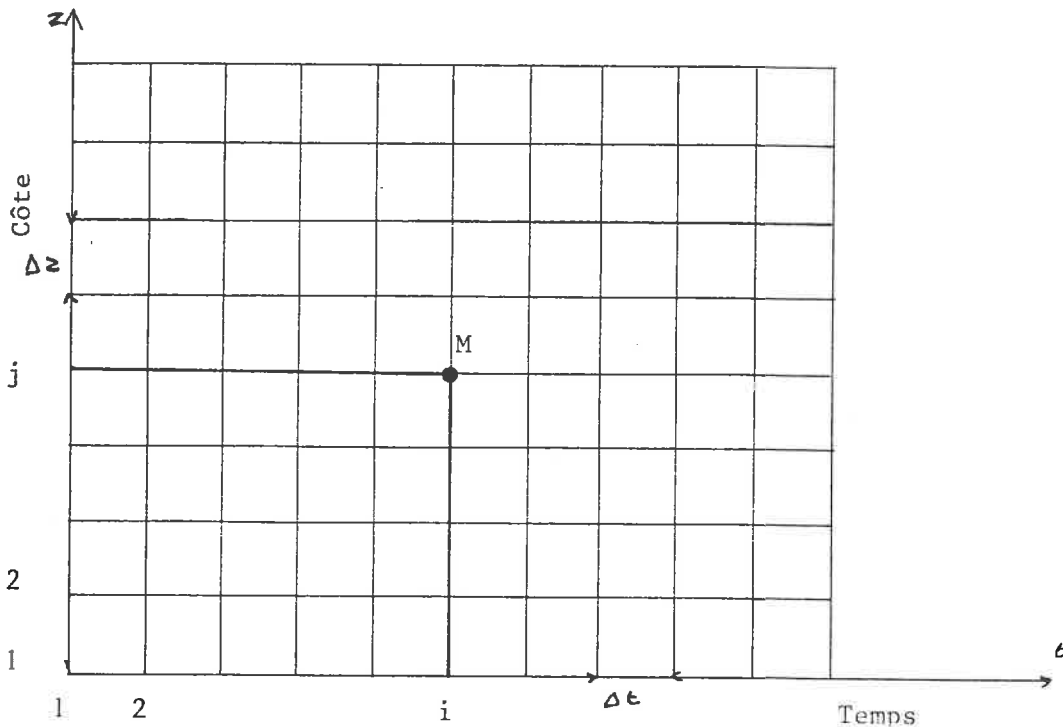
La résolution des équations du modèle ne peut être envisagée de façon analytique que sur des formes dégradées de ce système qui ne présentent ici aucun intérêt.

Seule une résolution numérique peut être envisagée, celle-ci n'étant à son tour simple que si l'on consent à des simplifications pour linéariser les équations.

Reste ensuite à discrétiser ces équations, pour appliquer la méthode des différences finies qui s'impose de par la structure du problème.

Dans ce qui suit on admettra que les transferts dans la couche de sol sont unidirectionnels; c'est-à-dire que les variables de description du sol ne dépendent que du temps et de la cote z par rapport à la base de la couche de sol.

DISCRETISATION: L'espace de travail (t, z) est discrétisé en adoptant un pas de temps Δt et un pas d'espace Δz .



Dans cet espace discrétisé un point M est repéré par ses coordonnées $t = i$ et $z = j$ où i est l'indice permettant de se déplacer dans le temps et j l'indice permettant de se déplacer dans l'espace.

$j = 1$ correspond à la limite inférieure de la couche

$j = N$ correspond à la limite supérieure de la couche.

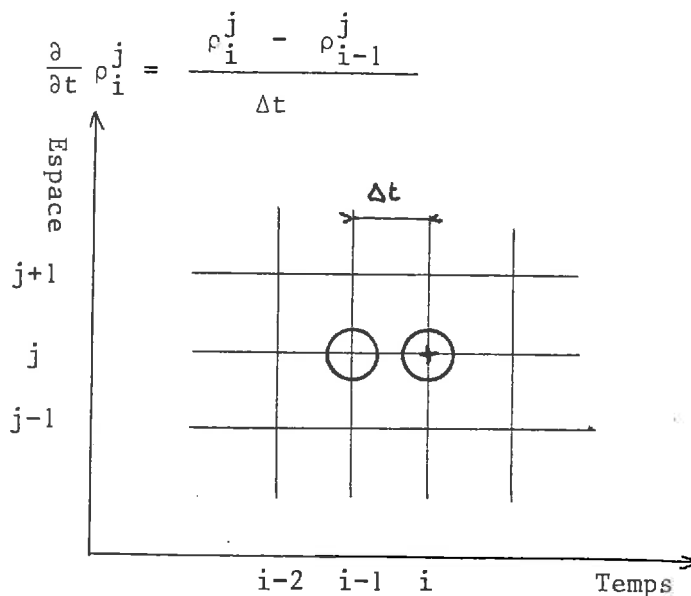
Les différentes dérivées apparaissant dans les équations différentielles du modèle, peuvent alors être écrites en fonction des valeurs des variables discrétisées

- les dérivées premières

Pour une grandeur quelconque ρ les dérivées premières sont approchées avec des différences finies obtenues à partir d'un développement en série de Taylor du premier ordre.

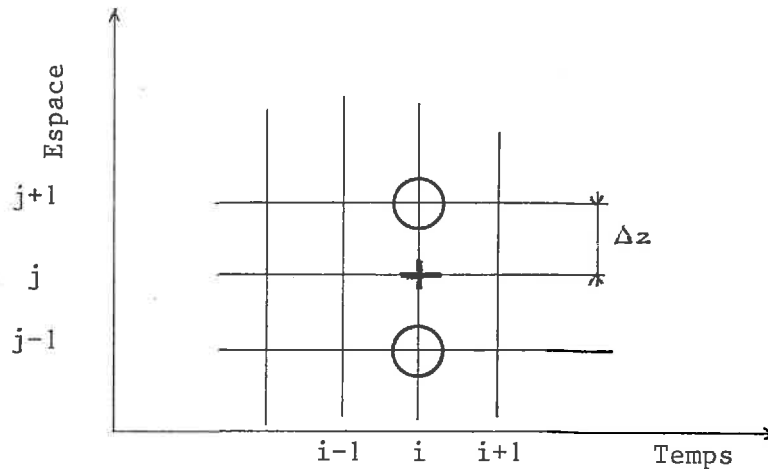
$$\rho(t+dt) = \rho(t) + \frac{\partial \rho}{\partial t} \cdot dt + \varepsilon(dt^2)$$

dérivée première par rapport au temps au point j et à l'instant i



dérivée par rapport à l'espace au point j et à l'instant i

$$\frac{\partial}{\partial z} \rho_i^j = \frac{\rho_i^{j+1} - \rho_i^{j-1}}{2\Delta z}$$

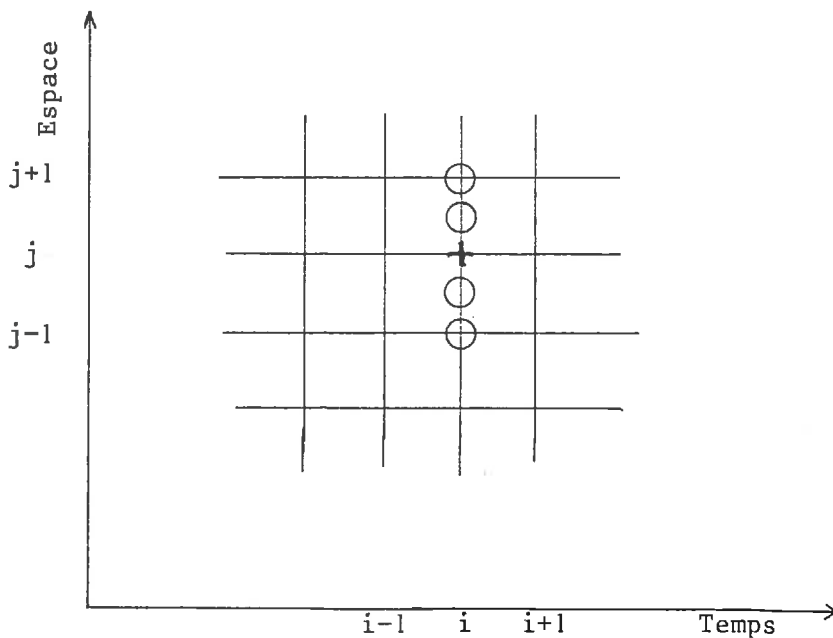


- les dérivées secondes par rapport à l'espace

Les dérivées secondes sont approchées suivant le schéma ci-dessous: exemple $\frac{\partial}{\partial z} (\lambda \cdot \text{grad}(T))$

$$\frac{\partial}{\partial z} (\lambda_i^j \frac{\partial}{\partial z} T_i^j) = \frac{1}{\Delta z} \left| \lambda_i^{j+1/2} \cdot \frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta z} - \lambda_i^{j-1/2} \cdot \frac{T_i^j - T_i^{j-1}}{\Delta z} \right|$$

$$\lambda_i^{j+1/2} = (\lambda_i^j \cdot \lambda_i^{j+1})^{1/2}$$



Après linéarisation, l'écriture des équations de bilan discrétisées conduit pour chaque variable d'état à un système linéaire de la forme:

$$A \cdot (\rho) = (B)$$

où (ρ) est le vecteur dont les coordonnées sont les valeurs de la variable d'état étudiée sur une verticale. La matrice A caractérise l'état du sol au temps t considéré. Le vecteur (B) dépend essentiellement des conditions aux limites au temps t .

La résolution de ce système fournit la distribution de ρ sur une verticale.

2.2.4. Application du modèle à la prévision du comportement d'un sol non saturé situé au dessus d'un site de stockage.

Il s'est rapidement avéré qu'il était pratiquement impossible de mettre au point simultanément la programmation des cinq équations de bilan, celles ci recouvrant des phénomènes de nature différente. Il est possible sous certaines hypothèses de programmer les équations indépendamment les unes des autres. Un regroupement est envisagé ultérieurement.

Dans cette optique deux problèmes ont été traités en premier lieu:

- *Etude numérique des transferts d'eau liquide et d'énergie au dessus d'un stockage d'énergie solaire.*
- *Etude des transferts d'eau en phase vapeur à la surface d'un sol à faible teneur en eau.*

Le premier problème est relatif à la programmation des bilans de masse de l'eau liquide (1) et d'énergie (4) et (5) en supposant les températures des phases liquide et solide identiques. Le second concerne la programmation de l'équation de bilan de masse de la vapeur d'eau.

Il est prévu de faire la synthèse de ces deux programmations, d'y ajouter la programmation de l'équation de bilan de l'air (3) de façon à obtenir un modèle général de transferts de masse et d'énergie des sols non saturés.

APPLICATION I : ETUDE NUMERIQUE DES TRANSFERTS D'EAU LIQUIDE ET D'ENERGIE
AU DESSUS D'UN STOCKAGE D'ENERGIE SOLAIRE.

Le modèle utilisé [10]

- Relation de bilan

Bilan de masse de l'eau liquide:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_e = - (\rho_e \cdot v_e^k)_{,k} \quad (27)$$

bilans d'énergie interne:

$$\sum_{i=1,e} \frac{\partial}{\partial t} \rho_i u_i = - (\rho_e \cdot h_e \cdot v_e^k) - J_{q,k}^k \quad (28)$$

où $J_q^k = J_{q1}^k + J_{qe}^k$ est le flux de chaleur total par conduction thermique

- Relations phénoménologiques utilisées

Filtration de la phase liquide

$$v_e^k = - K_e (\Psi + z)_{,k} \quad (29)$$

Conduction thermique

$$J_q^k = - \lambda \cdot T_{,k} \quad (30)$$

où λ est la conductivité thermique totale avec: $\lambda = \lambda_1 + \lambda_2$

- Fonctions d'état

$$u_l = c_{p,l} (T - T_0) \quad (31)$$

$$u_e = h_e = c_{p,e} (T - T_0) \quad (32)$$

T_0 : température de référence

Présentation des phases de calcul.

Les conditions initiales nécessaires portent sur la distribution de ρ_e, T et Ψ à l'instant initial.

Les conditions aux limites portent sur l'évolution de T et de ρ_e à la base de la couche superficielle de sol ($z=0$) et à la surface du sol ($z=9,75$ m). Dans la réalité les conditions aux limites sont dictées par les conditions atmosphériques; pour introduire les conditions aux limites réelles, il faudrait disposer de résultats de mesures effectuées in situ sur l'évolution des variables d'état à la surface du sol et à la base de la couche de sol non saturé (des travaux sont en cours à ce sujet).

Ne disposant pas de ces mesures lors de la présente étude il a été adopté des conditions aux limites idéalisées. L'introduction de conditions aux limites réelles ne poserait pas de problèmes supplémentaires.

Compte tenu de la taille du programme et de la capacité de l'ordinateur, le calcul a été divisé en quatre phases où l'état final de chacune d'entre elles constitue l'état initial de la phase suivante (cf. Fig 6).

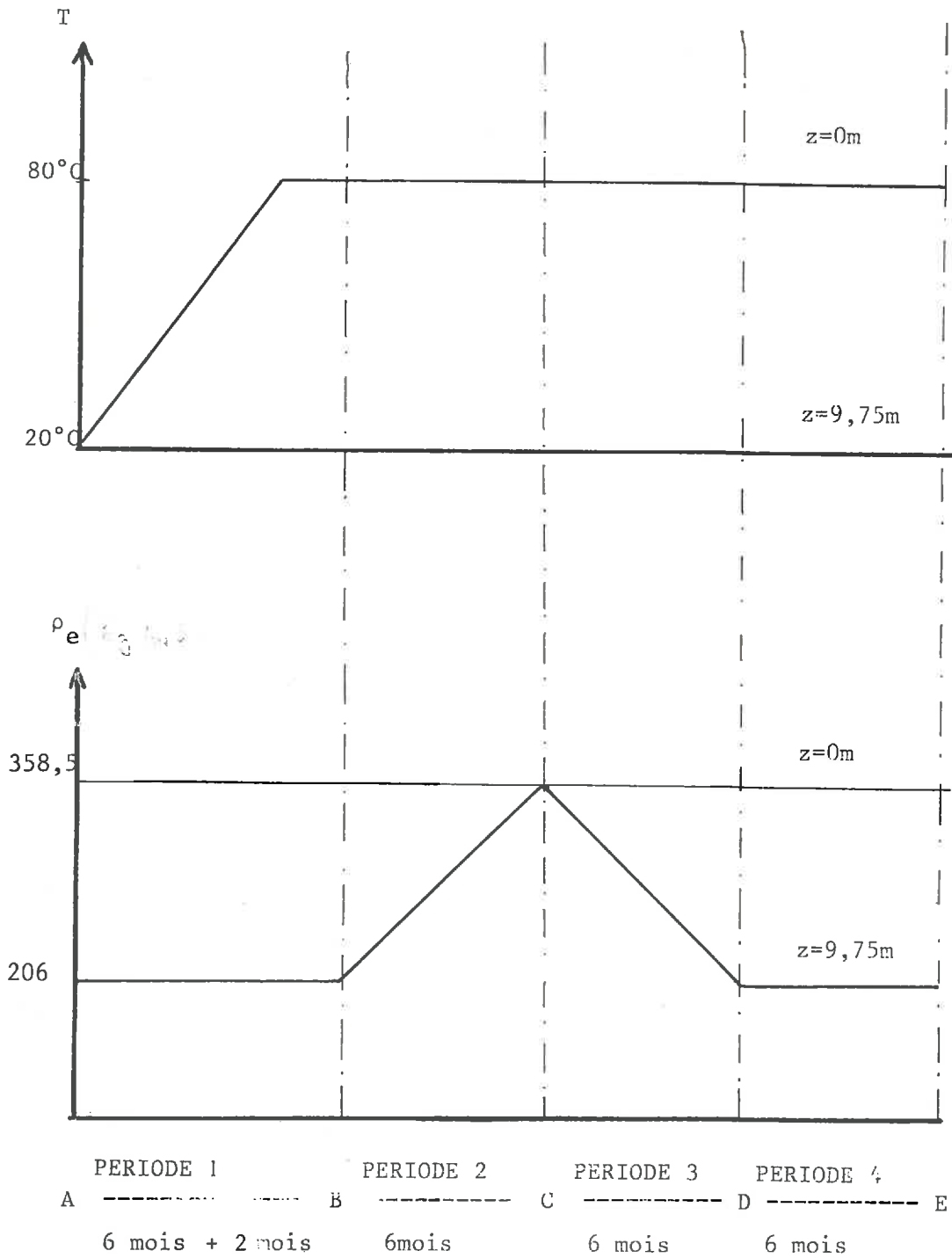


Fig. 6 Conditions aux limites sur T et p_e pour les différentes phases de calcul pour $z=0$ et $z=9,75m$ d'après [18]

PREMIERE PERIODE A-B

Dans la première phase d'une durée de 8 mois, des conditions aux limites représentatives d'une phase de stockage d'énergie sont imposées à la couche de sol. Cette phase est caractérisée par une augmentation régulière de la température à la base de la couche de sol ($z=0$) de 20°C à 80°C .

DEUXIEME PERIODE B-C

Au cours de cette phase d'une durée de six mois, on impose une humidification progressive à la surface du sol ($z=9,75\text{m}$) tout en maintenant la température du stockage à 80°C ($z=0\text{m}$).

TROISIEME PERIODE C-D

Dans cette phase d'une durée de six mois a lieu un séchage progressif à la surface du sol ($z=9,75\text{m}$), la température du stockage est maintenue au cours de cette phase.

QUATRIEME PERIODE D-E

Afin d'étudier la stabilisation des phénomènes dans la couche de sol, les conditions aux limites établies à la fin de la troisième phase sont maintenues pendant six mois.

Présentation des résultats

L'évolution des profils de la masse volumique apparente de l'eau (ρ_e), de la température (T), de la succion capillaire (Ψ) sont donnés:

- figures 7, 8, 9 pour la phase 1,
- figures 10, 11, 12 pour la phase 2
- figures 13, 14, 15 pour la phase 3,
- figures 16, 17, 18 pour la phase 4

on donne également figures 19, 20, 21, 22 l'évolution de Ψ et de ρ_e à l'intérieure des cycles d'hystérésis, en divers points de la couche de sol.

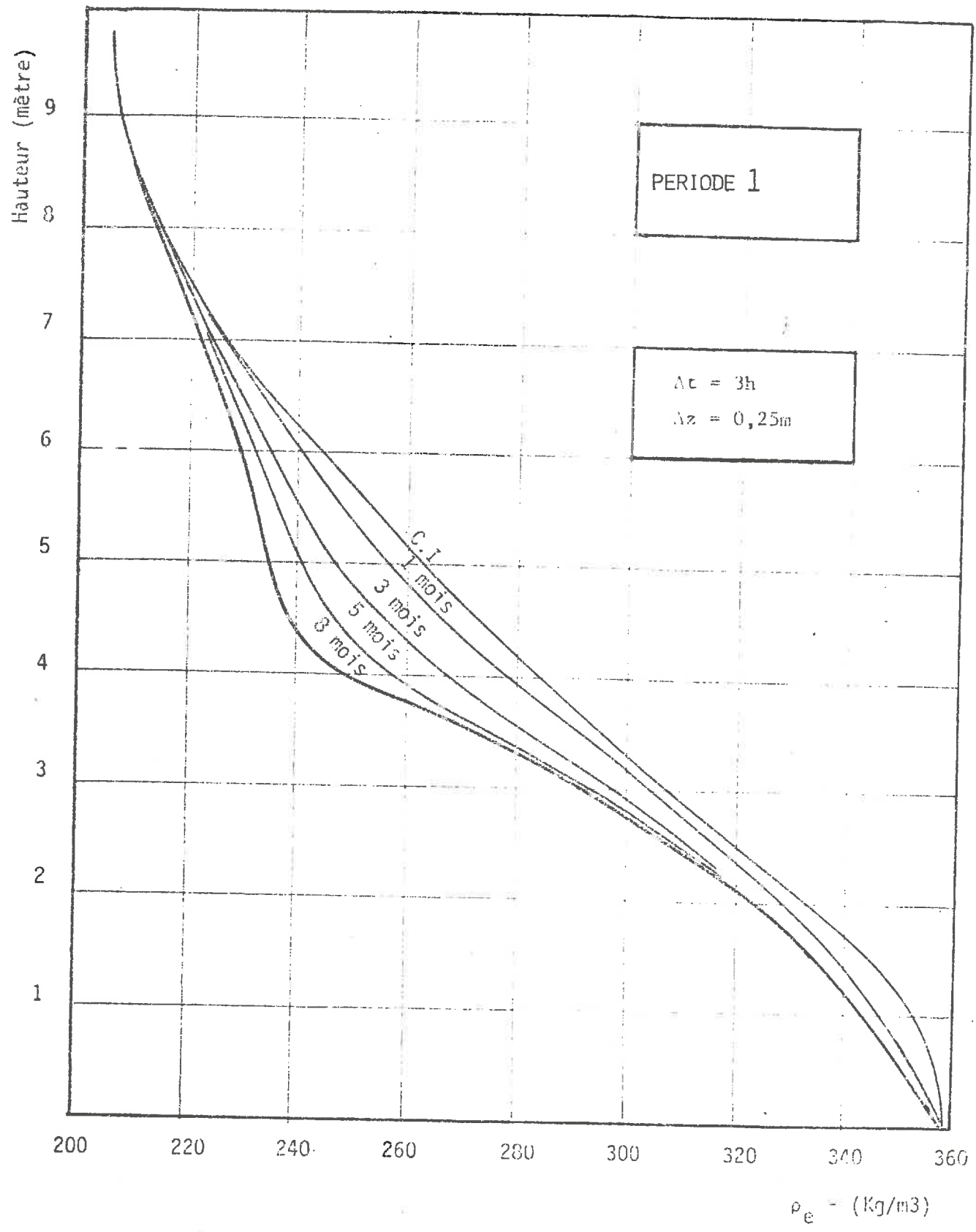


FIG. 7 Distribution de la teneur en eau dans la couche de sol

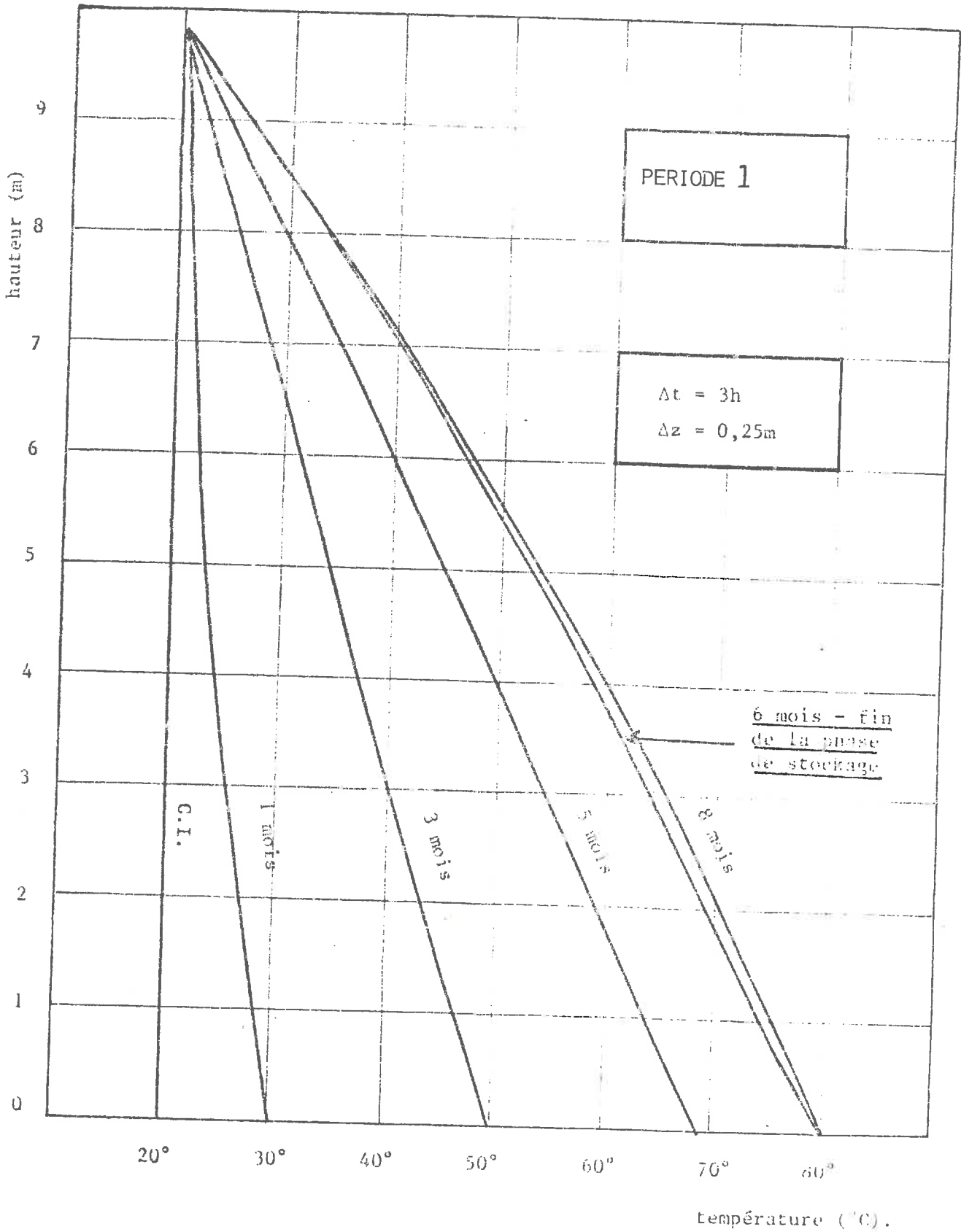


FIG. 8 Distribution de la température dans la couche de sol.

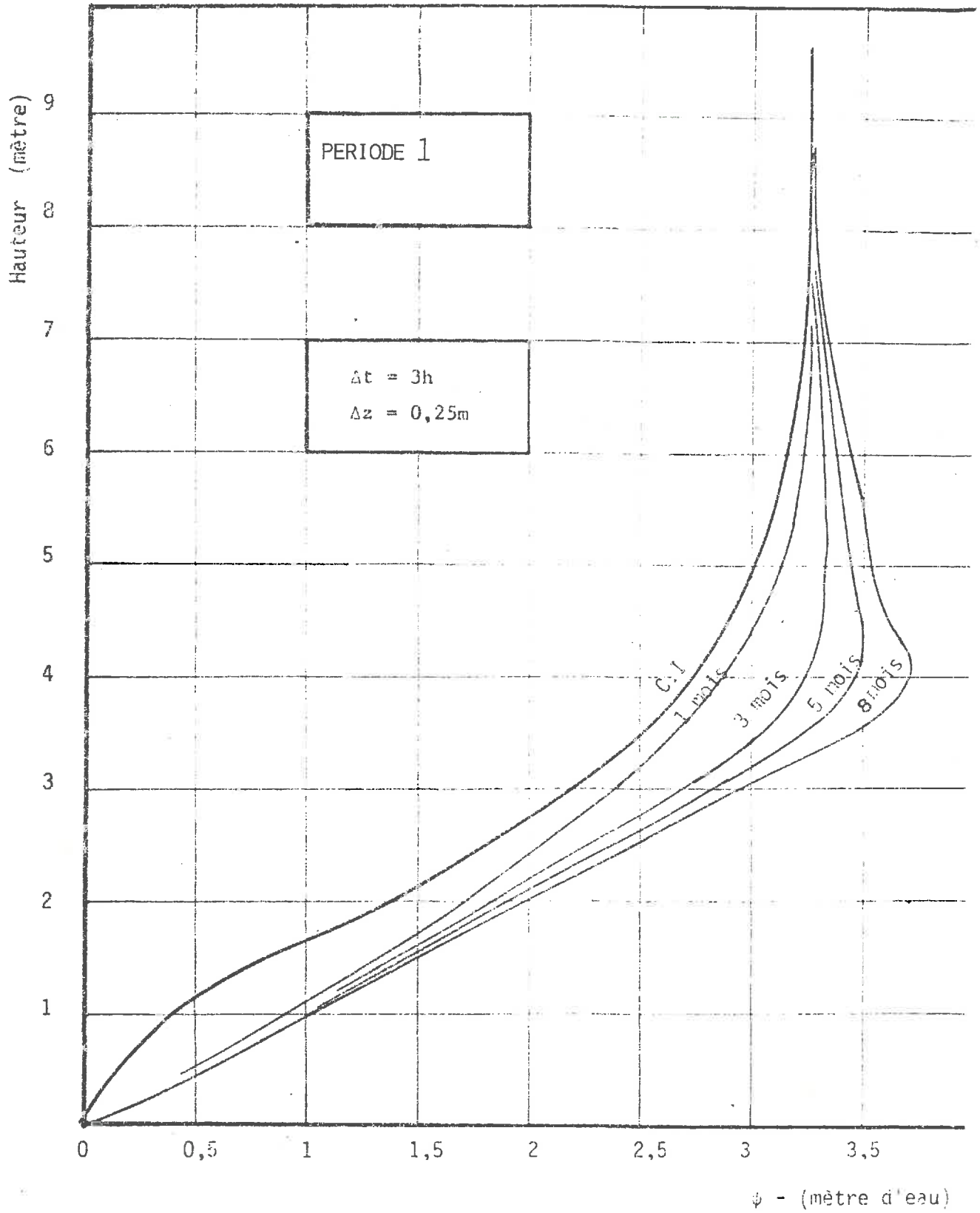


FIG 9 Distribution de la succion capillaire dans la couche de sol

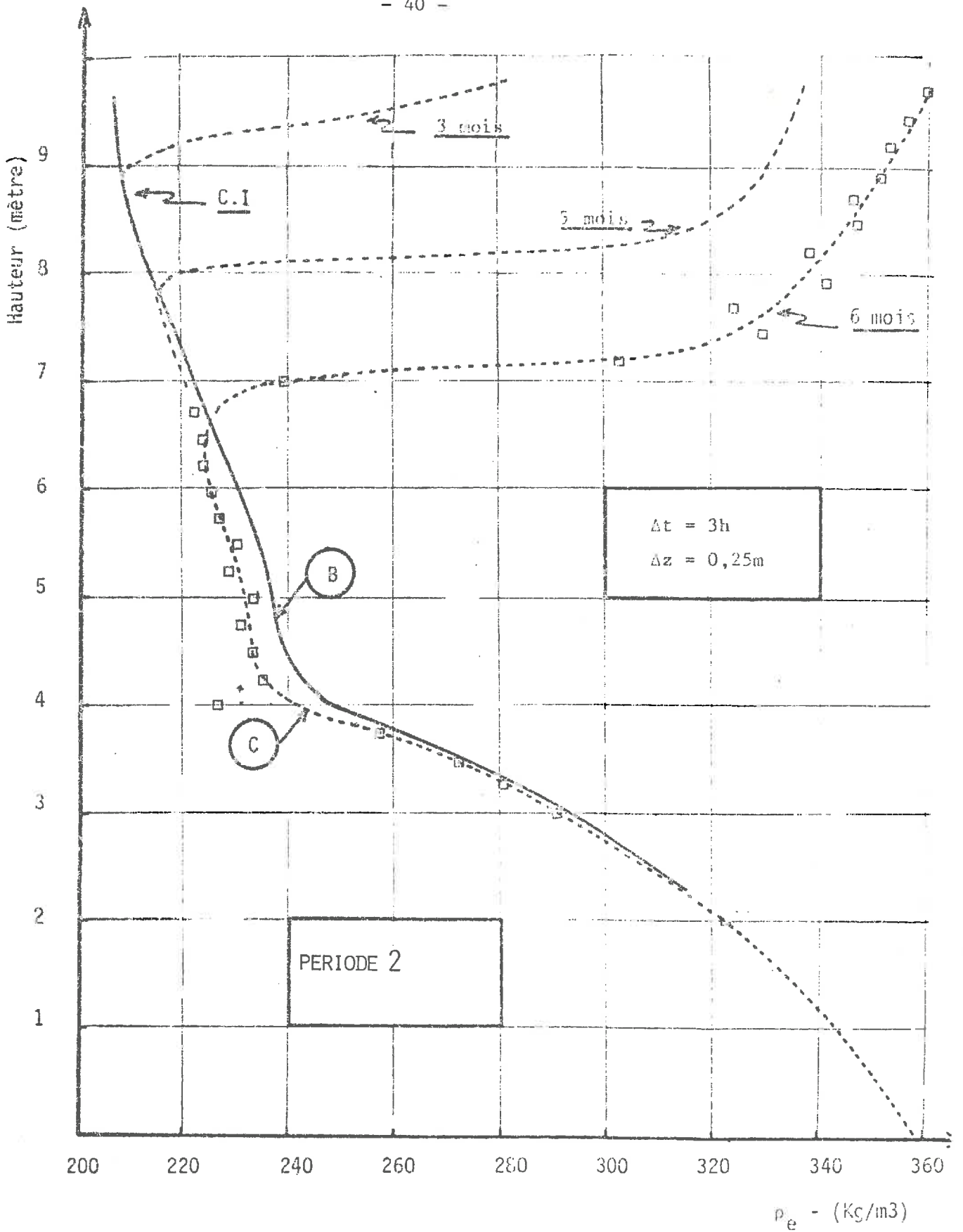


Fig. 10 Distribution de la teneur en eau dans la couche de sol

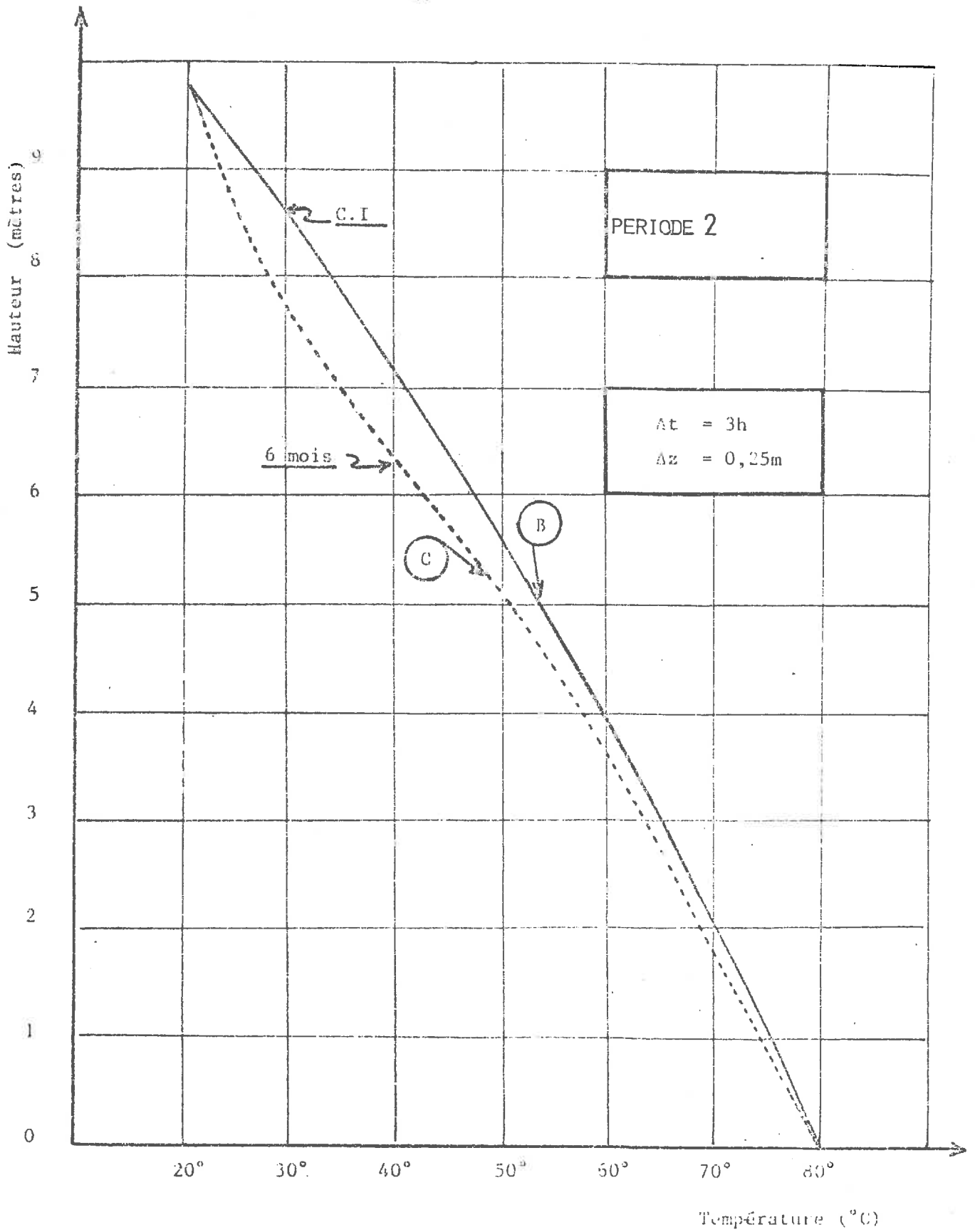


Fig.11 Distribution de la température dans la couche de sol

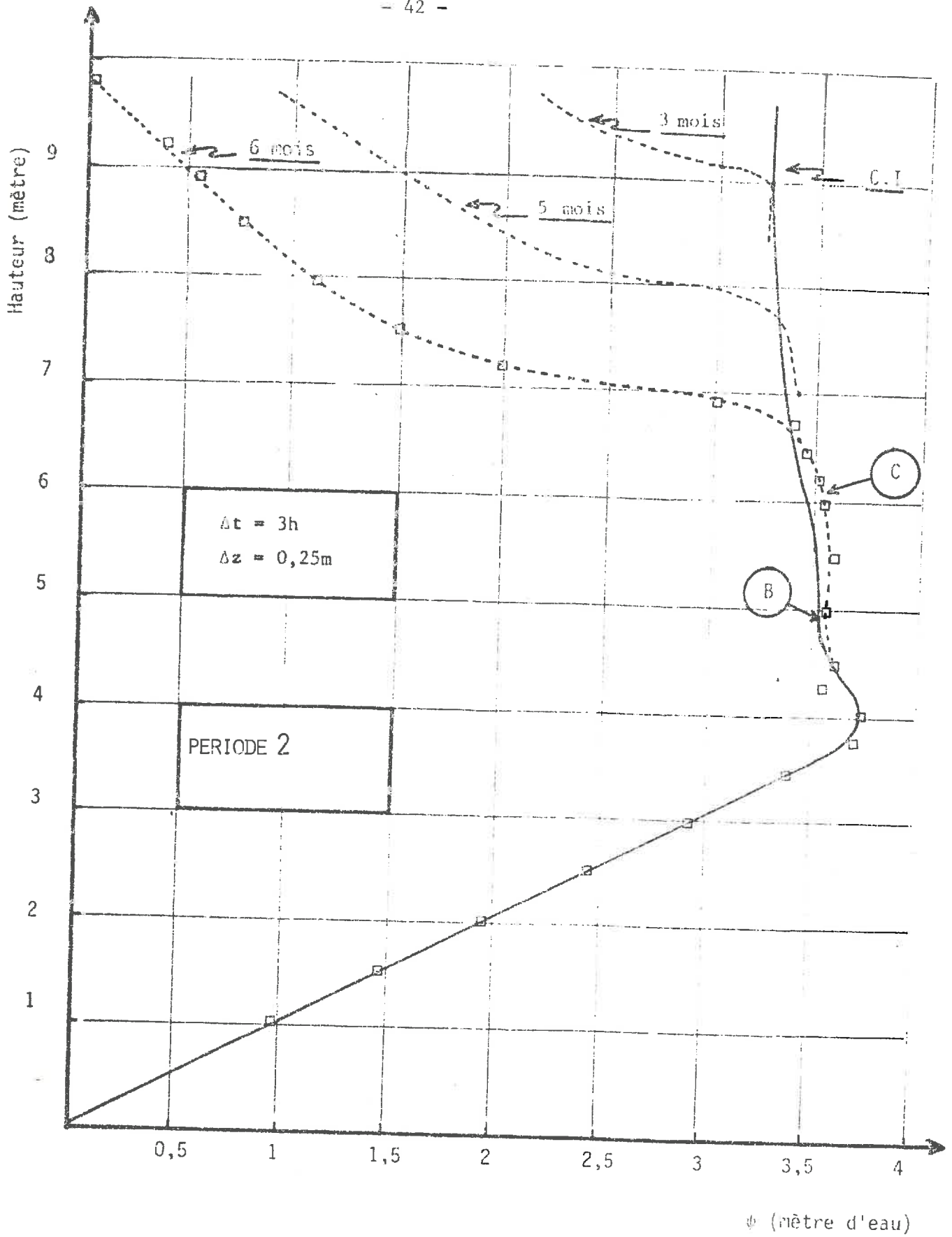


Fig. 12 Distribution de la succion capillaire dans la couche de sol

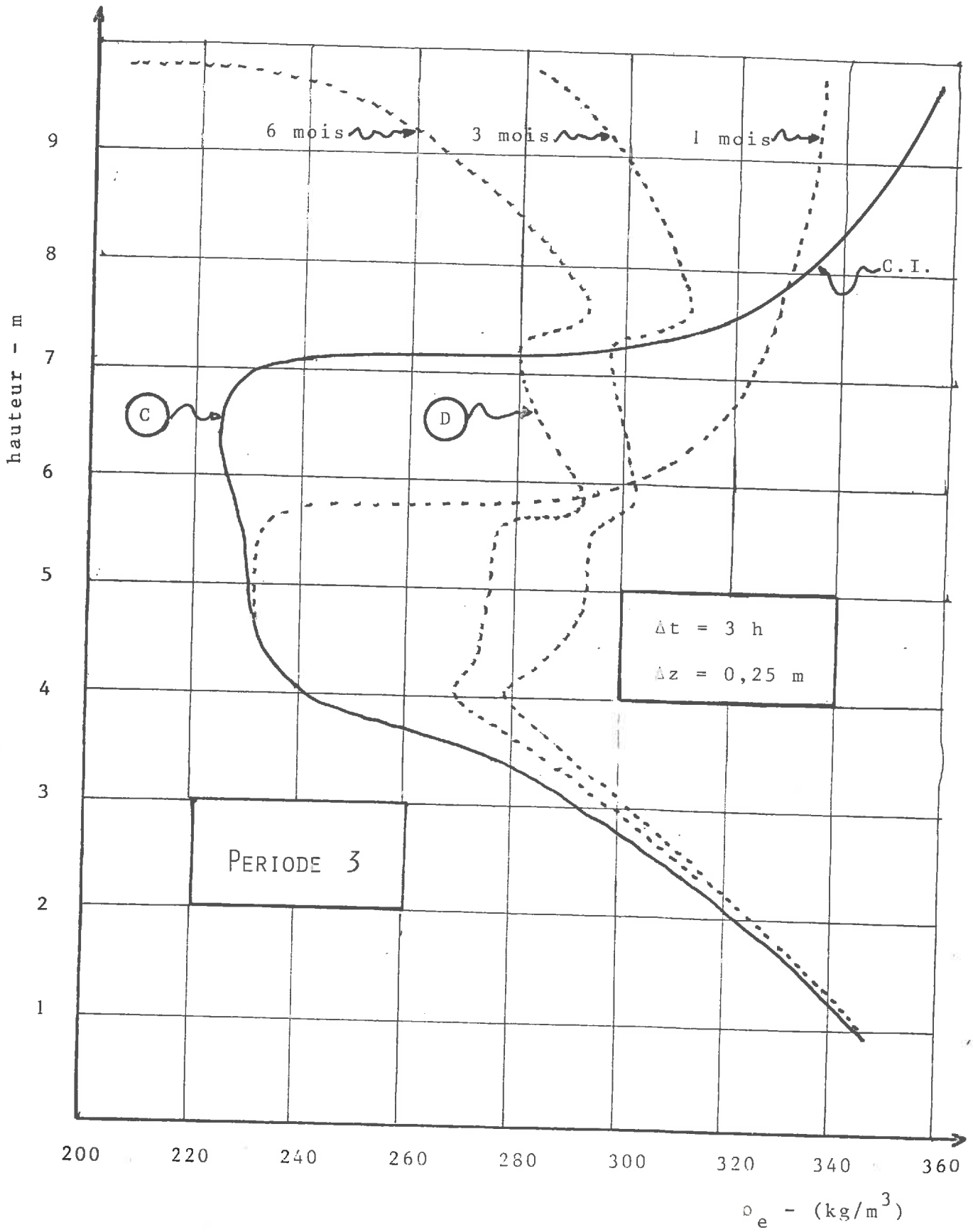


Fig. 13 Distribution de la teneur en eau dans la couche de sol

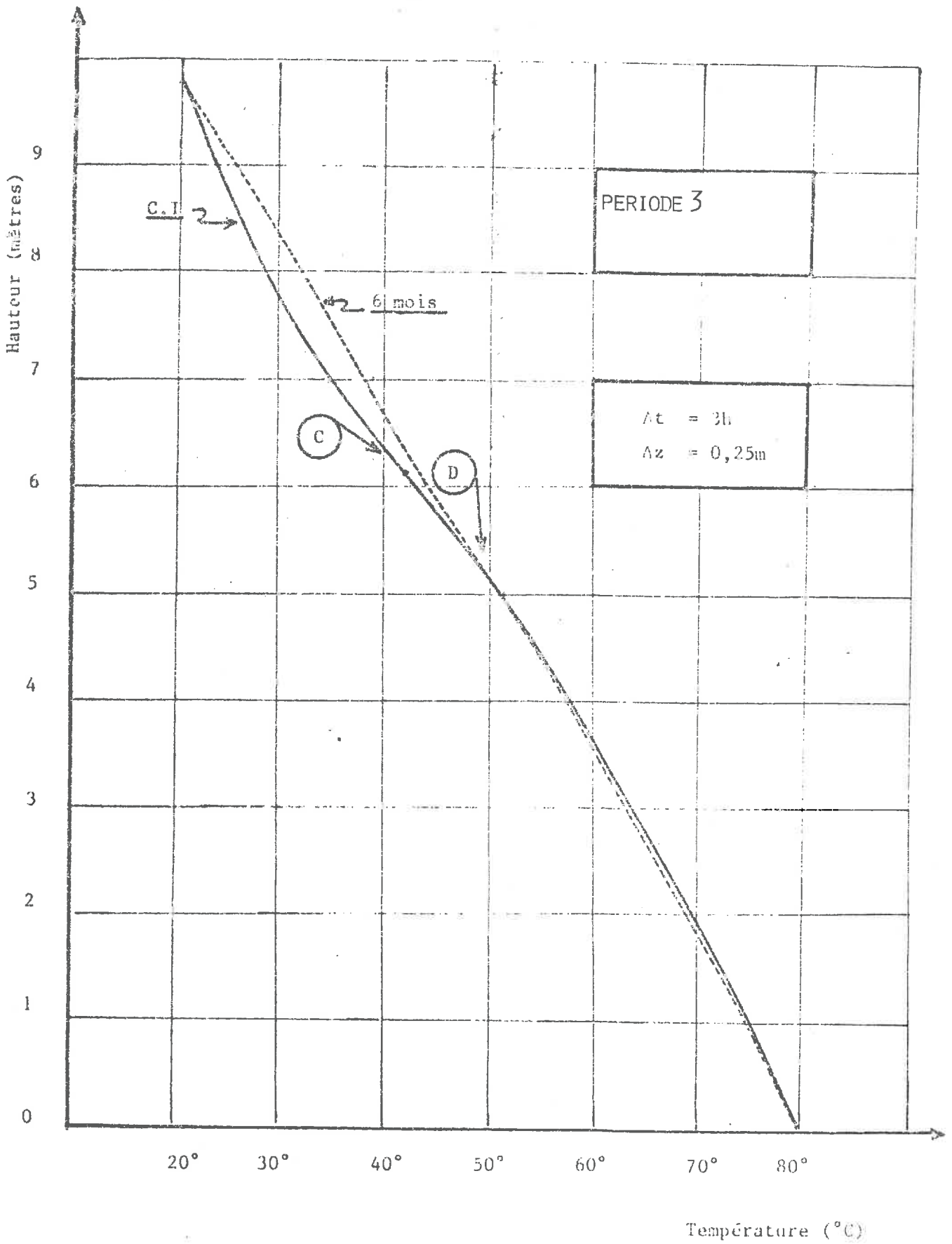


Fig.14 Distribution de la température dans la couche de sol

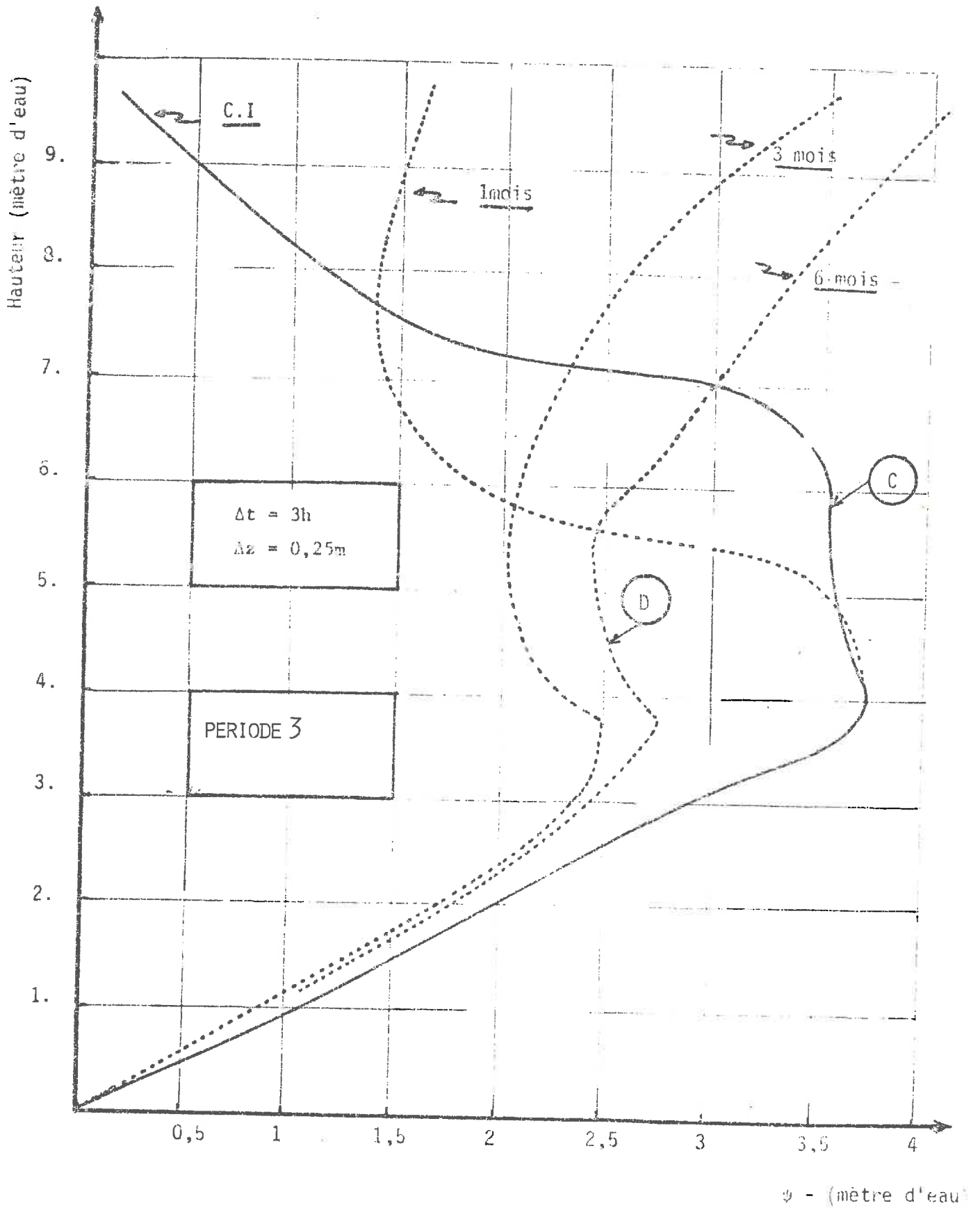


Fig15 Distribution de la succion capillaire dans la couche de sol

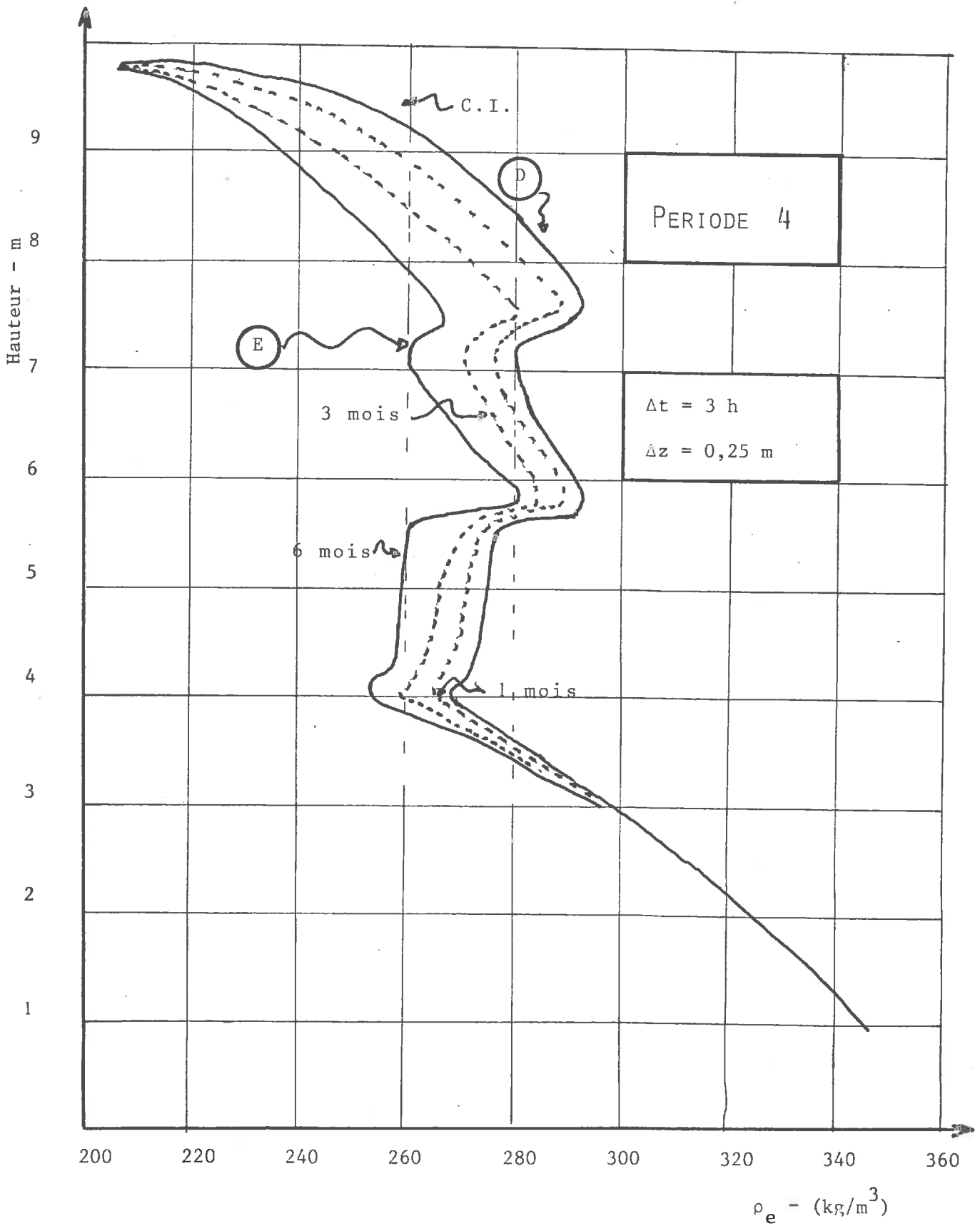


Fig.16 Distribution de la teneur en eau dans la couche de sol

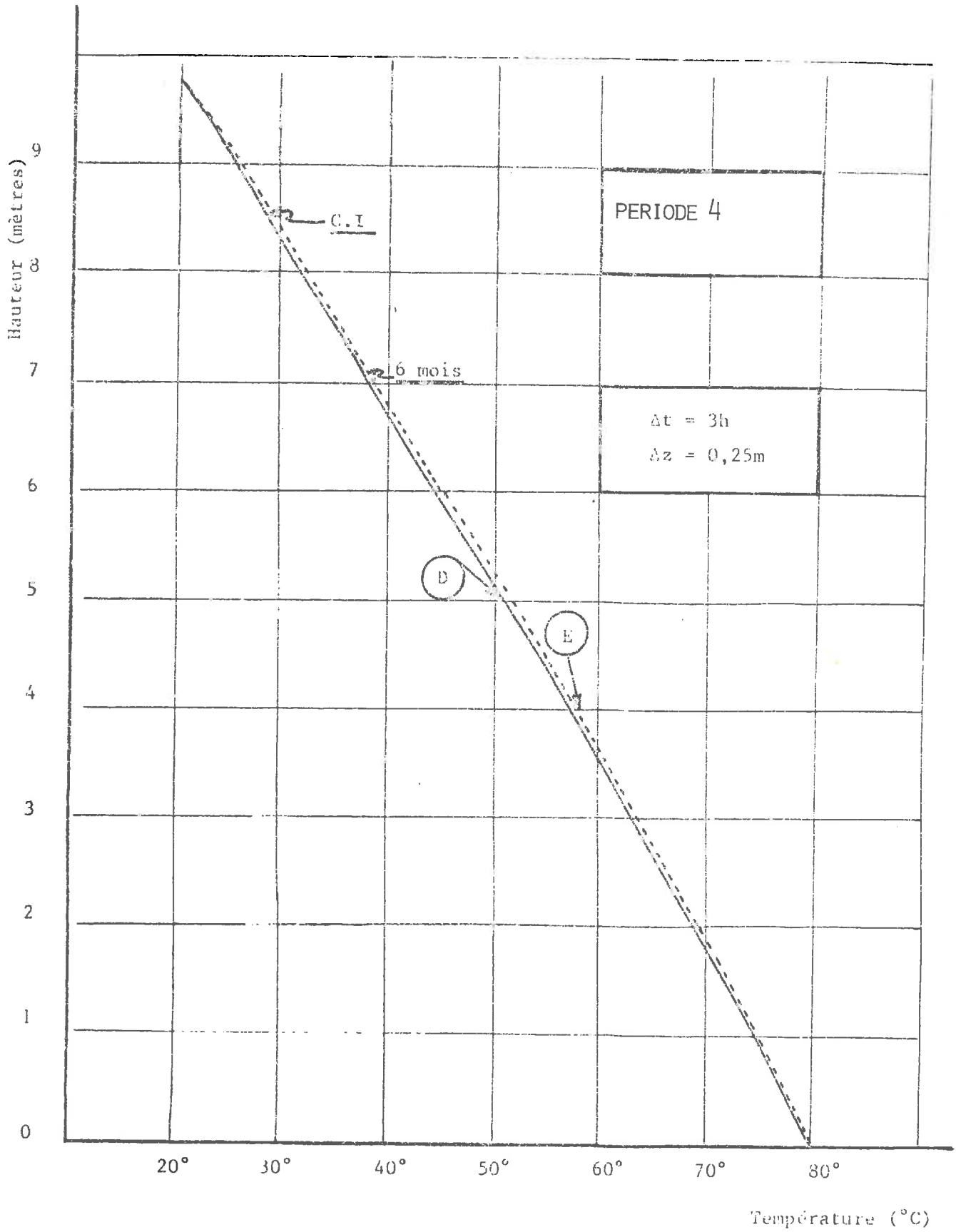


Fig.17 Distribution de la température dans la couche de sol

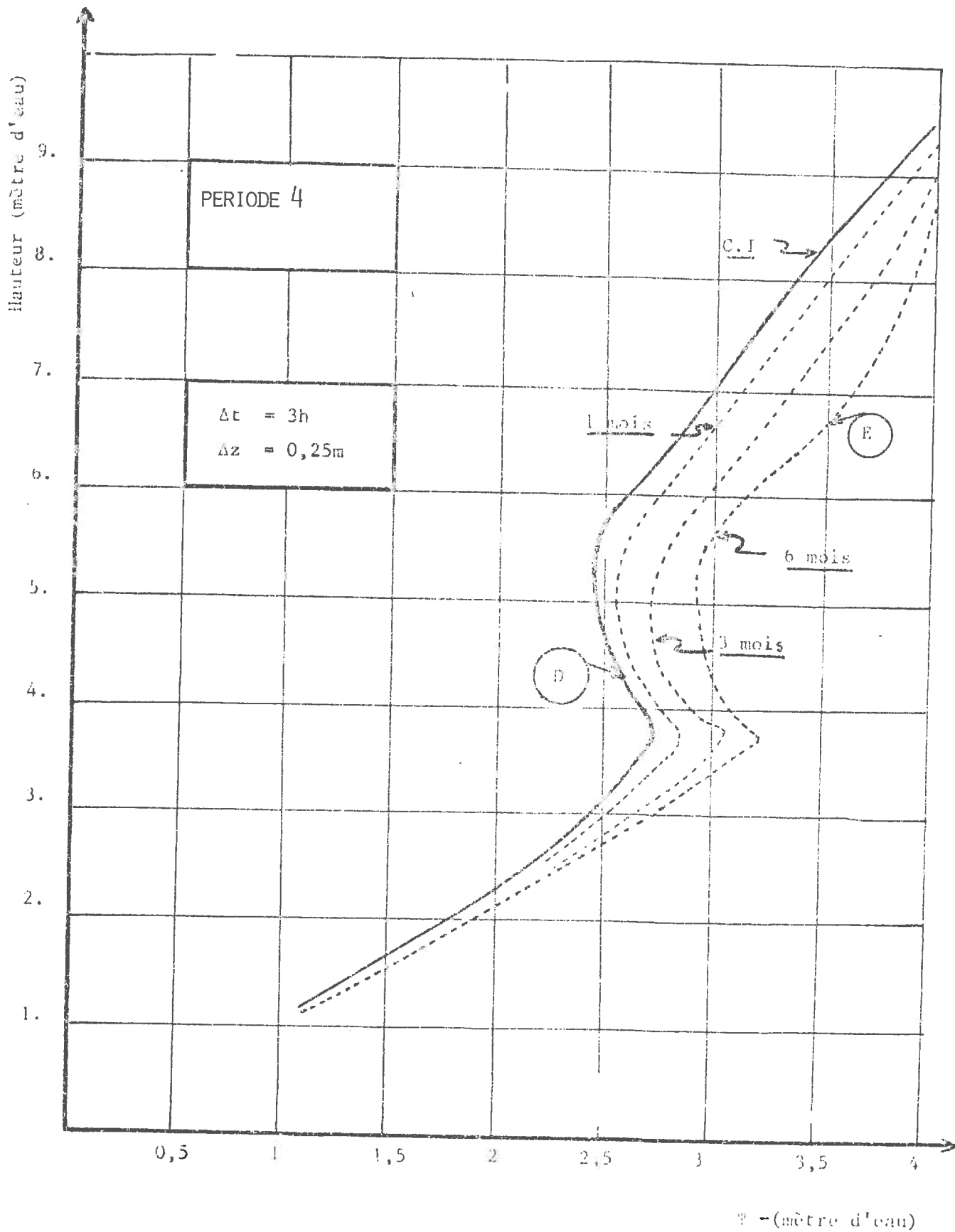


Fig.18 Distribution de la succion capillaire dans la couche de sol

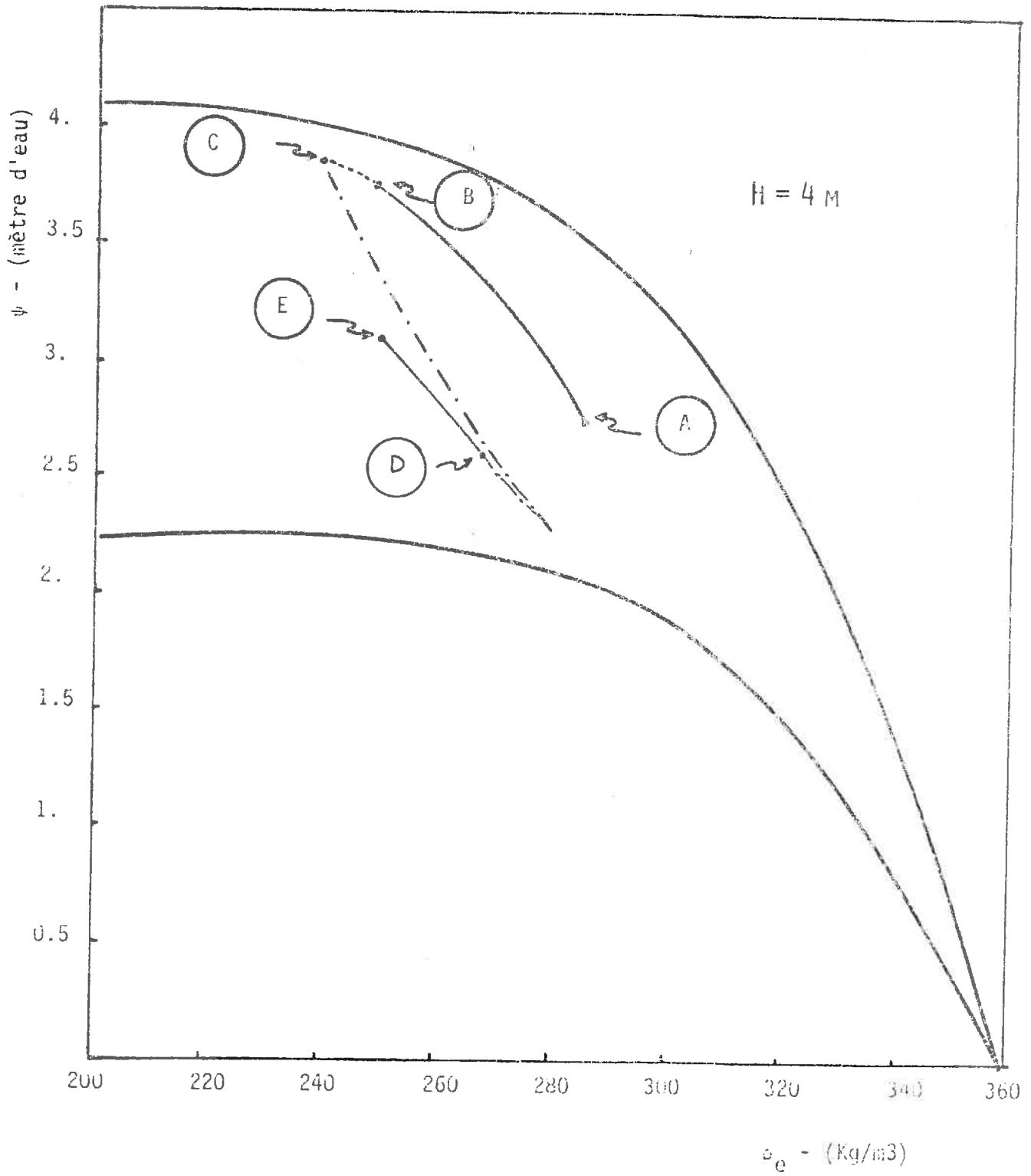


Fig.19 Cheminement à l'intérieur du cycle d'hystérésis pour $z = 4m$

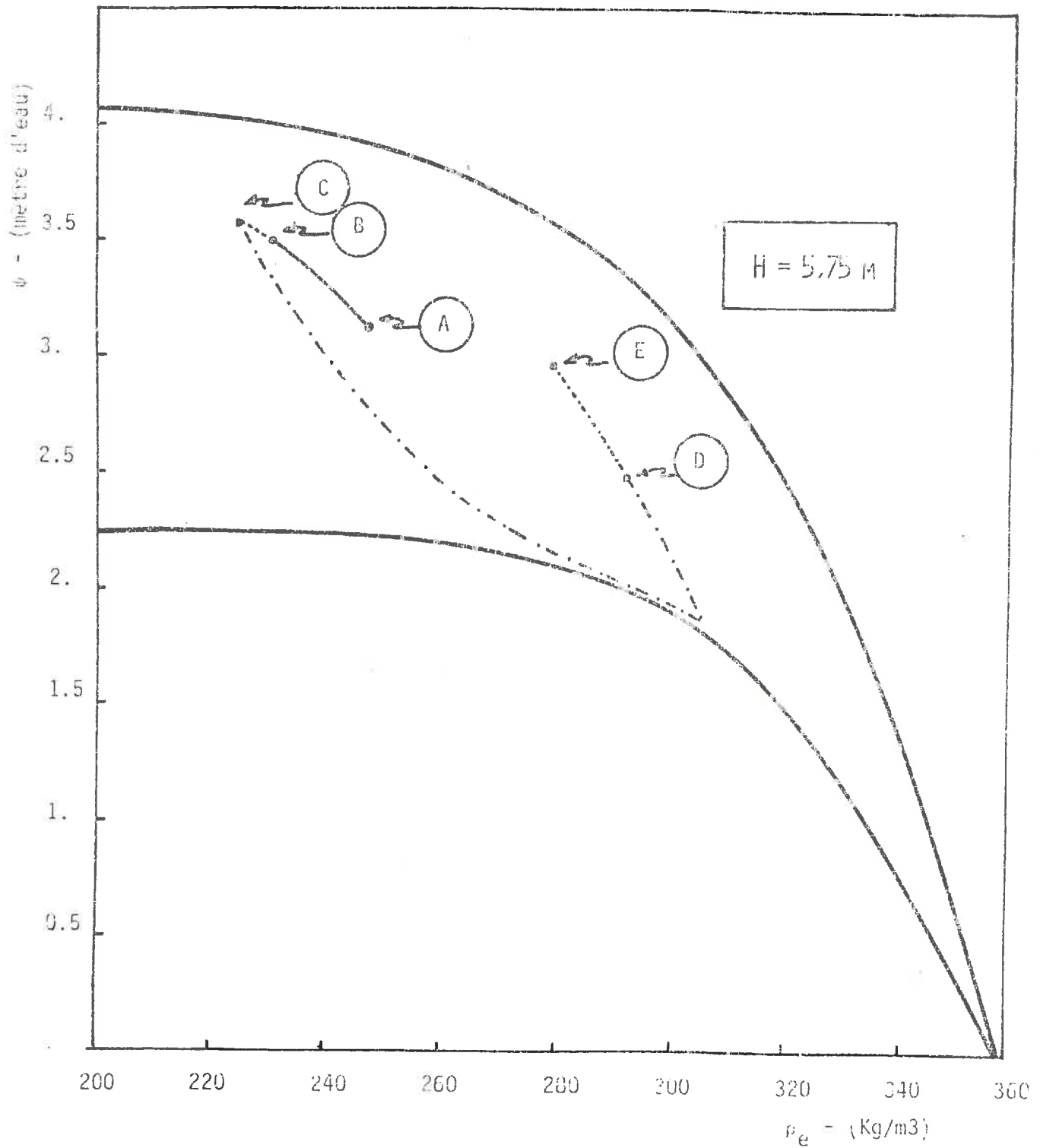


Fig. 20 Cheminement à l'intérieur du cycle d'hystérésis pour $z = 5,75\text{m}$

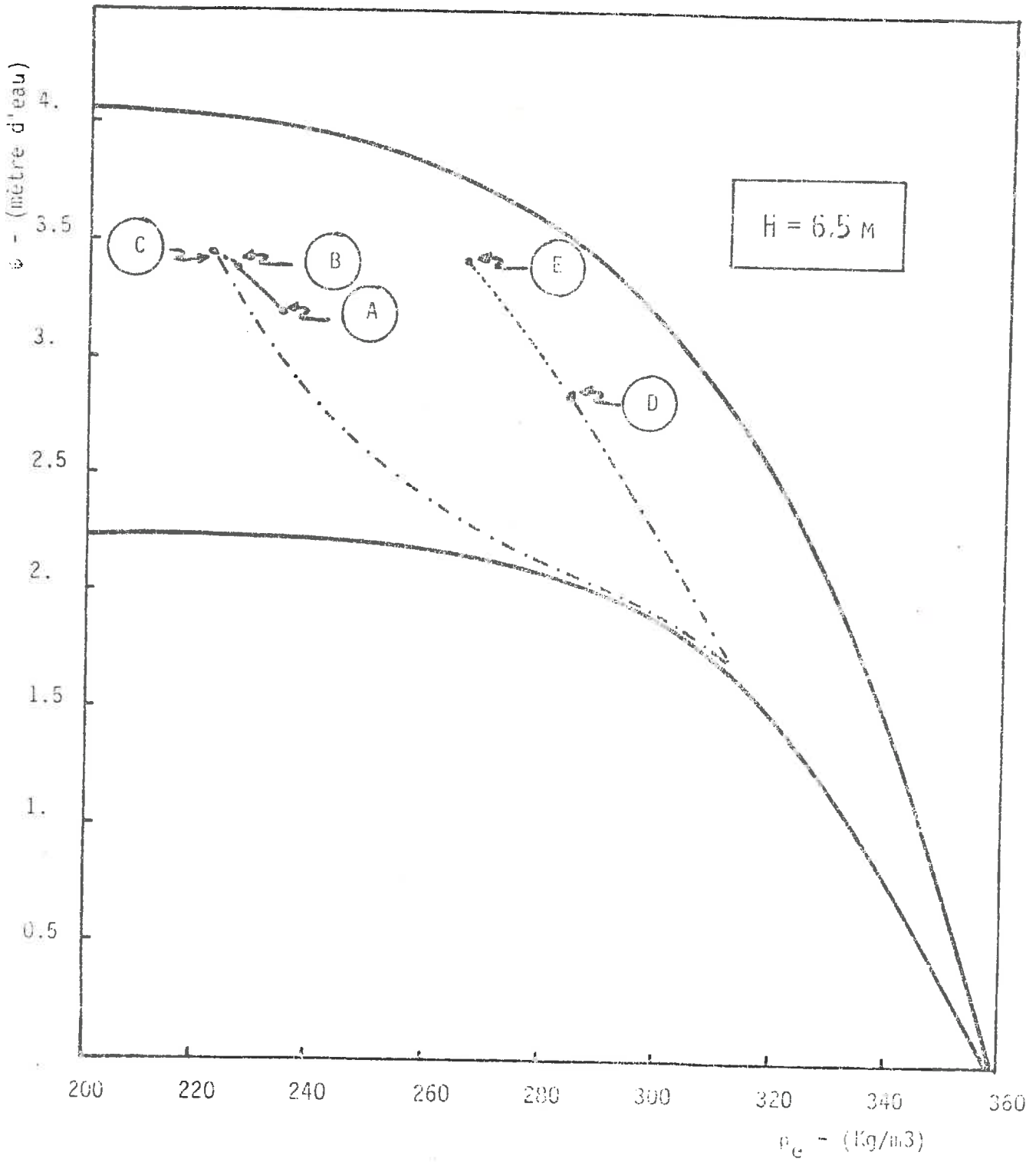


Fig.21 Cheminement à l'intérieur du cycle d'hystérésis pour $z = 6,5\text{m}$

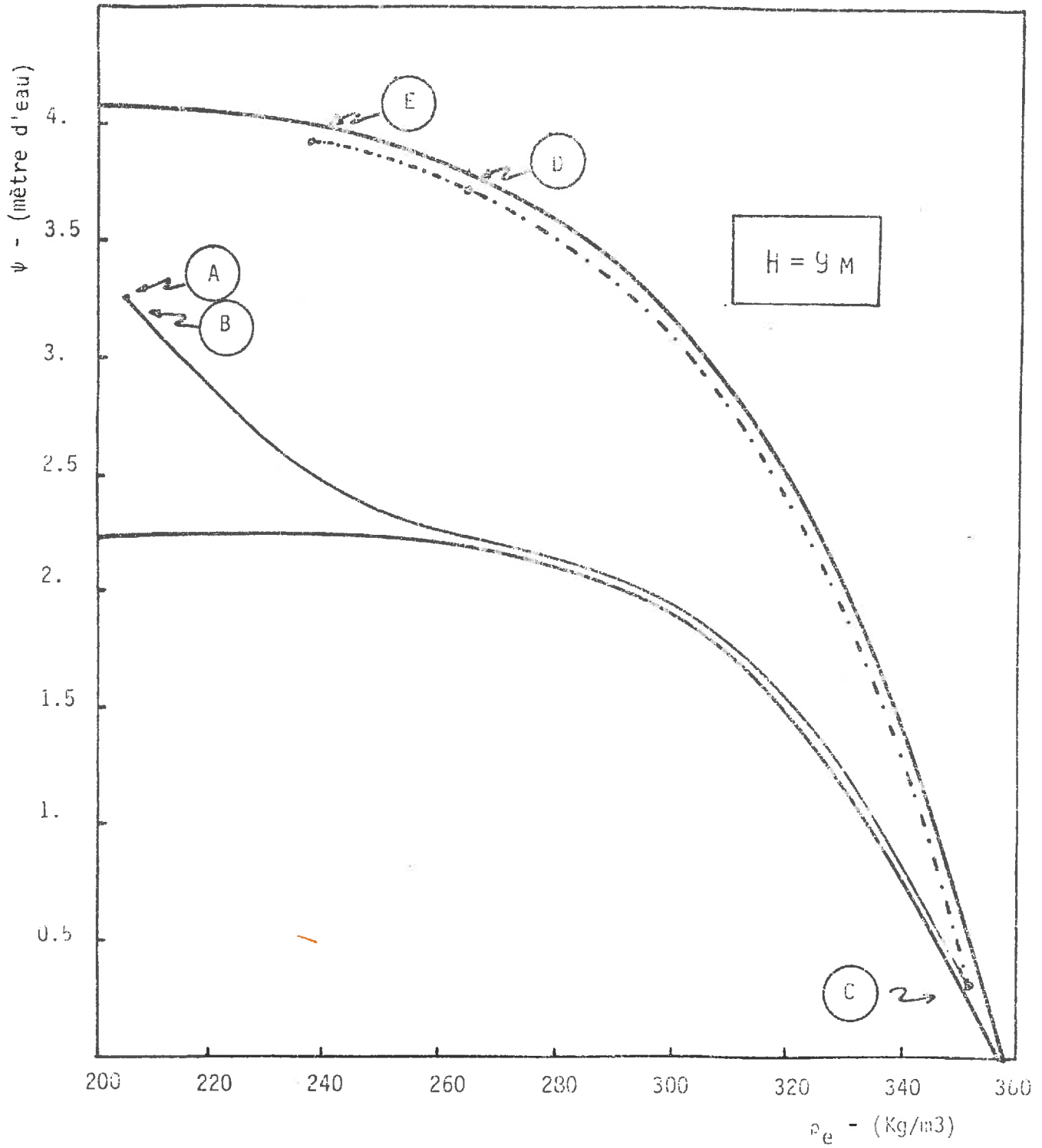


Fig. 22 Cheminement à l'intérieur du cycle d'hystérésis pour $z = 9\text{m}$

- Etude physique du comportement de la couche de sol

PERIODE 1:

L'évolution du profil de teneur en eau pendant la phase 1 (fig.7) illustre la redistribution de teneur en eau au cours de cette phase. Les conditions initiales étant différentes d'une situation d'équilibre, on observe un drainage du sol.

Ce qui par ailleurs provoque une augmentation de la succion capillaire dans tout le profil suivant le cheminement (A-B) illustré pour certains points par les figures 19,20,21,22. On constate que l'amplitude des cheminements diminue de haut en bas.

On remarquera d'autre part que le profil de température reste voisin d'une droite (figure 8)

PERIODE 2:

La figure 10 illustre la propagation du front d'humidité pendant cette phase.

Le profil de la succion capillaire est également modifié par la propagation de ce front (fig.12) L'imbibition du sol se traduit par un cheminement de grande amplitude sur le cycle d'hystérésis; en particulier figure 22.

L'humidification s'accompagne d'une augmentation de la conductivité thermique du sol ce qui entraîne une modification du profil de température. (fig.11)

PERIODE 3:

Cette période se caractérise par un dessèchement du sol en surface et un phénomène de redistribution de l'humidité dans le profil. L'interprétation de la figure 13 peut être faite en soulignant la présence de deux périodes; une première de trois mois au cours de laquelle le front d'humidification continu de progresser vers le bas l'influence du dessèchement n'étant que superficielle, puis au bout de trois mois tout le profil est en voie de dessèchement.

PERIODE 4:

La phase 4 illustre le drainage du sol et l'homogénéisation de la teneur en eau. ρ_e diminue en tout point du profil et le cheminement dans les cycles d'hystérésis s'effectue de façon monotone.

Les calculs de flux d'énergie calorifique dans la couche de sol montrent que ce flux est pratiquement uniforme sur toute la couche pendant les phases 2,3 et 4. Ce flux est de l'ordre de 18 W/m^2 , il est suffisamment faible pour envisager le stockage d'énergie dans le sol.

APPLICATION II : ETUDE DES TRANSFERTS D'EAU EN PHASE VAPEUR A LA SURFACE
D'UN SOL A FAIBLE TENEUR EN EAU. [18]

Description du problème: Cette étude concerne la partie superficielle du sol se trouvant au dessus d'un stockage d'énergie, en fin de séchage. Il semble que les transferts en phase vapeur soient seuls capables d'expliquer ce séchage lorsque le milieu est relativement sec (il a été pris une humidité de 4%), ce qui permet d'ignorer les phénomènes de transferts en phase liquide ($K_e = 0$)

La modélisation concerne une couche de deux centimètres d'épaisseur car on s'est aperçu en étudiant des couches plus épaisses que les transferts en phase gazeuse et donc le séchage n'avaient lieu, dans un premier temps, que dans une couche de l'ordre de deux centimètres.

Prendre une couche aussi mince permet sans multiplier le nombre de points dans l'espace, et donc le coût du calcul, d'avoir une connaissance précise de la distribution des différents paramètres et de mettre au point le programme de calcul.

L'étude a été faite avec une température de 20°C à la surface de la couche, la température augmentant avec un gradient de 6°C/m vers le bas de la couche. Ceci correspond au champ de température existant au dessus d'un stockage d'eau à 80°C situé à une profondeur de dix mètres. Le coefficient L_{rr} n'étant connu qu'à 80°C on a pris à titre exploratoire

$$L_{rr}(20^\circ\text{C}) = L_{rr}(80^\circ\text{C})/10$$

- Le modèle utilisé:

Les équations de bilan utilisées sont:

bilan de masse d'eau liquide:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_e = - J \quad (33)$$

bilan de masse de la vapeur d'eau

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_v = - (\rho_v \cdot v_g^k) - J_{v,k}^k + J \quad (34)$$

Conditions initiales et conditions aux limites:

conditions initiales:

.Masse volumique apparente de l'eau ρ_e : on a partout une humidité $w = \rho_e / \rho_l = 4\%$.

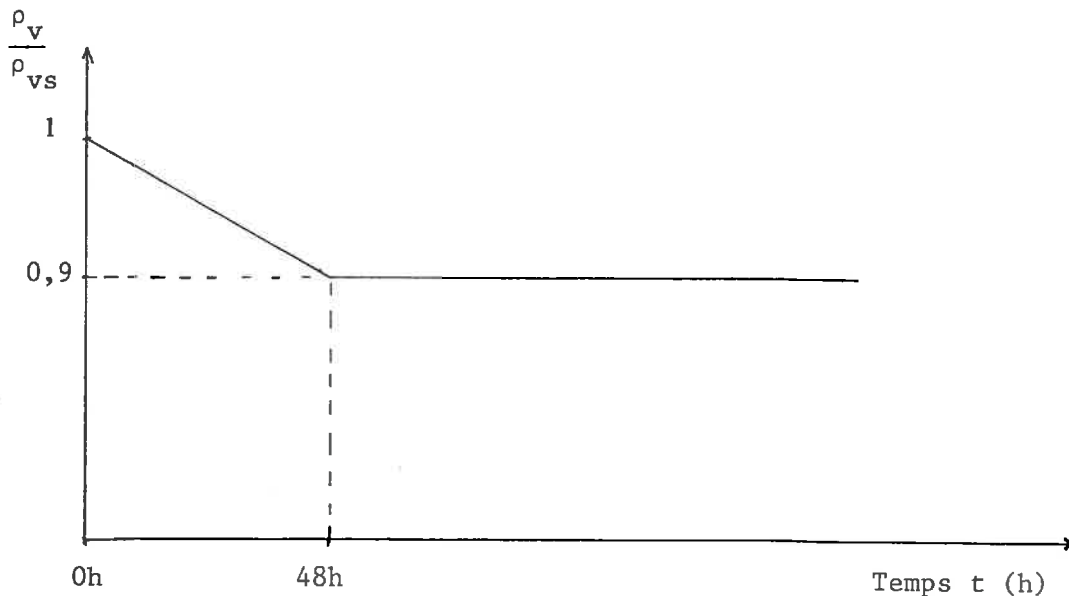
.Masse volumique apparente de la vapeur d'eau ρ_v : on la prend égale à la masse volumique de la vapeur quand elle est en équilibre avec l'eau contenue dans le milieu poreux soit $\rho_v = \rho_{vs}$ partout.

.Température de 20°C en haut de la couche avec un gradient de 6°C/m vers le bas.

conditions aux limites:

On n'a besoin que de conditions aux limites sur ρ_v ; en effet la résolution de l'équation (34) ne nécessite pas de condition aux limites sur ρ_e

. Condition à la surface: elle est représentée ci dessous



. Condition à la partie inférieure de la couche: on a pris $\rho_v = \rho_{vs}$ à tout instant.

résultats

On donne les courbes suivantes:

- . Figure 23 : Evolution de la masse volumique apparente de l'eau liquide en divers points de la couche en fonction du temps
- . Figure 24 : Distribution de la masse volumique apparente de l'eau liquide dans la couche de sol.

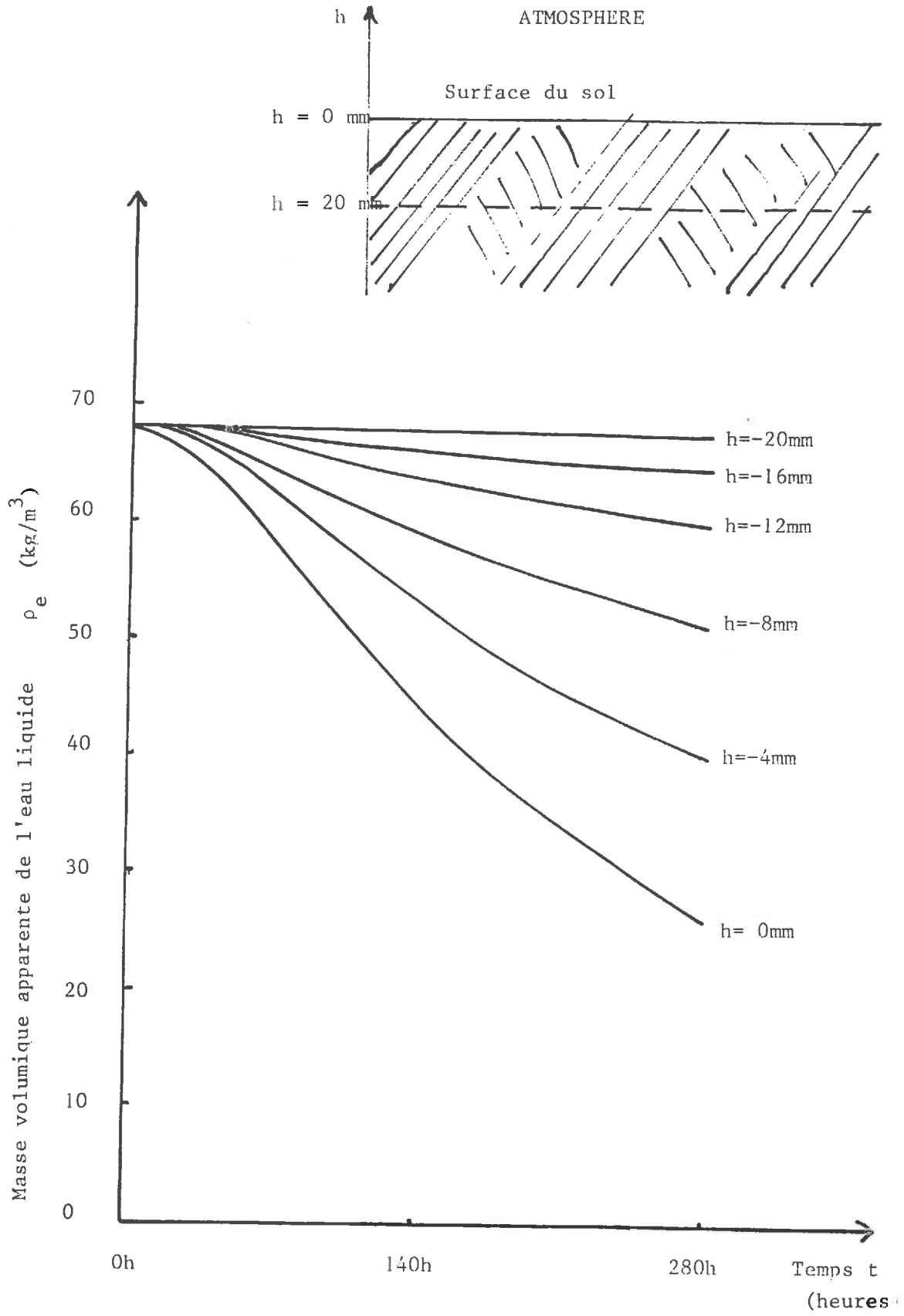


Fig.23: Evolution de la masse volumique apparente de l'eau liquide en fonction du temps

D'après [18]

- 1 : 0 heure
- 2 : 70 heures
- 3 : 140 heures
- 4 : 210 heures
- 5 : 280 heures

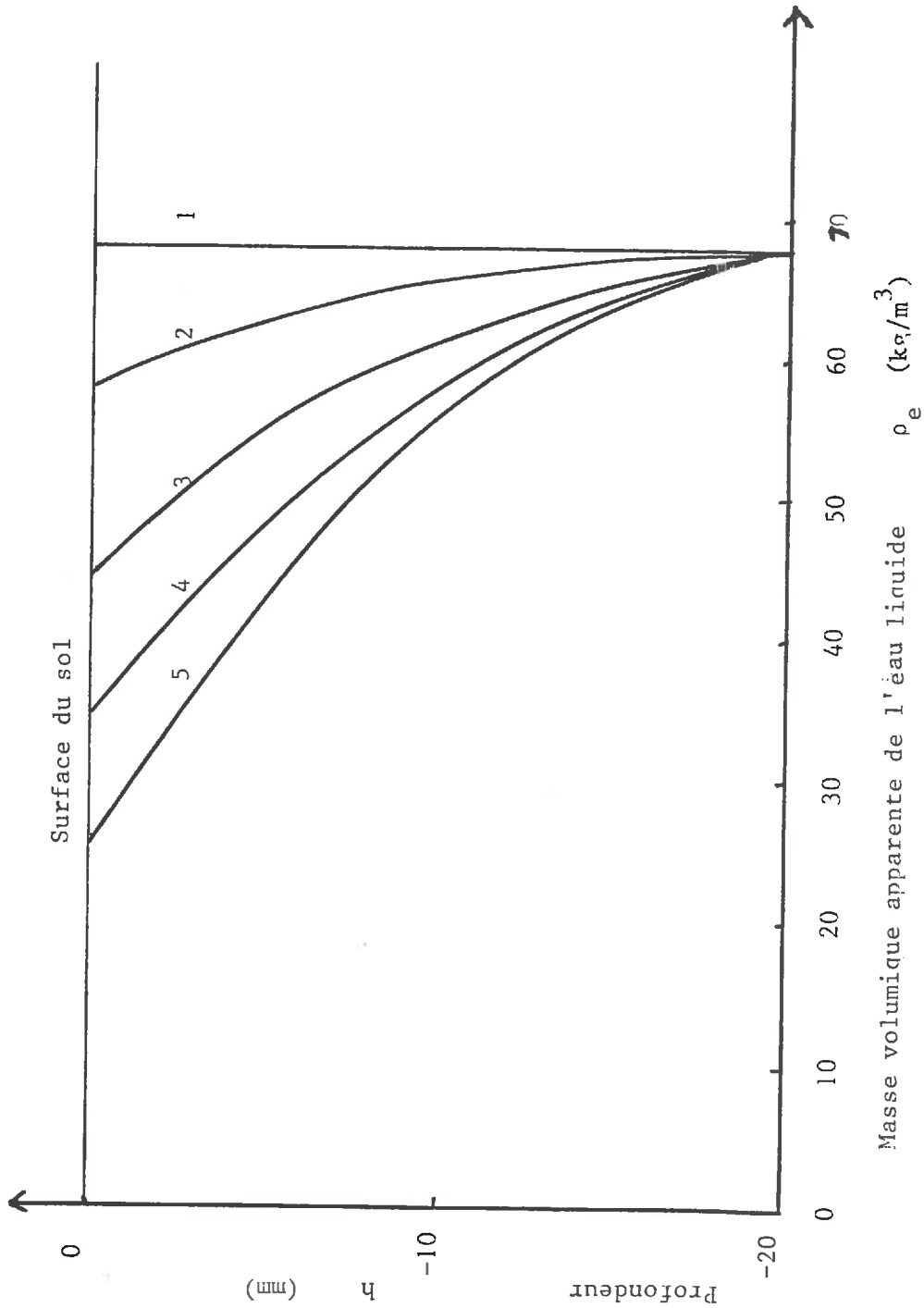


Fig.24: Distribution de la masse volumique apparente de l'eau liquide.

D'après [18]

2.3. VERS UNE VALIDATION GLOBALE DU MODÈLE THÉORIQUE

La validation globale du modèle théorique passe par la réalisation d'une aire d'essais de taille importante permettant de simuler l'évolution d'une couche de sol non saturée.

Cette étude expérimentale s'inscrit dans le cadre d'un contrat entre le laboratoire de Génie Civil et la C.C.E., dans le cas particulier d'un stockage de chaleur en nappe saturée, surmontée d'une zone non saturée. [7]

Elle comporte deux étapes préliminaires:

- La mise en place de l'aire d'essais
- Une étude au laboratoire des capteurs utilisés "in situ" afin de les étalonner et d'améliorer, si besoin est, leur fiabilité.

Nous décriront principalement les capteurs de succion capillaire et de pression totale de la phase gazeuse, objet d'une contribution personnelle, sans nous apesantir sur les capteurs de température T , de teneur en eau w et de pression de vapeur d'eau p_v^* .

2.3.1. L'aire d'essais (Fig. 25 et 26)

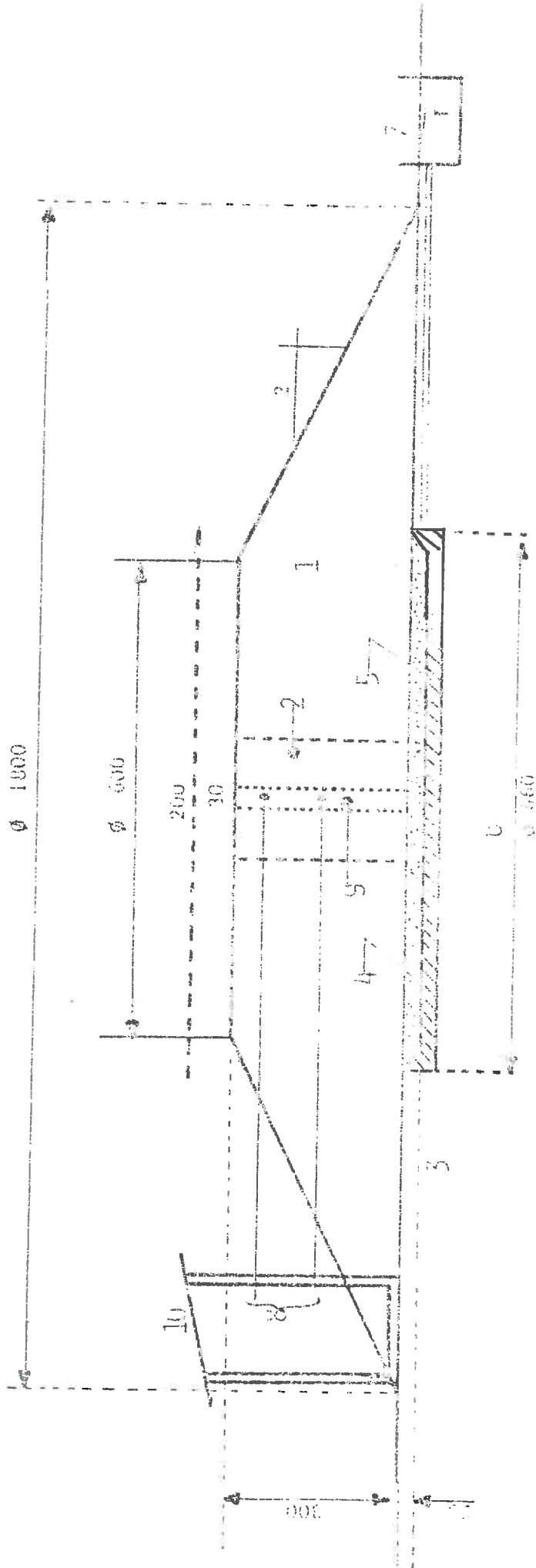
- Description: Il s'agit d'étudier de façon unidirectionnelle les phénomènes ayant lieu dans la couche de sol non saturée située au dessus d'une nappe saturée utilisée comme zone de stockage d'énergie solaire. Le projet définitif est une aire d'essais en forme de tronc de cône de vingt mètres de diamètre à la base et six au sommet et d'une hauteur de trois mètres. Elle repose sur un bac de six mètres de diamètre contenant du gravier saturé en eau, le chauffage de ce bac (simulation de la chaleur stockée) étant réalisé par des résistances chauffantes placées dans la dalle en béton (Fig. 26)

- Phénomènes étudiés: Les différents phénomènes mis en jeu sont:

- La conduction thermique
- La filtration des phases liquides et gazeuses
- La diffusion de la vapeur d'eau dans l'air
- Le changement de phase de l'eau (liquide-vapeur)

Ces phénomènes sont déclenchés par des conditions aux limites:

- à la surface du sol: conditions atmosphériques
- à la base de la couche: élévation de température due au stockage.



- 1 Surface superficielle de sol (terracé)
- 2 Sol naturel
- 3 Base bétonnée en béton
- 4 Base à niveau constant permettant de maintenir à la hauteur
- 5 Zone d'implantation des capteurs (Ø=600)
- 6 Zone de prélèvement Ø=200
- 7 Zone de stockage: sable soigné
- 8 Partie régulée en terréras
- 9 Capteurs
- 10 Abri

FIGURE 25 AIRE D'ESSAI DE STOCKAGE DE CAPTEUR DANS LES SOLS

- Variables d'état: Les variables d'état nécessaires pour définir l'état du sol, dans cette application particulière, sont les suivantes:

$$T, \rho_e, \rho_a, \rho_v, \Psi$$

Ces grandeurs n'étant pas directement accessibles à la mesure elles seront déduites des mesures de:

$$T, w, p_g^*, p_v^*, \Psi$$

avec:

$$\begin{aligned} \rho_e &= w \cdot \rho_l \\ \rho_v &= \left(1 - \frac{\rho_l}{\rho_s} - \frac{\rho_e}{\rho_w}\right) \frac{M_e}{RT} p_v^* \\ \rho_a &= \left(1 - \frac{\rho_l}{\rho_s} - \frac{\rho_e}{\rho_w}\right) \frac{M_a}{RT} p_a^* \end{aligned}$$

où: ρ_s : masse volumique des grains du sol. ($\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$)

ρ_w : masse volumique de l'eau. ($\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$)

M_a et M_e masse molaire de l'air et de l'eau:

$$M_a = 28,96 \text{ kg/mole} \quad M_e = 18 \text{ kg/mole}$$

R constante des gaz parfaits.

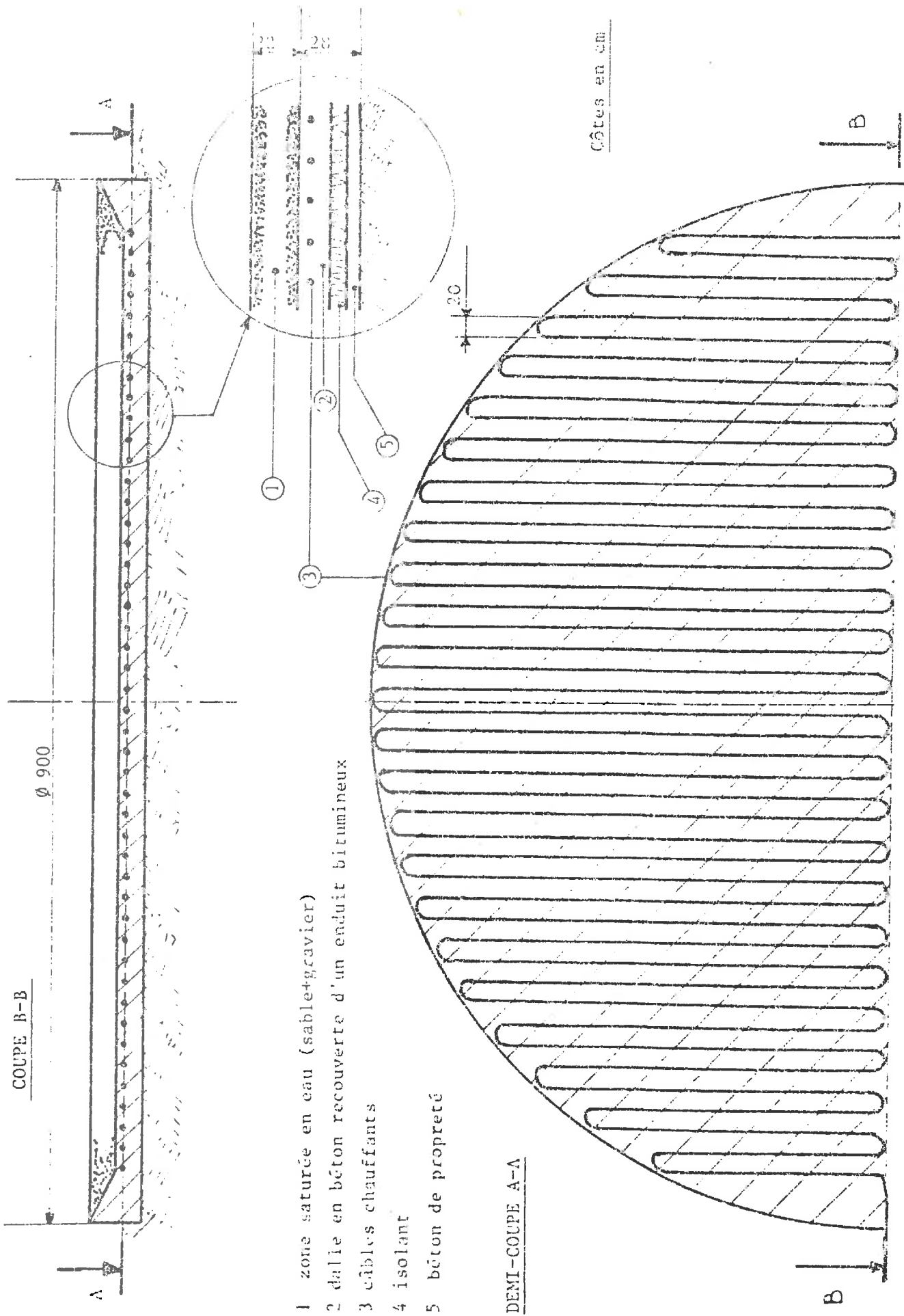
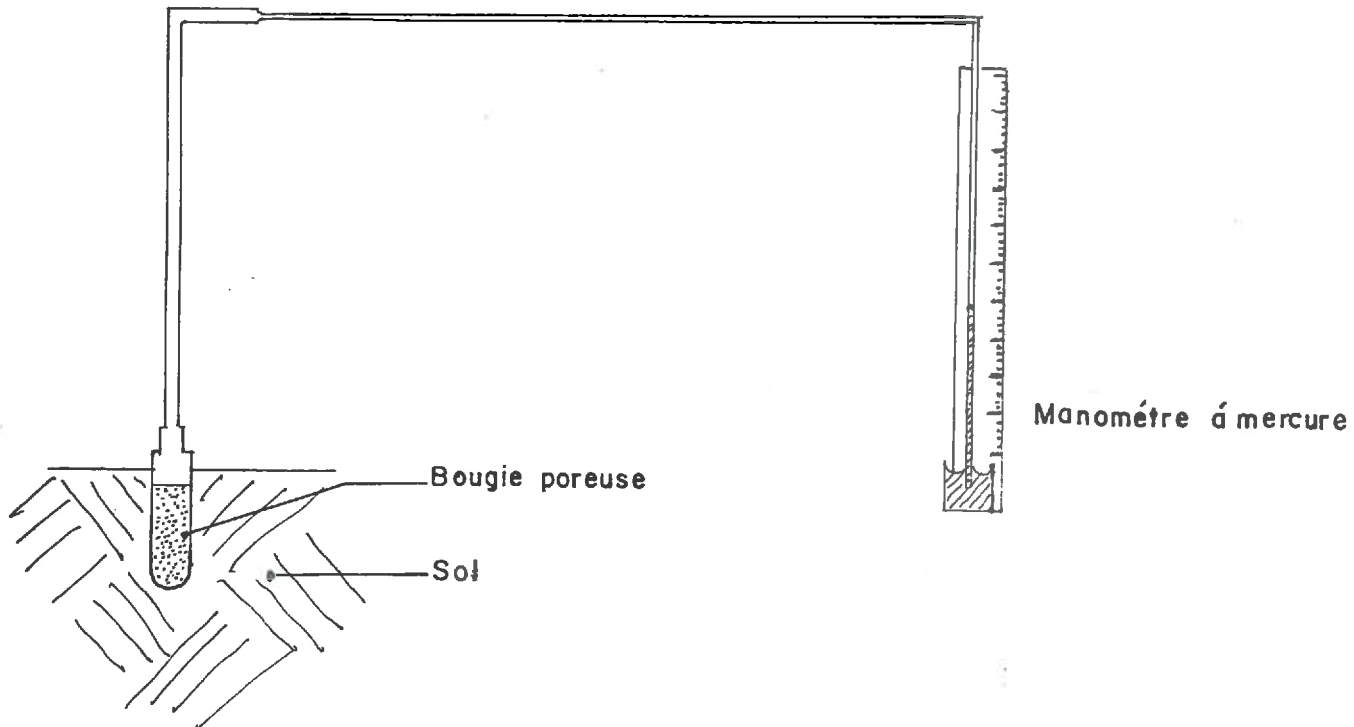


FIG.26 SIMULATION DU STOCKAGE

2.3.2. Etude du capteur de suction capillaire et première contribution à l'étude de l'influence de la température.

Les capteurs utilisés sont des tensiomètres. En collaboration avec M. LUC, assistant en chaire de machinisme agricole à l'ENSAM ont été mis au point des tensiomètres de nature classique. Ils sont composés d'une bougie poreuse reliée à un manomètre à mercure. (Fig.27)

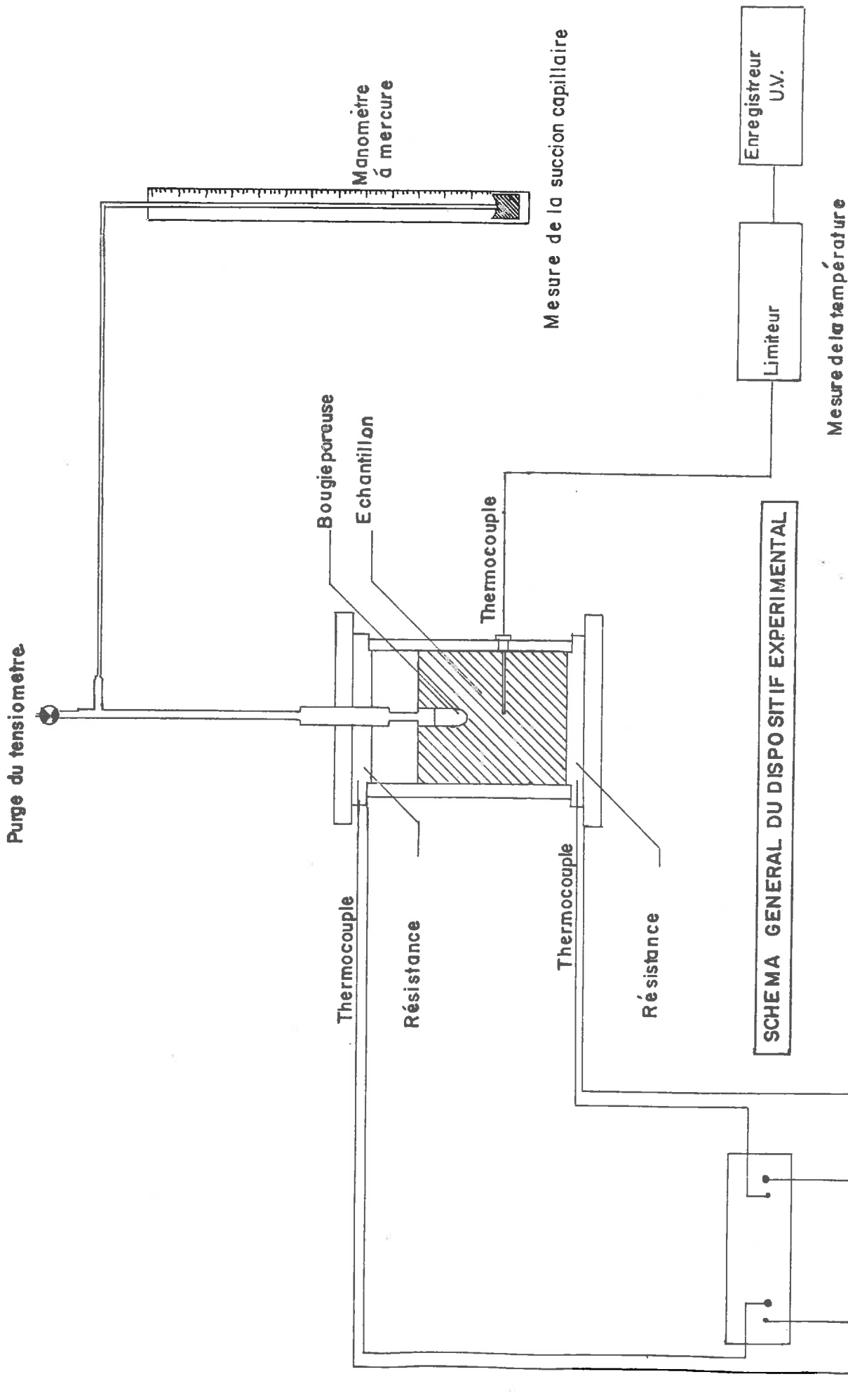


Principe du tensiomètre

Schéma 27

Le tensiomètre est à l'heure actuelle le seul capteur permettant de mesurer des succions capillaires dans le domaine 0 à 1 bar; toutefois son utilisation est assez difficile car sa fiabilité n'est pas des meilleures; en effet au dessus de 500 mbar il a tendance à décrocher son efficacité maximale se situant entre 0 et 300 mbar.

En vue de l'installation dans l'aire d'essais de tels capteurs ou de capteurs similaires, nous avons été amené à étudier le comportement de ces capteurs et de la suction capillaire en fonction de la température. Pour ce faire, nous avons mis au point une cellule expérimentale dans laquelle un échantillon de sol est placé afin de le chauffer et de mesurer ses variations de suction capillaire en fonction de la température. (Fig.28 et 29)



Régulation de la température de l'enceinte

Figure 28

SCHEMA GENERAL DU DISPOSITIF EXPERIMENTAL

Mesure de la température

Mesure de la suction capillaire

Purge du tensiometre

Thermocouple

Résistance

Thermocouple

Résistance

Thermocouple

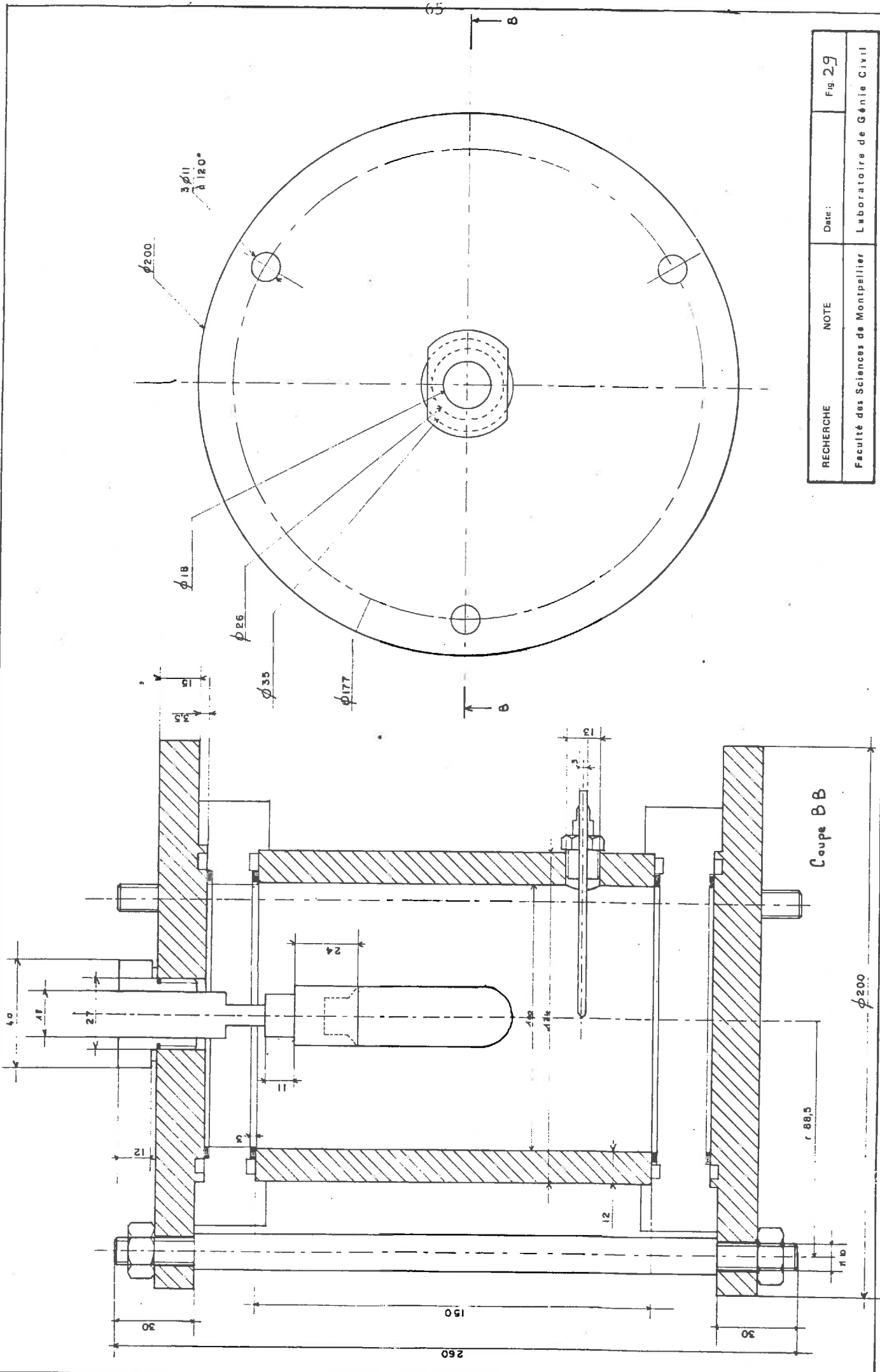
Bougie poreuse

Echantillon

Manomètre à mercure

Enregistreur UV.

Limiteur



RECHERCHE	NOTE	Date:	Fig. 29
Faculté des Sciences de Montpellier		Laboratoire de Génie Civil	

Cette cellule se compose de deux flasques dont un est percé pour laisser passer le capteur, recouvrant un cylindre muni de deux tores chauffants. Les résistances chauffants sont réglées grâce à deux thermocouples placés dans les tores. Le contrôle de la température de l'échantillon se faisant par un thermocouple placé en son milieu. Les dimensions de la cellule sont: 150 mm de hauteur et 100 mm de diamètre. L'échantillon lui-même est un cylindre de 120 mm de hauteur et 100 mm de diamètre.

- Mode opératoire:

Après compactage du matériau dans la cellule à une humidité donnée (des essais Proctor sont effectués avant) on perce l'échantillon au diamètre de la bougie poreuse; lorsque celle-ci est en place on ferme la cellule; on peut alors, après avoir purgé le tensiomètre, mesurer la succion capillaire à différentes températures.

- Programme expérimental:

La démarche expérimentale est la suivante: lorsque l'échantillon et le tensiomètre sont en place, on attend l'équilibre puis on chauffe de 5°C en 5°C en attendant à chaque fois l'équilibre; on obtient ainsi des courbes de variation de la succion en fonction de la température entre 20°C et 50°C. De la même façon on mesure Ψ et T lors du refroidissement en attendant l'équilibre pour chaque palier de température.

- Résultats et première interprétation:

Les résultats obtenus sont donnés aux figures 30 et 31 et représente les deux types d'essais réalisés.

-Le premier type d'essais a été réalisé avec plusieurs mesures de la succion capillaire à des températures différentes dans la même journée. Le palier de température étant atteint en environ deux heures et l'échantillon livré à lui-même pendant la nuit.

-Le deuxième type de mesures a été réalisé avec des mesures de la succion capillaire toutes les 24 heures ceci dans le but d'atteindre correctement l'état d'équilibre pour Ψ et T.

Les résultats obtenus font l'objet des remarques suivantes:

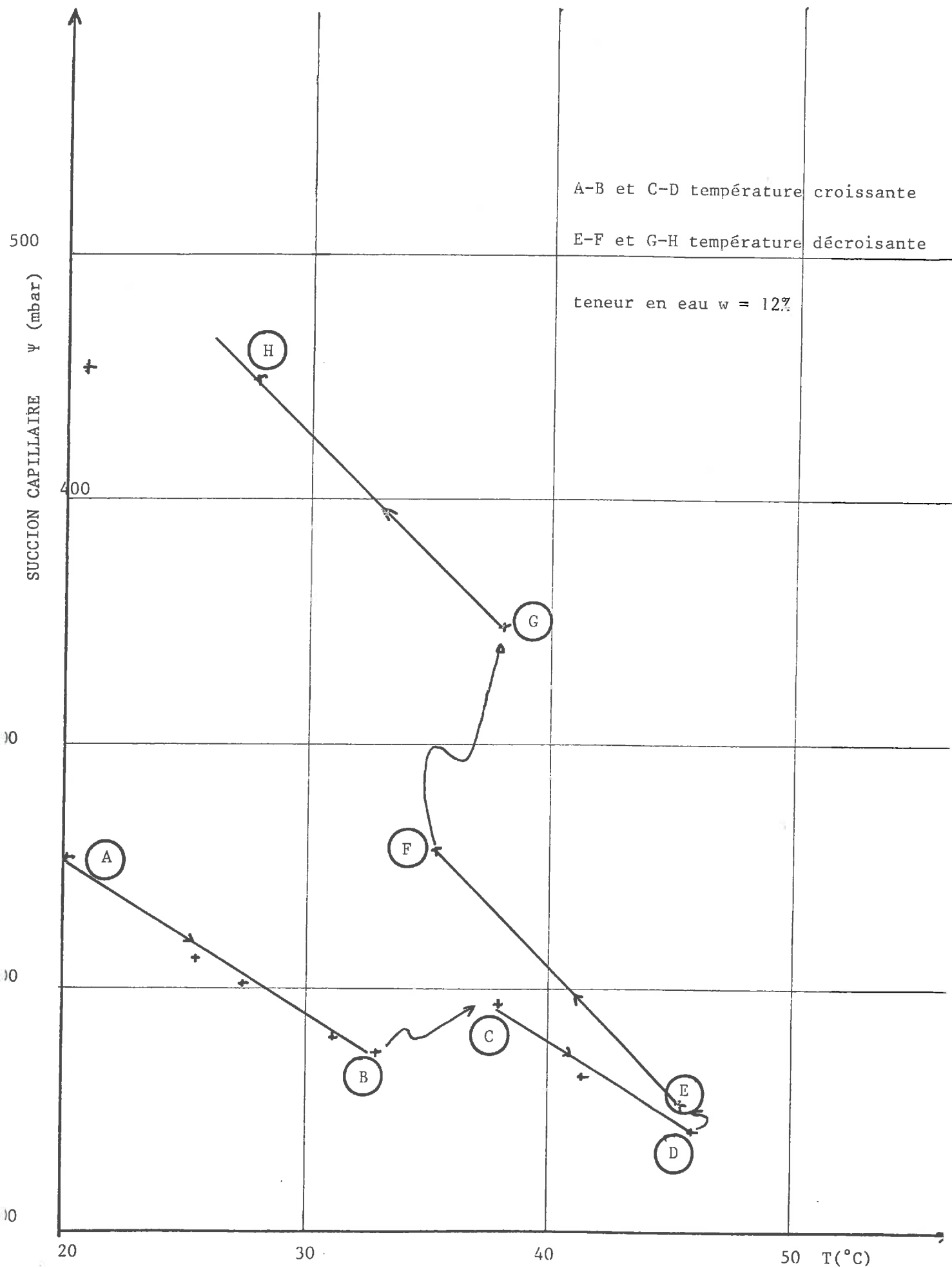


Figure 30 Succion capillaire en fonction de la température

TEMPERATURE

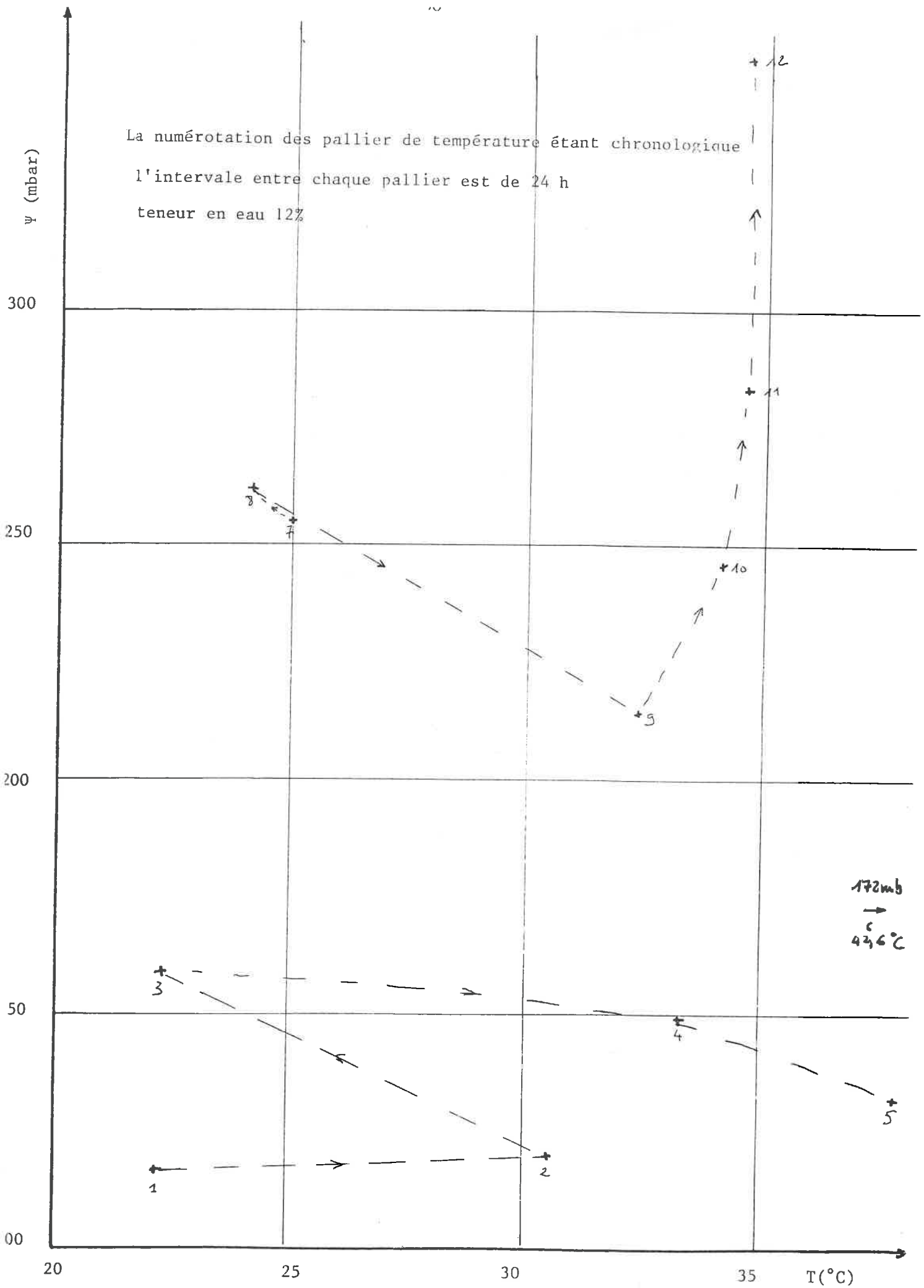


Figure 31 Succion capillaire en fonction de la température

TEMPERATURE

- Dans le premier type d'essais l'échantillon subit une élévation de température pendant deux journées avec interruption pendant la nuit et un retour à la température ambiante pendant 48 heures.

Lors de l'élévation de température, la succion capillaire décroît de façon quasi linéaire avec la température, et les pentes des deux droites sont identiques ($\frac{d\Psi}{dT} = -5 \text{ mbar}/^\circ\text{C}$)

Lors du refroidissement, la succion capillaire croît pour atteindre des valeurs supérieures à celles enregistrées au début de l'essai et subit des décrochements pendant les nuits. Ce phénomène peut trouver une explication dans la variation de teneur en eau de l'échantillon due au phénomène d'évaporation lors de la montée en température.

- Dans le deuxième type d'essais, les mesures de la succion capillaire sont étalées sur une période de deux semaines.

La partie 1,2,3 de la courbe figure 31 traduit, après une élévation de température à 30°C et un refroidissement, une homogénéisation de la teneur en eau de l'échantillon.

La partie 3,4,5 correspond à la décroissance de la succion capillaire lors de l'élévation de température ($\frac{d\Psi}{dT} = -2 \text{ mbar}/^\circ\text{C}$) puis les phénomènes d'évaporation et d'homogénéisation de l'échantillon semblent devenir prédominant et la succion augmente jusqu'à la valeur correspondante au point 8 où l'échantillon a retrouvé la température ambiante ($\frac{d\Psi}{dT} = -4 \text{ mbar}/^\circ\text{C}$).

Lors de la deuxième élévation de température, la succion décroît à nouveau jusqu'au point 9, ($\frac{d\Psi}{dT} = -5,5 \text{ mbar}/^\circ\text{C}$) puis augmente brutalement entre les points 9 et 12 où les phénomènes d'évaporation deviennent à nouveau prédominants et entraîne la diminution de la teneur en eau.

Ces premiers essais de mesures de la succion capillaire en fonction de la température permettent de tirer les enseignements suivants:

- L'atmosphère au dessus de l'échantillon doit être contrôlée. L'évaporation de l'eau de l'échantillon entraîne des modifications très importantes de la succion capillaire.

- Les méthodes d'humidification et de mesure de la teneur en eau de l'échantillon doivent être plus rigoureuses: humidification par saturation et drainage de l'échantillon à partir de la saturation jusqu'à la teneur en eau désirée. Cette méthode semble néanmoins difficile à appliquer ici étant donné l'importance de l'échantillon.

- Enfin, améliorer le contact du tensiomètre avec le sol sans modifier la teneur en eau au voisinage de la cellule de mesure. Des études sont en cours dans le but d'utiliser des tensiomètres plats.

2.3.3. Etude du capteur de mesure de la pression de la phase gazeuse [7]

- Principe de la mesure:

La mesure de la pression de la phase gazeuse est faite par l'intermédiaire d'un capteur constitué d'une capsule poreuse à l'air. Lors du contact entre la capsule et le gaz contenu dans le sol, il s'établit un équilibre de pression entre les gaz du capteur et du sol. La mesure de la pression de l'air contenue dans le capteur permet d'accéder à la mesure de la pression de l'air du sol.

Le capteur est constitué d'un "tube" percé de trou de 2mm de diamètre permettant l'équilibre des pressions (Fig.32)

- Dispositif de mesure:

Le dispositif retenu est un tube en "U" contenant du mercure. La branche du "U" à la pression atmosphérique est constitué d'un tube du même type que celui utilisé pour la mesure de la succion capillaire (Fig.33)

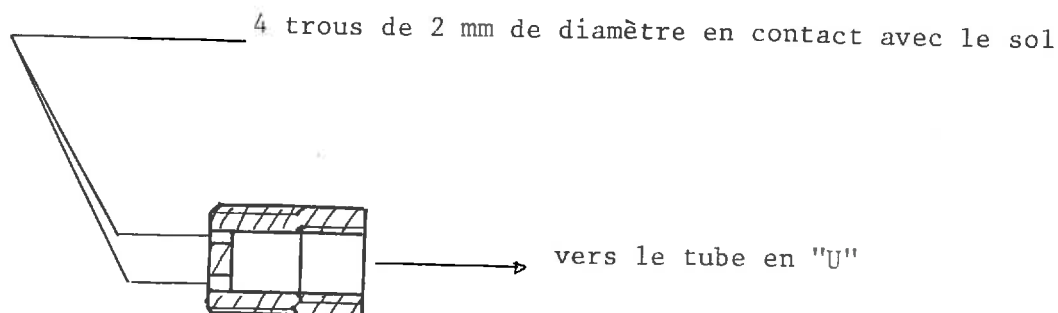


Figure 32 Capteur de mesure de la pression totale de la phase gazeuse du sol

coupe longitudinale

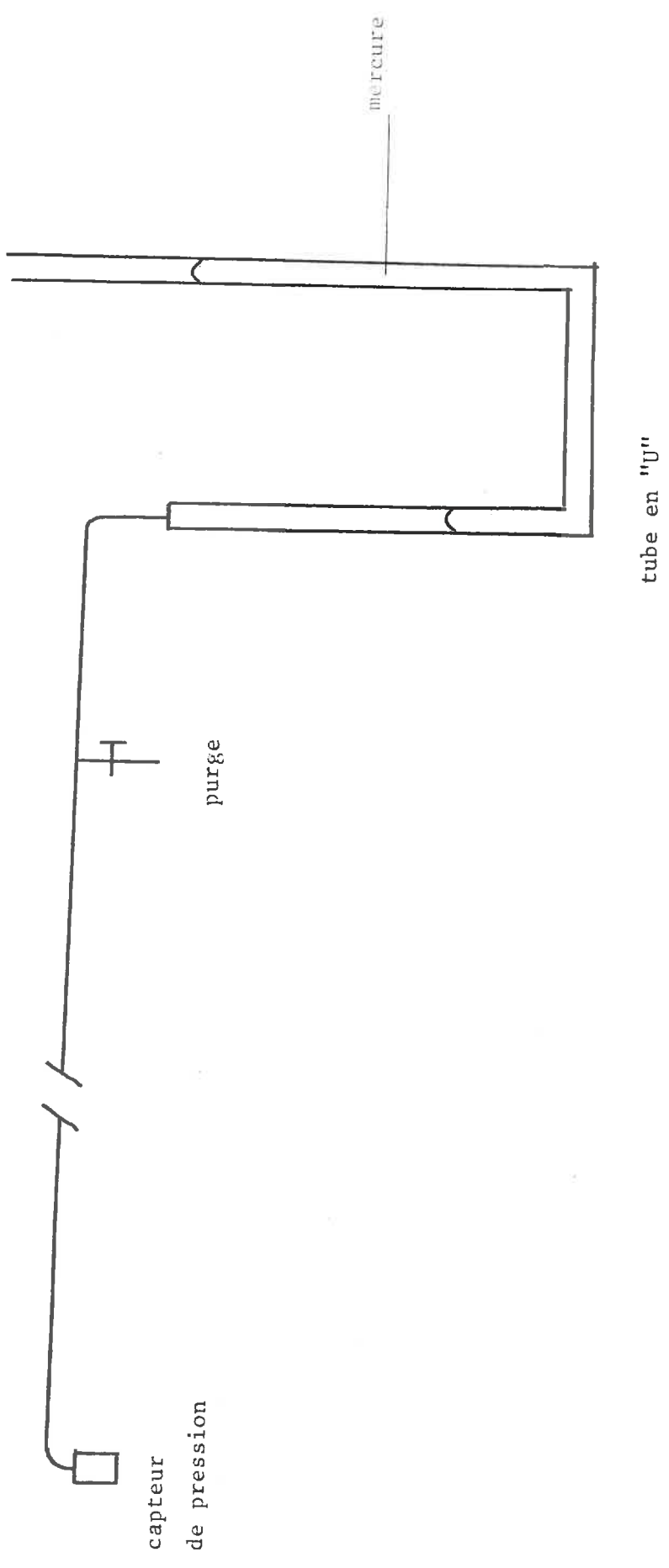


Figure 33 Schéma du dispositif de mesure de la pression de la phase gazeuse

2.3.4. Etude du capteur de mesure de la conductivité thermique (λ)

- Principe de la mesure:

On utilise la méthode de la sonde cylindrique en régime transitoire. [4]

Un élément chauffant cylindrique est placé dans le sol, cet élément initialement à la température du sol et en équilibre avec celui-ci, dissipe une énergie électrique constante. L'évolution de la température à la surface du cylindre est fonction des propriétés thermophysiques du sol. Le principe de la méthode consiste à établir la relation entre l'évolution de la température à la surface du cylindre et la conductivité thermique du milieu dans lequel il est placé.

- Description de la sonde:

La sonde (fig 34) se compose d'une enveloppe en cuivre dans laquelle est placée une résistance chauffante. La soudure chaude d'un thermocouple chromel-alumel est soudée à la surface extérieure de l'enveloppe en cuivre.

- Mode opératoire:

La sonde est placée dans le sol, on alimente sa résistance chauffante pendant dix minutes et on enregistre l'évolution de la température. Cette évolution pour un limon à diverses teneurs en eau est donnée figure (35)

On démontre que l'évolution de la température de la sonde à la surface de l'enveloppe est de la forme:

$$T(t) - T(t_1) = (C'/\lambda) \ln \frac{t - t_0}{t_1 - t_0}$$

où: - t_0 est une constante de temps qui permet de tenir compte d'une part des résistances thermiques de contact entre le sol et la sonde, et d'autre part de la longueur finie de la sonde.

- t_1 est l'instant à partir duquel la variation de $\frac{dt}{dT}$ devient une fonction linéaire du temps

- C' est une constante caractéristique de la sonde. Elle est déterminée par étalonnage de la sonde dans des liquides de conductivité thermique connue.

La méthode de détermination de λ consiste à tracer la variation de $\frac{dT}{dt}$ en fonction du temps (Fig. 36), les courbes représentatives présentent une partie linéaire à partir de l'instant t_1 , cette partie linéaire si elle est prolongée coupe l'axe des temps en t_0 .

On trace ensuite la variation de $T(t) - T(t_1)$ en fonction de $\ln \frac{t - t_0}{t_1 - t_0}$ (Fig. 37). Les pentes des droites ainsi obtenues sont inversement proportionnelles à la conductivité thermique.

la figure 38 donne la variation de λ en fonction de la teneur en eau.

Cette courbe permet, après étalonnage, de déduire la teneur en eau (w) de la connaissance de la conductivité thermique (λ).

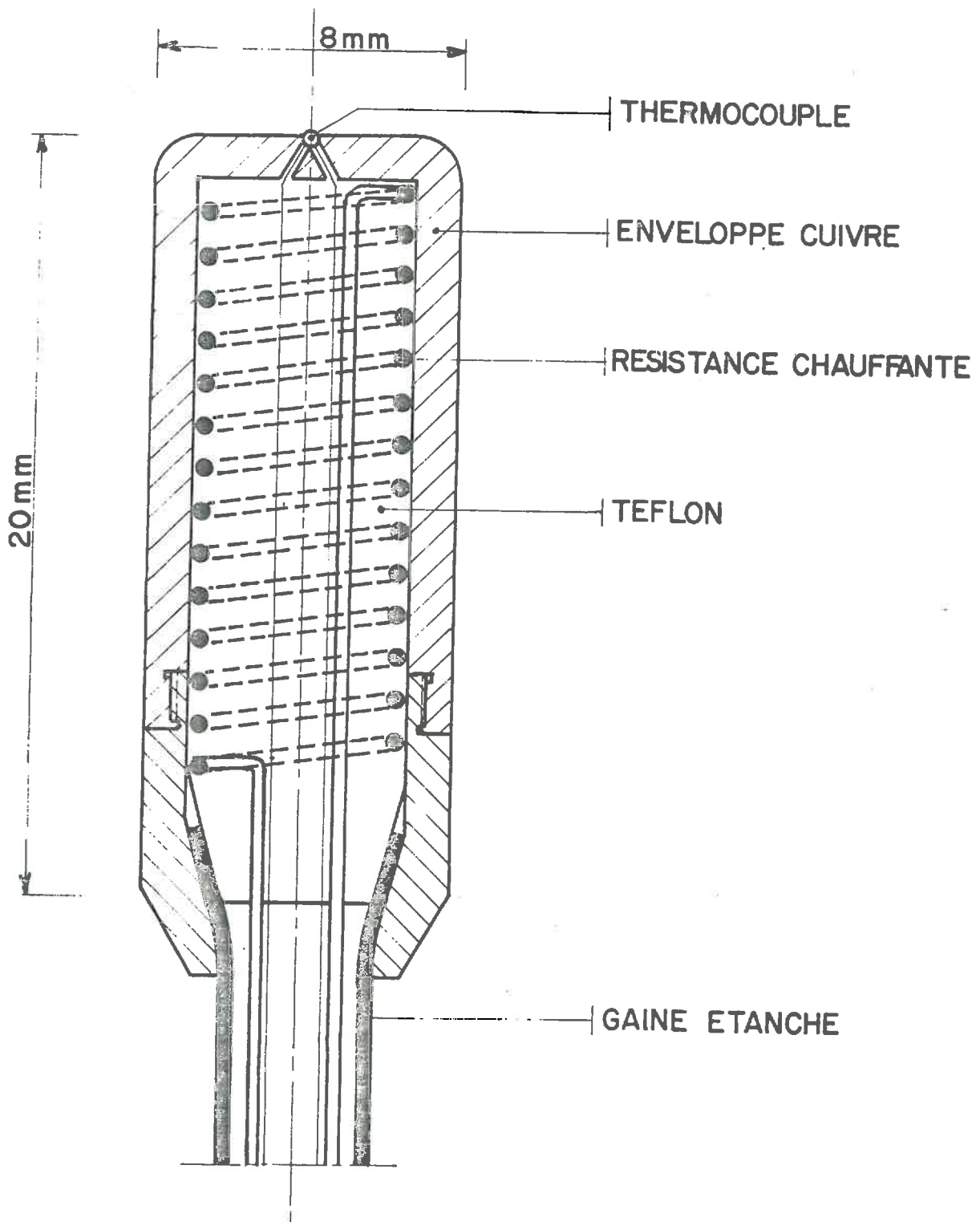


FIG. 34 — SCHEMA DE LA SONDE —

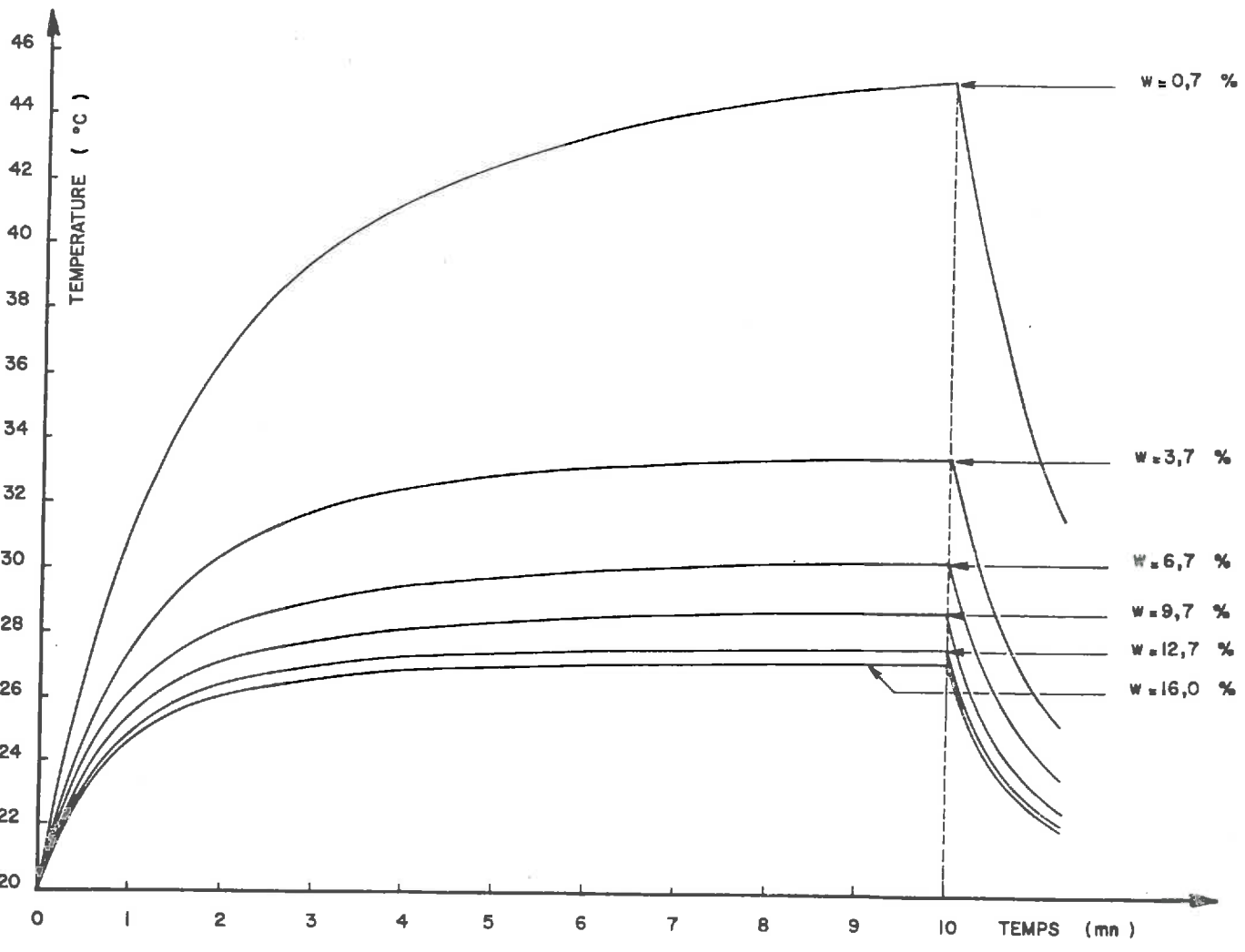


FIG. 35 EVOLUTION DE LA TEMPERATURE DE LA SONDE POUR UN LIMON A DIVERSES TENEURS EN EAU -

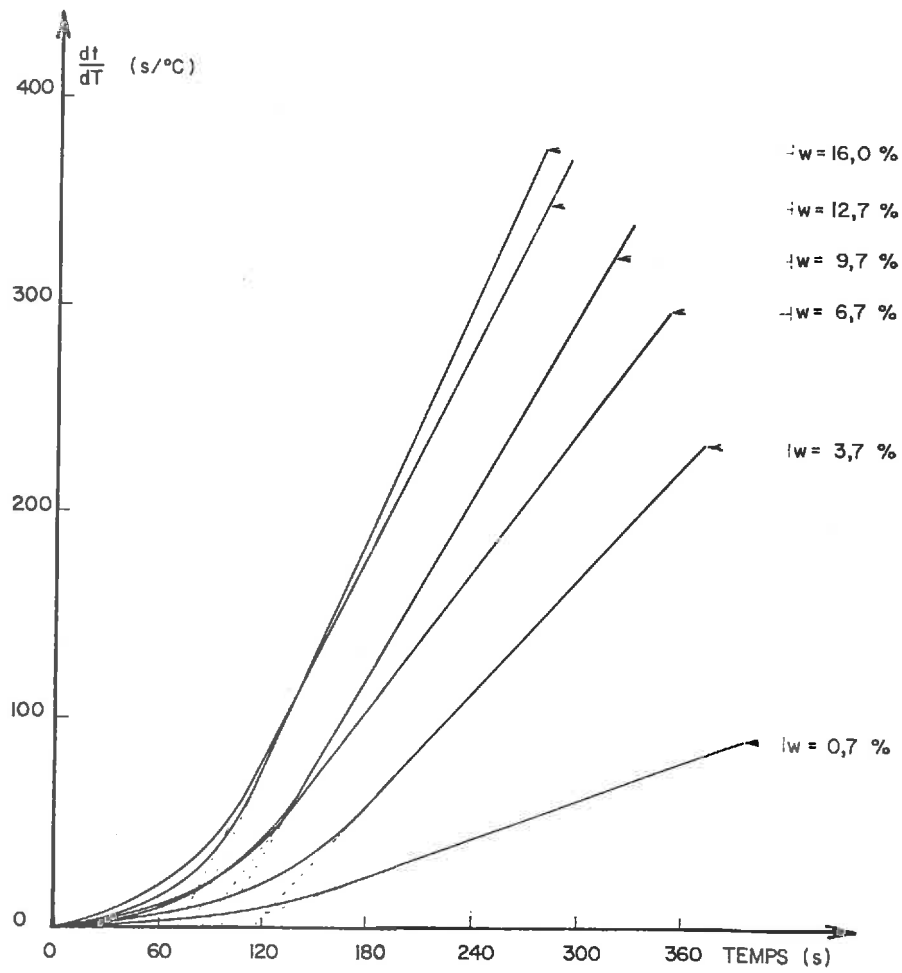


FIG. 36 - VARIATIONS DE $\frac{dt}{dT}$ EN FONCTION DU TEMPS - ESSAI SUR LIMON -

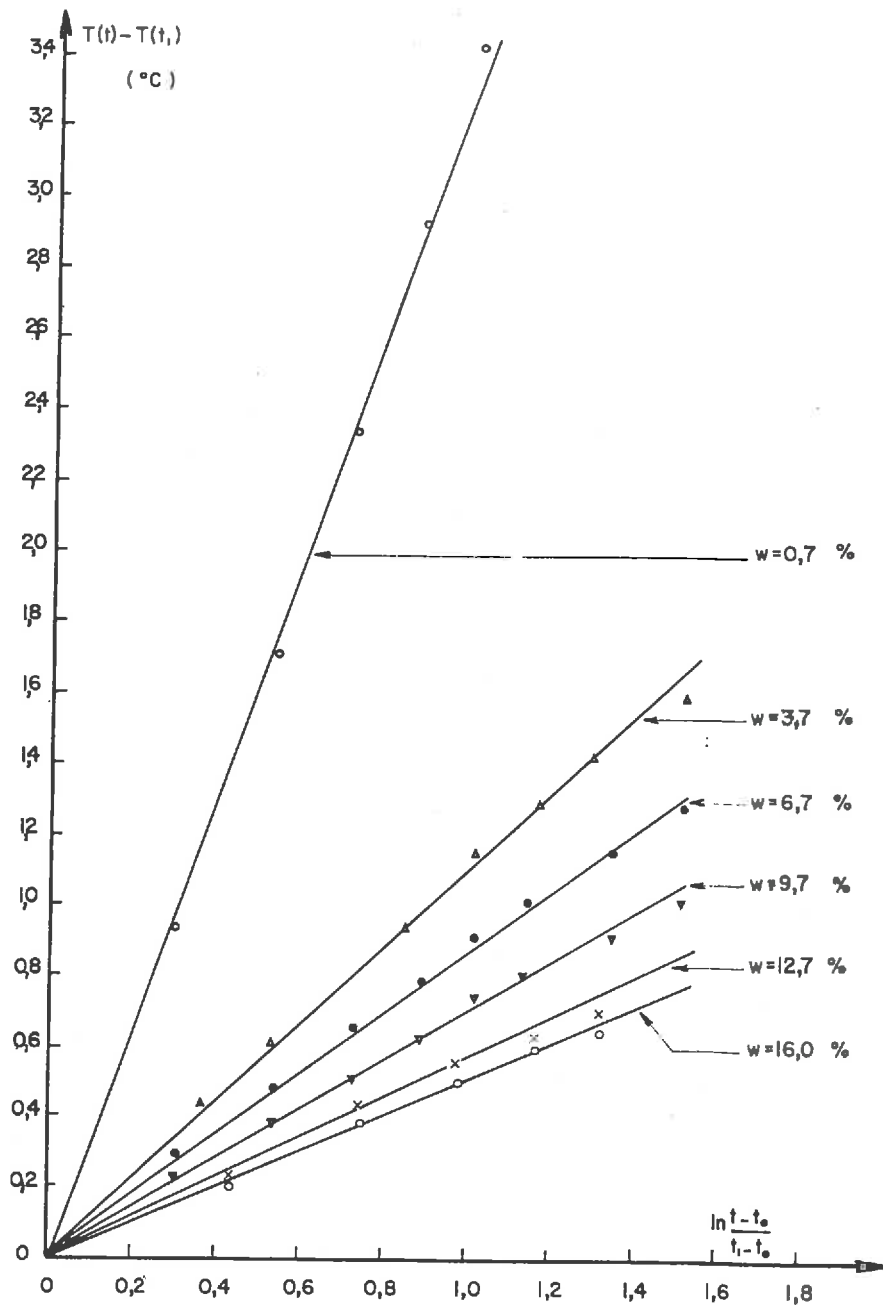


FIG. 37 - VARIATIONS DE $T(t) - T(t_0)$ EN FONCTION DE $\ln \frac{t-t_0}{t_1-t_0}$ - ESSAI SUR LIMON -

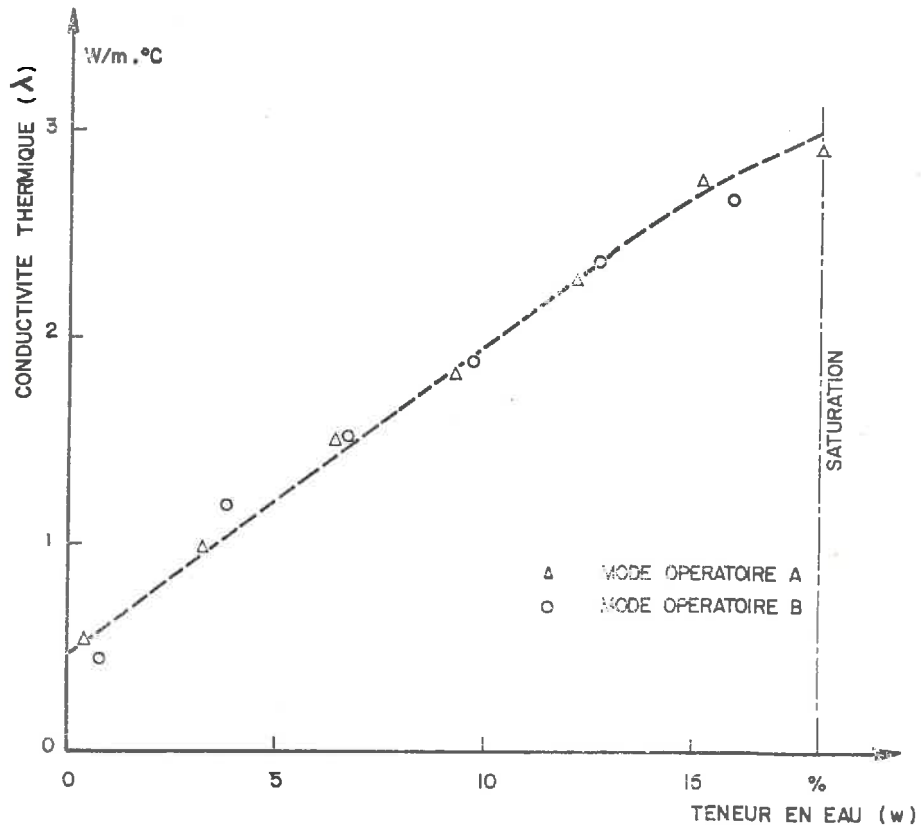


FIG. 38 - VARIATION DE LA CONDUCTIVITE THERMIQUE DU LIMON EN FONCTION DE LA TENEUR EN EAU -

2.3.5. Etude du capteur de mesure de la pression partielle de vapeur d'eau

- Principe de la mesure

Les transferts d'eau du sol vers la surface s'effectuent en phase gazeuse sous l'action du changement de phase de l'eau et de la diffusion de la vapeur dans la phase gazeuse. D'où l'intérêt de mesurer la pression partielle de la vapeur d'eau, dans la partie supérieure de l'aire d'essais.

Il a été adopté une méthode psychrométrique. La technique psychrométrique repose sur les propriétés des thermocouples. En effet, un thermocouple placé dans un sol fournit un signal correspondant à la température d'équilibre du milieu; si l'on fait passer un courant électrique dans le thermocouple celui-ci refroidit par effet Peltier au dessous de la température de rosée du mélange gazeux du sol.

Dans ces conditions un faible abaissement de température suffira pour provoquer la condensation de la vapeur d'eau avoisinante.

Si après un certain temps on interrompt le passage du courant le condensat va s'évaporer à température constante.

Il en résulte une force électromotrice, proportionnelle à la différence entre la température avant et après refroidissement.

C'est cette force électromotrice qui est enregistrée.

- Description de la sonde et mode opératoire:

La sonde psychrométrique utilisée (micropsychromètre) est représentée figure 39

La sonde se compose de deux thermocouples: (Fig. 39)

- un thermocouple chromel-alumel qui sert de référence
- un thermocouple cuivre-constantan qui constitue le psychromètre.

Le fonctionnement du psychromètre à effet Peltier se compose des phases suivantes: (Fig. 40)

- une phase d'équilibrage de la sonde avec le milieu environnant
- une phase de refroidissement par effet Peltier de la soudure du thermocouple cuivre-constantan
- lecture de la f.e.m. de la soudure humide, le maximum de déviation correspond à la mesure de la température humide.
- la vaporisation s'achève, la f.e.m. tend alors vers zero.

La figure 40 est un exemple d'enregistrement de la méthode décrite.

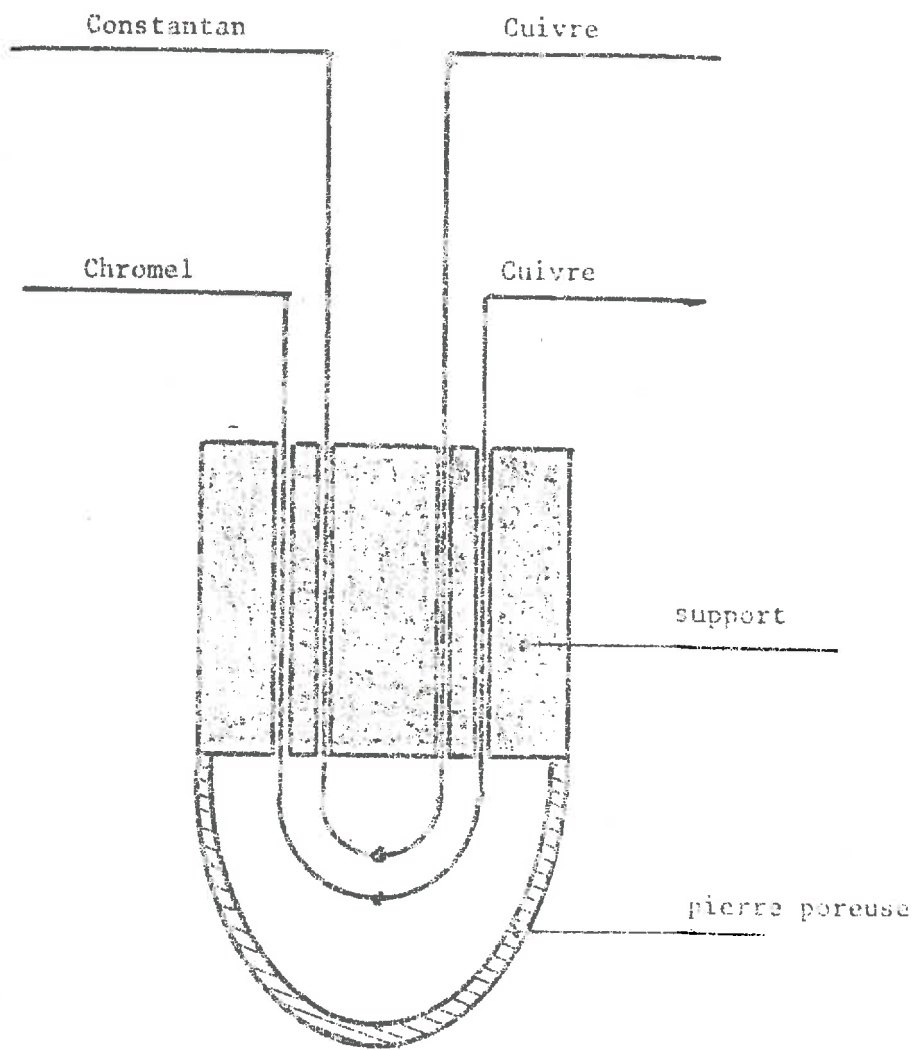


FIGURE 39 Micropsychromètre à effet PELTIER

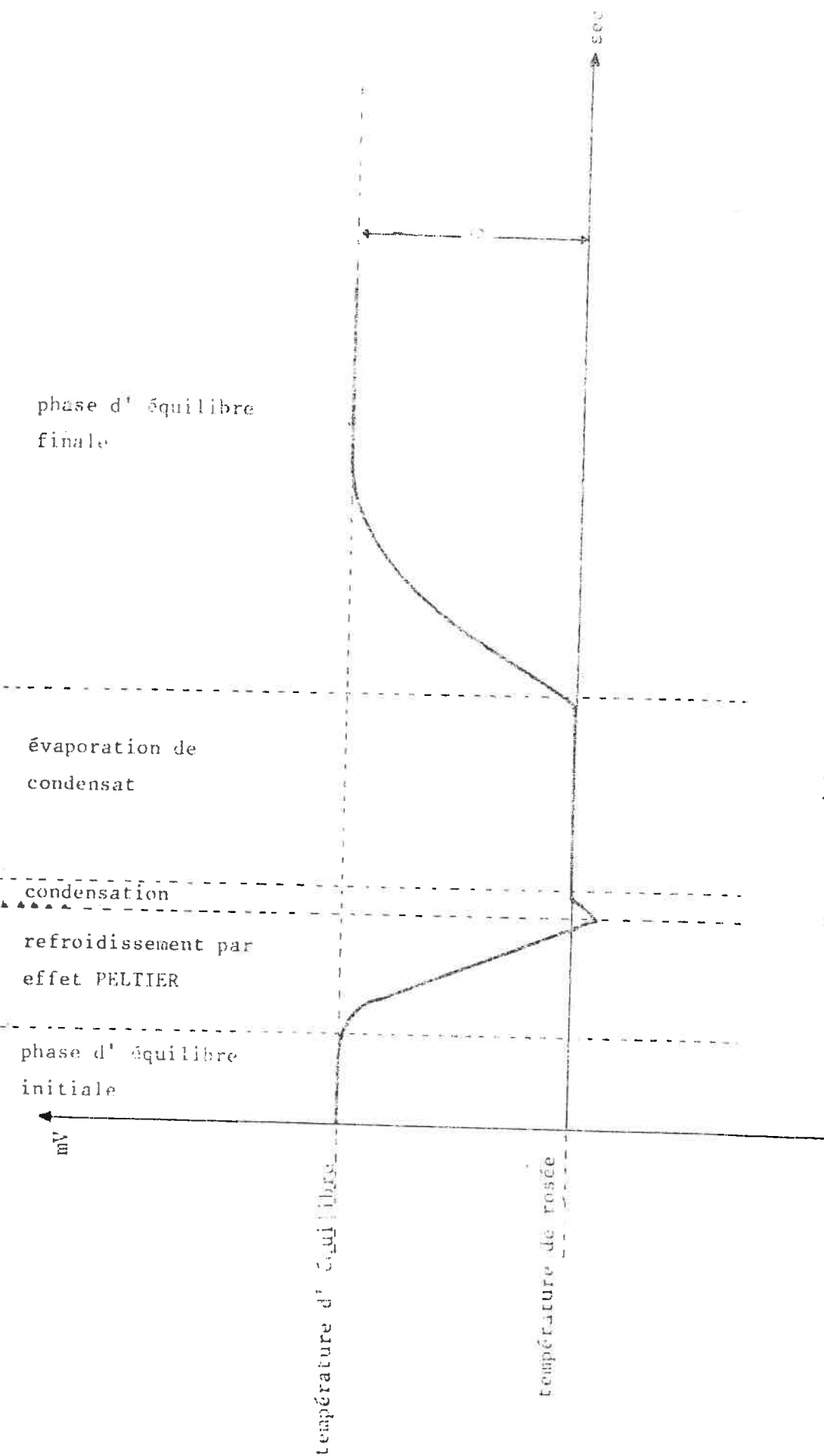


FIGURE 40 Réponse du micro-psychromètre

PARTIE N° 3

PERSPECTIVES D'APPLICATION DANS LE DOMAINE DE
LA SCIENCE DU SOL

NOTATIONS PARTIE 3

Les notations utilisées en parties 1 et 2 restent valables.

- D_g - Coefficient phénoménologique de diffusion du CO_2 dans la phase gazeuse.
- D_l - Coefficient phénoménologique de diffusion de CO_2 dans la phase liquide.
- J_c - Vitesse de changement de phase du CO_2 c'est-à-dire la masse de CO_2 qui passe de la phase gazeuse à la phase liquide par unité de temps et de volume du milieu poreux.
- J_{cg} - Flux de diffusion du CO_2 en phase gazeuse par rapport à la phase gazeuse.
- J_{cl} - Flux de diffusion du CO_2 en phase liquide par rapport à la phase liquide.
- L_{gl} - Coefficient phénoménologique de changement de phase du CO_2 (dissolution du CO_2 dans la phase liquide).
- v_{cg} - Vitesse de filtration du CO_2 en phase gazeuse.
- v_{cl} - Vitesse de filtration du CO_2 en phase liquide.
- v_g - Vitesse de la phase gazeuse.
- v_l - Vitesse de la phase liquide.
- μ_a - Potentiel chimique massique de l'air.
- μ_{cg} - Potentiel chimique massique du CO_2 en phase gazeuse.
- μ_{cl} - Potentiel chimique massique du CO_2 en phase liquide.
- μ_e - Potentiel chimique massique de l'eau liquide.
- ρ_{cg} - Masse volumique apparente du CO_2 en phase gazeuse.
- ρ_{cl} - Masse volumique apparente du CO_2 en phase liquide.

3.1. APPLICATIONS POSSIBLES

L'approche présentée dans ce mémoire, basée sur la T.P.I. permet d'aborder deux niveaux d'études dans le domaine de la science du sol.

1/ Au plan théorique : cette approche permet d'analyser tous les phénomènes irréversibles élémentaires se produisant dans ce sol et relatifs aux variables choisies. De plus elle permet de trouver la forme des lois régissant ces phénomènes à partir de l'écriture de la source d'entropie, dans l'hypothèse de relations linéaires (T.P.I. linéaire).

Cette démarche qui a déjà été effectuée pour divers phénomènes élémentaires :

- la conduction thermique en milieu poreux non saturé,
 - la filtration de l'eau liquide dans un milieu poreux non saturé,
 - la filtration de la phase gazeuse dans un milieu poreux non saturé,
 - le changement de phase de l'eau en milieu poreux non saturé,
- peut être prolongée dans le domaine agronomique à l'étude de :
- la diffusion d'éléments dans la phase liquide d'un milieu poreux,
 - la diffusion d'éléments dans la phase gazeuse d'un milieu poreux,
 - réactions chimiques,
 - du changement de phase d'un constituant du milieu poreux.

2/ Au plan des applications, la considération d'un ensemble de tels phénomènes élémentaires permet d'aborder des phénomènes plus complexes tels que :

- aération des sols et transferts gazeux,
- étude d'équilibres entre différents constituants; par exemple l'équilibre calcaire solide-ions carbonates-gaz carbonique,
- diffusion d'un pesticide dans la phase liquide du sol et son devenir,
- pénétration d'un pesticide fumigant.

Ajoutons qu'à l'heure actuelle, des efforts sont faits pour étendre cette approche aux phénomènes biologiques complexes.

3.2. EXEMPLE D'APPLICATION: TRANSFERT DU GAZ CARBONIQUE

DANS UN SOL NON SATURÉ À FAIBLE TENEUR EN EAU.

Position du problème:

Nous allons exposer les grandes lignes à suivre pour traiter de la modélisation des phénomènes de transferts du gaz carbonique dans les sols.

Cette étude porte sur les transferts de CO_2 en phase liquide et gazeuse, en prenant en compte le phénomène de passage d'une phase à l'autre à savoir: la dissolution du gaz carbonique.

Hypothèses simplificatrices:

Si l'on tient compte de tous les phénomènes élémentaires le problème devient complexe. Afin de simplifier la présentation, certaines hypothèses peuvent être émises sans dénaturer le problème,

Hypothèse H1: on admettra que la phase solide est invariante.

Hypothèse H2: on supposera que la température est uniforme, constante et identique pour toutes les phases.

Hypothèse H3: On admettra que la pression totale de la phase gazeuse est uniforme et constante. Il s'en suit que d'après la loi de Darcy et en négligeant l'influence de la pesanteur, la vitesse de la phase gazeuse est nulle. (cf. relation 10)

Hypothèse H4: on admettra que la teneur en eau du sol est suffisamment faible pour que le coefficient de Darcy, relatif à la phase liquide K_1 (cf. relation 9) puisse être supposé nul; dans ce cas, la vitesse de la phase liquide est nulle.

Hypothèse H5: on supposera que le CO_2 ne subit pas de transformation chimique.

Variables d'état:

Compte tenu des hypothèses, l'état du système est défini par deux variables d'état:

ρ_{cg} : Masse volumique apparente du CO_2 dans la phase gazeuse.

ρ_{cl} : Masse volumique apparente du CO_2 dans la phase liquide.

Bilans de masse:

Pour décrire la pénétration du CO₂ dans les deux phases deux équations de bilan de masse sont nécessaires:

- Bilan de masse du CO₂ dans la phase gazeuse:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_{cg} = - (\rho_{cg} \cdot v_{cg}^k)_{,k} - J_c \quad (35)$$

v_{cg}^k : vitesse de filtration du CO₂ en phase gazeuse.

J_c : vitesse de changement de phase du CO₂:masse de CO₂ qui passe de la phase gazeuse à la phase liquide par unité de temps et de volume du milieu poreux

Si l'on définit le flux de diffusion du CO₂ dans la phase gazeuse par:

$$J_{cg}^k = \rho_{cg} (v_{cg}^k - v_g^k) \quad (36)$$

avec v_g^k = vitesse de la phase gazeuse

la relation (35) devient par analogie avec (2)

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_{cg} = - (\rho_{cg} \cdot v_g^k)_{,k} - (J_{cg}^k)_{,k} - J_c \quad (37)$$

D'après l'hypothèse H3, $v_g^k = 0$ et la relation (36) devient

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_{cg} = - (J_{cg}^k)_{,k} - J_c \quad (38)$$

- Bilan de masse du CO₂ dans la phase liquide

Ce bilan est de la forme:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_{cl} = - (\rho_{cl} \cdot v_{cl}^k)_{,k} + J_c \quad (39)$$

si l'on définit le flux de diffusion du CO₂ en phase liquide par:

$$J_{cl}^k = \rho_{cl} (v_{cl}^k - v_l^k) \quad (40)$$

avec v_1^k = vitesse de la phase liquide.

La relation (33) devient

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_{c1} = -(\rho_{c1} \cdot v_1^k)_{,k} - (J_{c1}^k)_{,k} + J_c \quad (41)$$

D'après H4, $v_1^k = 0$ et le bilan (40) devient:

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho_{c1} = -(J_{c1}^k)_{,k} + J_c \quad (42)$$

Écriture de la source d'entropie et relations phénoménologiques:

Les relations de Gibbs utilisées pour l'écriture de la source d'entropie sont de la forme:

- Pour la phase gazeuse par unité de volume de milieu poreux:

$$d(\rho_g u_g) = T d(\rho_g s_g) - p_g (dV)_g + \mu_a d\rho_a + \mu_{cg} d\rho_{cg} \quad (43)$$

ρ_g, ρ_a, p_g, T ont la même signification que précédemment

μ_a : potentiel chimique massique de l'air

μ_{cg} : potentiel chimique massique du CO_2 dans la phase gazeuse

s_g : entropie par unité de masse de la phase gazeuse

u_g : énergie interne par unité de masse de la phase gazeuse

$(dV)_g$: variation de volume de la phase gazeuse rapportée à l'unité de volume de milieu poreux

- Pour la phase liquide de l'unité de volume de milieu poreux

$$d(\rho_1 u_1) = T d(\rho_1 s_1) - p_1 (dV)_1 + \mu_e d\rho_e + \mu_{c1} d\rho_{c1} \quad (44)$$

$\rho_1, \mu_1, \rho_e, \mu_e, u_1, s_1, p_1, (dV)_1$ ont la même signification que précédemment et se rapporte pour les indices "1" à la phase liquide.

μ_{c1} : potentiel chimique massique du CO_2 dans la phase liquide.

Avec les hypothèses de la T.P.I. linéaire, et dans le cas de vitesses faibles, les relations phénoménologiques qui se dégageraient de la source d'entropie sont de la forme:

- 89 -

Diffusion du CO₂ dans la phase liquide:

$$J_{cl}^k = - D_1 (\mu_{cl} - \mu_e)_{,k} \quad (45)$$

- D₁: coefficient de diffusion du CO₂ dans la phase liquide.

Diffusion du CO₂ dans la phase gazeuse:

$$J_{cg}^k = - D_g (\mu_{cg} - \mu_a)_{,k} \quad (46)$$

- D_g: coefficient de diffusion du CO₂ dans la phase gazeuse.

Dissolution du CO₂ (cela peut-être assimiler à un changement de phase)

$$J_p = L_{g1} (\mu_{cg} - \mu_{cl}) \quad (47)$$

- L_{g1}: coefficient de changement de phase du CO₂

Fonctions d'état

Les fonctions d'état qui seront nécessaires pour rendre le modèle exploitable portent sur:

$\mu_{cg}, \mu_{cl}, \mu_a, \mu_e$ qu'il faudra exprimer en fonction des concentrations en CO₂ dans les différentes phases, déduites des variables d'état.

Ce schéma très général montre que l'étude des transferts du CO₂ peut être abordée par les méthodes de la T.P.I.. Cependant pour aboutir à une modélisation d'un cas concret un travail expérimental reste à faire au niveau de la mesure des coefficients phénoménologiques.

CONCLUSION

CONCLUSION

L'étude présentée dans ce mémoire est une familiarisation avec les méthodes de la thermodynamique des processus irréversibles permettant d'étudier les transferts de masse et d'énergie dans les sols.

Ce mémoire a permis d'autre part de mettre en évidence l'intérêt de telles méthodes pour la science du sol.

Nous avons tout d'abord introduit les méthodes de la thermodynamique des processus irréversibles, en essayant de mettre en valeur les caractères principaux de cette approche phénoménologique, l'importance du choix des variables de description du milieu, les équations de conservation et la déduction de l'écriture de la source d'entropie des lois régissant les phénomènes irréversibles se développant dans les sols.

Puis à l'aide d'une application en cours au laboratoire de Génie Civil de l'USTL, nous avons exposé un modèle théorique local d'étude des transferts de masse et d'énergie dans une couche de sol non saturée en température, ainsi que la validation de ce modèle par une aire d'essais grandeur nature.

Dans cette validation s'inscrit un travail expérimental sur la mise au point des capteurs de mesure utilisés sur l'aire d'essais.

En troisième lieu, une recherche personnelle à contribuer à mettre en évidence les perspectives d'applications des méthodes de la thermodynamique des processus irréversibles au domaine de l'agro-

nomie. Dans ce but une ébauche d'étude des transferts de gaz carbonique dans un sol non saturé à faible teneur en eau a été envisagée, avec l'espoir que des recherches futures amèneront à une modélisation plus approfondie de ces phénomènes.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- 1 BAVER L.D., GARDNER W.H., GARDNER W.R.-Soil physics. John Wiley & sons. Fourth edition, New York, 1972
- 2 BENET J.C.-Contribution à l'étude thermodynamique des milieux poreux non saturés avec changement de phase. Thèse Doc. ès Sci. physiques USTL, sept. 1981.
- 3 BENET J.C., JOUANNA P.-Relation phénoménologique de changement de phase de l'eau dans un milieu poreux. Vérification expérimentale et mesure du coefficient phénoménologique. 7ème Symposium international de l'A.I.R.H.: Transfert de chaleur et de masse en milieu poreux. INSEEIHT Toulouse, 26-28 Août 1980.
- 4 BENET J.C., POMADE P., HINZELIN P.-Mesure de la conductivité thermique des sols par sonde cylindrique en régime transitoire. Etude de l'influence du mode de mise en place de la sonde. Bull. RILEM, vol. 10 n° 60, 385-392, 1977.
- 5 BENET J.C., JOUANNA P.-Theoretical model of heat and mass transfer in non saturated soil with phase change. International T.N.O. Symposium: Thermal storage of solar energy. Amsterdam, 5-6 november. Martinus Nijhoff, the Hague. 1981.

- 6 COUDERT J.F.-Théorie macroscopique des écoulements multiphasiques en milieu poreux.Première partie:approche d'une théorie mathématique pour établir les équations en valeur moyenne décrivant l'écoulement d'un fluide hétérogène.Revue de l'Institut Français du Pétrole,vol. XXVIII,n°3,373-398,1973.
- 7 DELLA-VALLE G.,BENET J.C.,SAIX C.,MIGNARD E.,KOUFOGIANNIS D.,JOUANNA P. Etude du stockage de chaleur dans les sols non saturés.Réalisation d'une colonne d'essais de simulation de l'évolution d'une couche de sol non saturé utilisée comme zone de stockage.Contract CCE n° ESA/S/051/F note 2,juin 1981.
- 8 DE GROOT S.R.,MAZUR P.-Non-equilibrium thermodynamics.North-Holland Publishing Company,Amsterdam,1969.
- 9 GUGGENHEIM E.A.-Thermodynamique.Dunod,Paris,1965.
- 10 GUIRAUD M.T.-Transferts d'énergie et d'eau avec hystérésis dans un sol non saturé au dessus d'un stockage d'énergie solaire.Thèse d'université,USTL,1981.
- 11 JOUANNA P.,BENET J.C.,POMADE P.,BOUILLEAU M.,GUIRAUD M.T.-Etude des phénomènes de surface du stockage souterrain de chaleur en nappe phréatique pour l'habitat.Rapport final du contrat Plan Construction n°77 610 46 00 23 75501,1980.
- 12 JOUANNA P.,BENET J.C.,BOUILLEAU M.,GUIRAUD M.T.-Formalisation de certains phénomènes d'hystérésis en milieux polyphasiques.Application aux sols non saturés en température.Communication aux Journées Universitaires de Génie Civil:Thème:mécanique des sols appliquée.INSa Génie Civil Lyon,oct.1980.
- 13 KATCHALSKY A.,CURRAN P.F.-Nonequilibrium thermodynamics in biophysics. Harvard University Press,Cambridge.1975.
- 14 PRIGOGINE I.-Introduction à la thermodynamique des phénomènes irréversibles.Dunod,Paris.1968.

- 15 SCHEIDEGGER A.E.-The physics of flow through porous media.Third edition
University of Toronto Press.1974.
- 16 TOPP G.C.,MILLER E.E.-Hysteretic moisture characteristics and hydraulic
conductivities for glass-bead media.Soil sc. Soc.Am.Proc.,vol.30,
156-162,1966.
- 17 TRUESDELL C.,TOUPIN R.-The classical field theories.Handbuch der Physik
Band III/1,Sringer-Verlag,Berlin,1960.
- 18 VISIER J.C.-Contribution à l'étude des transferts d'eau en phase gazeuse
dans les sols non saturés.Mémoire de fin d'étude Ecole Centrale
des Arts et Manufacture,juin 1981.