

these  
TH-  
HB1  
COU 63 432,3

# THÈSES

présentées à la **MINISTÈRE DE L'AGRICULTURE**

**FACULTÉ DES SCIENCES**  
**DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE**  
**STATION D'AGRONOMIE**  
**BIBLIOTHÈQUE**

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR ÈS-SCIENCES PHYSIQUES**  
**Domaine Saint - Paul**  
**84140 MONTEAUVET**

par

**Georges VACHAUD**

*Attaché de Recherches au C.N.R.S.*

*PREMIERE THESE*

## **Contribution à l'étude des problèmes d'écoulement en milieux poreux non saturés**

*DEUXIEME THESE*

*Propositions données par la Faculté*

**sur le temps de réponse des capteurs de pression associés aux tensiomètres**

Soutenues le 4 octobre 1968, devant la Commission d'Examen

M. L. NÉEL, Membre de l'Institut,	<i>Président</i>
MM. J. KRAVTCHENKO	} <i>Examineurs</i>
L. SANTON	
A. CRAYA	
J. BIAREZ	

GRENOBLE

25 AVR. 1974

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION.

CHAPITRE I : ETUDE PHYSIQUE DES ECOULEMENTS DANS LES SOLS NON SATURES.

1. SIGNIFICATION ENERGETIQUE DE LA SUCCION.
  - 1.1. Définition de l'énergie et de la succion.
  - 1.2. Mesure de  $h_s$ . Signification de la succion.
    - a) Cas isotherme.
    - b) Cas général.
2. EQUATION GENERALE DES TRANSFERTS.
  - 2.1. Equations de Bilan.
  - 2.2. Equation du mouvement.
  - 2.3. Valeurs des  $L_{ij}$ .
3. CAS PARTICULIER : ECOULEMENT ISOTHERME DE L'EAU PURE DANS UN SOL NON SATURE.
  - 3.1. Equation de continuité.
  - 3.2. Equation dynamique.
  - 3.3. Equation de l'écoulement.
4. SOLUTION PARTICULIERE : INFILTRATION.
5. CONCLUSION.

CHAPITRE II : PRINCIPES ET METHODES DE MESURE.

1. PRINCIPE DE LA MESURE DES TENEURS EN EAU PAR ABSORPTION DE RAYONS  $\gamma$ .
2. EQUIPEMENT DE MESURE.
  - 2.1. Source et ensemble de comptage.
    - a) Source.
    - b) Détecteur.
    - c) Ensemble de comptage.
    - d) Enregistrement des données.
  - 2.2. Géométrie de mesure.
  - 2.3. Equipement mécanique pour les colonnes horizontales.
  - 2.4. Equipement mécanique pour les colonnes verticales.
3. DESCRIPTION DES ESSAIS.
  - 3.1. Essais préliminaires.
    - a) Loi exponentielle d'absorption.
    - b) Détermination des coefficients d'absorption.
    - c) Détermination de l'épaisseur de sol.

- 3.2. Réalisation des essais.
  - a) Mise en place du sol.
  - b) Contrôle de la stabilité des comptages.
  - c) Mesure de l'évolution des teneurs en eau.

4. MESURE DE LA SUCCION.

5. CONCLUSION.

CHAPITRE III : ETUDE DE L'INFILTRATION DE L'EAU DANS UN SOL SEC.  
DETERMINATION DE  $k(\theta)$ .

1. ESSAI D'INFILTRATION HORIZONTALE. SILT DU "MONT-CENIS".
  - 1.1. Evolution des teneurs en eau pendant l'infiltration.
  - 1.2. Evolution des volumes infiltrés.
  - 1.3. Détermination des débits unitaires.
  - 1.4. Détermination du coefficient de diffusivité.
  - 1.5. Détermination de la conductivité hydraulique.
2. ETUDE DE L'INFLUENCE DE LA GRAVITE ET DE LA MASSE VOLUMIQUE DU SOL SEC. SILT "COLUMBIA".
  - 2.1. Etude de l'influence de la gravité.
  - 2.2. Influence de la masse volumique.
  - 2.3. Calcul de D et k ; remontée capillaire.
3. VALIDITE DE LA DETERMINATION DE  $\Psi(\theta)$ . ALLURE DES LOIS D ( $\theta$ ) ET k ( $\theta$ ).
  - 3.1. Validité de  $\Psi(\theta)$ .
  - 3.2. Allure de D ( $\theta$ ).
  - 3.3. Allure de k ( $\theta$ ).

CHAPITRE IV : REDISTRIBUTION A LA FIN D'UNE INFILTRATION.

1. RAPPEL DES RESULTATS PRECEDENTS TRAITANT DE L'HYSTERESIS.
2. EVOLUTION DES TENEURS EN EAU DURANT UN ESSAI DE REDISTRIBUTION APRES L'ARRET D'UNE INFILTRATION DANS UNE COLONNE HORIZONTALE.
  - 2.1. Méthode expérimentale.
  - 2.2. Evolution des teneurs en eau.
3. DETERMINATION DES SUCCIONS PENDANT LA REDISTRIBUTION.
  - 3.1. Hypothèses de base.
  - 3.2. Distribution des succions au temps  $T_n$ .
  - 3.3. Evolution des succions dans une section  $x_n$ .
  - 3.4. Valeur de  $\Psi(x_n, T_n)$ .
4. CONCLUSION.

• CHAPITRE V : ETUDE DU DRAINAGE D'UNE COLONNE DE SABLE.

1. INTRODUCTION BIBLIOGRAPHIQUE.

2. SIGNIFICATION ET VALEUR LIMITE DU COEFFICIENT D'EMMAGASINEMENT.

2.1. Drainage d'une nappe de surface.

2.2. Drainage d'une nappe profonde.

2.3. Valeur de  $S^*$  (H,Z).

3. DUREE DU DRAINAGE, MODELES CAPILLAIRES.

3.1. Description des essais.

3.2. Valeurs de  $V^u$  (t) et  $S$  (Z,t).

3.3. Etude critique des modèles.

a) Modèle gravitaire.

b) Modèle capillaire unique.

c) Modèle capillaire multiple.

4. ANALYSE DES PROFILS HYDRIQUES ET DETERMINATION DE  $k(\theta)$ .

4.1. Drainage d'une nappe de surface.

a) Evolution des débits unitaires.

b) Evolution des gradients de potentiel.

c) Détermination de  $k(\theta)$ .

4.2. Drainage d'une nappe profonde.

5. CONCLUSION.

CONCLUSION.

-:-:-

## INTRODUCTION

L'étude des écoulements en milieux poreux non saturés fait actuellement l'objet d'un nombre croissant de publications. Ce domaine est en effet intimement lié au développement de recherches fondamentales et appliquées. Relèvent ainsi du premier point l'étude de la physique générale des milieux continus (écoulement polyphasique), et celle de la physique fine des phénomènes de surface (double couche des argiles, échanges ioniques, etc.). On pourra rattacher au second point tous les problèmes permettant d'estimer, d'utiliser et de reconstituer les réserves d'eau du sol et les échanges hydriques sol-plante-atmosphère. Si l'on prend ainsi un exemple typique, comme celui de l'infiltration, ou du drainage, on notera que ce cas intéresse les hydrogéologues (estimation des réserves d'une nappe), les mécaniciens du sol (valeur des pressions interstitielles), et les agronomes (disponibilité de l'eau par les plantes). Il en est de même pour le problème de l'évaporation à partir d'une nappe, du ruissellement, de la diffusion des polluants, etc.

Il faut cependant convenir que, malgré l'importance du problème, les recherches fondamentales et appliquées ont généralement été menées sans coordination, et si l'on reconnaît l'importance qualitative des transferts d'eau se produisant dans la zone non saturée comprise entre la surface d'une nappe et l'atmosphère, la description quantitative de ces transferts est extrêmement peu précise.

Cette lacune provient essentiellement de l'absence de modèles propres à représenter les interactions se produisant dans l'espace hétérogène que constituent les grains de sol, où les domaines liquides et gazeux sont soumis à des forces de surface liées aux concentrations de chaque phase, à la nature des liaisons chimiques et aux variations de température, et de la difficulté, d'ordre purement mathématique, rencontrée au niveau de la résolution d'équations de l'écoulement non linéaires, même dans les cas les plus simples.

Après un exposé rapide d'un schéma phénoménologique, basé sur la thermodynamique des processus irréversibles et permettant de définir l'importance relative des différents types de transferts (eau, vapeur d'eau, sel, chaleur...) pouvant intervenir dans cette zone non saturée, nous étudierons expérimentalement, et d'une façon assez détaillée, certains types d'écoulement répondant aux conditions initiales et aux limites les plus simples possible, en ne portant que sur le transfert isotherme de l'eau pure dans une colonne non saturée. Un des objectifs de cette recherche est notamment de vérifier une hypothèse de base concernant la validité de la loi de Darcy généralisée. L'analyse des équations de l'écoulement, et la simulation mathématique des essais reportés dans cette thèse, font actuellement l'objet d'une recherche effectuée par P. GUELIN.

Les nombreux résultats expérimentaux exposés dans ce mémoire ont pu être obtenus grâce à l'utilisation de la méthode de mesure des teneurs en eau par absorption de rayons  $\gamma$ . Cette méthode, non destructive, précise et rapide, permet en effet de suivre l'évolution rapide des transferts de liquides en écoulement non permanent. C'est pourquoi nous avons jugé bon de consacrer un chapitre entier de ce mémoire à un exposé détaillé de la technologie de cette mesure.

../..

Nous envisagerons ensuite successivement l'étude des problèmes suivants :

1) Infiltration de l'eau dans un sol sec, en considérant d'abord l'écoulement dans une colonne horizontale, puis en analysant l'influence de la gravité et de la masse volumique du sol. Ce chapitre fait l'objet d'une méthode d'analyse des profils hydriques permettant d'obtenir notamment le coefficient de conductivité hydraulique.

2) Redistribution de l'eau dans une colonne de sol à la fin d'une infiltration, ce qui permet d'estimer l'importance de l'hysteresis de succion.

3) Drainage d'une colonne de sable : à partir de l'évolution des teneurs en eau et des volumes drainés, on propose une étude critique de la notion de "coefficient d'emménagement" et des modèles capillaires, puis on étudie l'influence du temps, de la profondeur initiale de la nappe, du rabattement et de la perméabilité du sol sur le volume d'eau drainé.

-:-:-

## CHAPITRE I

### ETUDE PHYSIQUE DES ECOULEMENTS

#### DANS LES SOLS NON SATURES

Alors que les écoulements dans les sols saturés relèvent d'une physique relativement simple, car seules agissent les forces de frottement au niveau des grains et la gravité, les écoulements dans les sols non saturés mettent en jeu des interactions entre trois phases : le sol, l'eau et l'air, ou la vapeur d'eau. Aux forces de frottement et à la gravité viendront donc se superposer les forces de surfaces intervenant au niveau des interfaces et, parfois, des réactions chimiques. Ces "forces" supplémentaires sont généralement fonction des degrés de concentration en eau, en air et en composants chimiques, de la température et de la pression.

La principale difficulté, pouvant expliquer la grande diversité d'études proposées pour établir une physique des écoulements dans les sols non saturés, proviendra du choix des variables indépendantes et de l'échelle de description du phénomène : faut-il considérer le mélange "sol, eau, air" comme un ensemble ? Faut-il au contraire étudier les interactions au niveau des grains ? On conçoit aisément que, selon le schéma adopté, le choix des variables indépendantes devra être mûrement réfléchi. Nous laissons ainsi le lecteur juger de l'ambiguïté de la définition de la "pression" dans chacun des systèmes énumérés ci-dessus.

La première partie de ce chapitre constitue un rappel des méthodes utilisées pour définir l'énergie de l'eau dans un sol non saturé. Nous en profiterons pour essayer de mettre en lumière les difficultés rencontrées et pour définir la signification de la "suction". Ce point pouvant à lui seul faire l'objet d'une thèse, nous renvoyons, pour une étude détaillée du sujet, aux travaux récents de G.H. BOLT et M. FRISSEL (1960), P.E. RAATS (1965), et à la thèse en cours de P. GUELIN.

Nous présenterons ensuite les équations classiques de l'écoulement, dérivées de l'analyse précédente, en précisant les domaines de validité parfois assez restreints de ces équations. Les essais effectués tendront essentiellement à vérifier, et à expliquer, les résultats théoriques ainsi obtenus pour des problèmes d'absorption et de désorption d'eau par le sol.

### 1. SIGNIFICATION ENERGETIQUE DE LA SUCCION.

Il est depuis longtemps évident que les sols non saturés peuvent être gratifiés d'un certain niveau énergétique : il suffit de mettre en contact un volume de sol sec avec un récipient d'eau libre pour qu'il y ait un écoulement spontané de l'eau contenue dans le récipient vers l'échantillon de sol.

BUCKINGHAM (1907) et SCHOFIELD (1935) ont les premiers proposé de définir ainsi le "potentiel capillaire" du sol, en analogie avec ce qui se passe pour les tubes capillaires.

Si ce modèle, basé essentiellement sur la loi de *JURIN* et l'écoulement de *POISEUILLE*, peut être utilisé dans certains cas très simples (*Chapitre V : Etude du drainage*), il n'en reste pas moins un modèle très simplifié, ne pouvant prendre en compte toutes les interactions agissant au niveau eau-air-sol. La structure même du sol étant elle-même nettement différente d'un réseau de capillaires, certains auteurs (*CHILDS-COLLIS-GEORGE, 1950 ; MARSHALL, 1958;*

LLINGTON-QUIRK, 1961) ont tenté d'établir des théories statistiques pour tenir compte des répartitions aléatoires des vides et des interactions entre les capillaires, mais ces approches n'ont jamais été couronnées d'un grand succès.

Il est en effet vite apparu que ce modèle ne pouvait généralement suffire pour définir une physique satisfaisante des mouillages et que la seule façon d'aborder cette étude était d'employer une approche phénoménologique, basée sur la thermodynamique.

Ainsi, les essais de ANDERSON-LINVILLE (1963) ont montré que l'absorption de l'eau par le sol est généralement suivie d'une fluctuation importante de température au niveau du front d'humidification pour les argiles fines. La grandeur de cette fluctuation dépend essentiellement de la nature du sol (donc de la liaison entre les molécules et de l'influence de la double couche), et de la teneur en eau initiale  $\theta_i$  du sol. Pour une benétite, cette fluctuation vaut :

$T = 15^\circ \text{ C}$	pour	$\theta_i = 2 \%$
$10^\circ \text{ C}$	pour	$\theta_i = 10 \%$
$1^\circ \text{ C}$	pour	$\theta_i = 35 \%$

elle est par contre négligeable pour les sables ou même les silts. Les phénomènes thermiques ne peuvent être pris en compte par un modèle capillaire.

On explique également les transferts dans un sol non saturé par la différence de "potentiel capillaire" -provenant essentiellement, dans le modèle classique, de la différence de courbure des interfaces eau-air- entre deux zones du sol. S'il est admis que de tels types de transferts peuvent se produire, et sont généralement les plus importants, ce ne sont pas les seuls. Il suffit de citer les expériences de CARY, 1965 ; ABD-EL-AZIZ-TAYLOR, 1965 ; etc. pour voir que des transferts peuvent également être provoqués par des gradients de concentrations salines, de température et d'électricité.

De plus, si l'on considère deux échantillons de sol identiques avec :

- dans un cas une teneur en eau uniforme mais un gradient de concentration saline,
- dans l'autre cas une concentration saline uniforme, mais un gradient de teneur en eau,

et si l'on mesure le gradient de "potentiel capillaire" ou de "suction" avec deux tensiomètres classiques -qui sont des membranes semi-perméables laissant passer l'eau et les sels minéraux-, l'on observera dans le premier cas un gradient de suction initialement nul, alors qu'il y aura un écoulement d'eau et une diffusion de sel des zones de faible concentration saline vers les zones de forte concentration ; dans le second cas, le gradient initial sera fini et l'on aura un écoulement de l'eau des zones de forte teneur en eau vers les zones de faible teneur en eau. Enfin, dans un cas comme dans l'autre, la condition finale d'équilibre, si elle existe, correspondra à un gradient de suction non nul. Il y a donc là un problème important relatif à la signification physique de la mesure de suction.

### *1.1. Définition de l'énergie et de la suction.*

Le premier essai d'approche phénoménologique, utilisant la thermodynamique classique, a été tenté par EDLEFSEN-ANDERSON, 1943.

Adoptant ensuite les schémas de thermodynamique des processus irréversibles proposés par PRIGOGINE (1947), BIOT (1956), DE GROOT-MAZUR (1962) et GUGGENHEIM (1967), de nombreuses études ont été effectuées notamment par BABCOCK-OVERSTREET (1955), LOW-ANDERSON (1958), BOLT-FRISSEL (1960), ZASLAVSKY (1965) et GUELIN (1968) pour tenter d'établir une théorie générale des transports ; par LUIKOV-MIKAYLOV (1961) pour décrire la déformation des milieux poreux remplis de fluides ; par TAYLOR et ses associés : CARY (1963), TAYLOR-CARY (1964), ABD-EL-AZIZ-TAYLOR (1965) etc. pour étudier les transports simultanés d'eau, d'énergie et de matières dans les milieux saturés ou non.

On notera également la tentative récente, et intéressante, de P.E. RAATS (1966, 1967), s'appuyant sur la phénoménologie des milieux continus de TRUESDELL et TOUPIN (1960).

Les résultats présentés diffèrent surtout entre eux par le choix de l'échelle de description du phénomène (macroscopique ou microscopique ; mixture ou phase) et par celui des variables indépendantes. Comme l'ont souligné BOLT et FRISSEL (1960), c'est sur ce dernier point que repose la plus grosse difficulté du problème.

Toutes ces théories ont pour point de départ la formulation de la deuxième loi de la thermodynamique, valable aussi bien pour les systèmes ouverts que pour les systèmes fermés, et donnée par l'équation de GIBBS écrite sous la forme :

$$d\mathcal{U} = Td\mathcal{S} - Pd\mathcal{V} + \sum_i \frac{\partial \mathcal{U}}{\partial n_i} dn_i + \sum_j F_j dx_j \quad (I-1.a)$$

où  $\mathcal{U}$  est l'énergie du système,  $\mathcal{S}$  son entropie et  $\mathcal{V}$  le volume.

$\sum_j F_j dx_j$  représente le travail accompli par un champ de forces extérieur.

Introduisant l'énergie de GIBBS sous la forme :

$$G = \mathcal{U} + P\mathcal{V} - T\mathcal{S} \quad (I-1.b)$$

on écrira aussi (I-1.a) :

$$Td\mathcal{S} = d\mathcal{U} + Pd\mathcal{V} - \sum_i \tilde{\mu}_i dm_i - \sum_j F_j dx_j \quad (I-2.a)$$

où  $\tilde{\mu}_i$  représente le potentiel chimique massique, ou l'énergie de GIBBS partielle massique :

$$\tilde{\mu}_i = \left( \frac{\partial G}{\partial m_i} \right) = (G_i')$$

où  $m_i$  est la masse du constituant  $i$  du système.

$\tilde{\mu}_i$  - qui a la dimension d'une énergie par unité de masse sera défini par :

$$d\tilde{\mu}_i = \frac{\partial \tilde{\mu}_i}{\partial T} dT + \frac{\partial \tilde{\mu}_i}{\partial p} dp + \sum_k \frac{\partial \tilde{\mu}_i}{\partial m_k} dm_k + \sum_j \frac{\partial \tilde{\mu}_i}{\partial x_j} dx_j \quad (I-2.b)$$

la condition d'équilibre du système correspondant à :

$$d\tilde{\mu}_i = 0 \quad (I-2.c)$$

Une des difficultés rencontrées pour définir les différents termes intervenant dans (I-2.b) proviendra du choix de l'échelle.

Si l'on se place en un point de la phase eau, et si l'on compare (I-2.b) avec la définition de  $G$ , on obtient :

$$d\tilde{\mu}_w = -\bar{J}' dT + \bar{V}' dp_w + g dZ + d\tau' \quad (I-3)$$

Considérant que le seul champ de forces extérieures agissant sur le système est le champ de pesanteur, et les termes notés  $\bar{Y}'$  représentant des variables partielles massiques :  $\bar{Y}' = \frac{\partial Y}{\partial m_i}$ . Dans cette expression, on a :

$$g dZ = \sum_j \bar{F}'_j dx_j$$

$$d\tau' = \sum_k \frac{\partial \mu_i}{\partial c_k} dc_k$$

$c_k \neq c_i$

La signification du terme de force étant évidente, attachons-nous à la signification physique des autres termes :

$d\tau'$  représente les effets osmotiques dûs aux concentrations massiques  $c_k$  de sel dans l'eau,

$\bar{D}'dT$  représente les effets thermiques,  $\bar{D}'$  étant l'entropie partielle massique de l'eau.

Enfin, le terme  $dp_w$  représente la pression de la phase eau. En un point donné, cette pression, négative par rapport à la pression atmosphérique, est reliée à la pression de l'air  $p_e$  par le rayon de courbure des interfaces eau-air et la tension de surface du couple eau-air.  $dp_w$  sera donc directement fonction des différences de concentration en eau,  $p_w$  étant d'autant plus fort -en valeur absolue- que le rayon de courbure des interfaces est faible, donc que la quantité d'eau présente dans les vides entre les grains de sol est faible. Comme il est cependant possible d'avoir, pour la même courbure d'interface, plusieurs positions de cet interface entre les grains de sol, la loi  $p_w = f(c_w)$  ne sera pas unique.

Mesuré en hauteur d'eau,  $p_w$  est défini comme la succion du sol : il est important de noter qu'en général cette valeur ne représente qu'une partie de l'énergie du sol.

## 1.2. Mesure de $\tilde{\mu}_w$ . Signification de la succion.

### a) Cas isotherme.

Pour évaluer  $p_w$  on utilise généralement un tensiomètre : cet instrument peut être en fait considéré comme une membrane semi-perméable, consistant en un réseau de capillaires fins séparant la texture sol-air-eau d'un réservoir d'eau où est imposée une dépression  $-p_w$  par rapport à la pression atmosphérique.

Les capillaires ont pour rôle de transmettre cette dépression à l'eau du sol, tout en laissant passer les sels du sol dans le réservoir, tant que  $P_e - p_w$  est inférieur à la pression d'entrée d'air dans la membrane (pression fixée par la rupture des ménisques dans les capillaires de cette membrane).

Lorsque l'équilibre thermique et osmotique est établi de chaque côté de la membrane, le terme  $\bar{\mu}'_w dp_w$  de l'équation (I-3) est directement donné par la valeur de la pression lue au tensiomètre.

Soit  $d\psi$  la succion (en hauteur d'eau) correspondant à la dépression  $-p_w$  de l'eau dans le réservoir du tensiomètre,  $d\psi$  est une grandeur négative et l'on a :

$$gd\psi = \bar{\mu}'_w dp_w \tag{I-4}$$

Introduisant cette valeur de  $d\psi$  dans l'expression de  $\bar{\mu}_w$ , on pourra écrire, dans des conditions isothermes :

$$(I-5) \quad d\bar{\mu}_w = gd\psi + d\bar{\pi}' + g dz = d\bar{\pi}' + g d(\psi + z)$$

Dans cette expression :

$\bar{\mu}$  et  $\bar{\pi}'$  ont la dimension de joules par gramme d'eau

$\psi$  et  $z$  ont la dimension de cm.

On obtient trois paramètres indépendants :  $\psi, \bar{\pi}'$  et  $z$  pouvant agir sur l'expression de  $\bar{\mu}_w$ .

Si l'on suppose, en plus de l'isothermie, que :

- la pression extérieure est partout constante (et égale à la pression atmosphérique par exemple),
- la concentration de sel dans la solution est nulle,

(I-5) se simplifie encore et l'on pourra exprimer le potentiel chimique massique par :

$$\frac{d\tilde{\mu}_w}{g} = d\Phi \quad \text{avec} \quad \Phi = \psi + z \quad (\text{I-6})$$

(I-6) n'est valable que si les trois hypothèses ayant permis de passer de I-3 à I-6 sont satisfaites. Une condition particulière d'équilibre du système sera :

$$\Phi = 0 \quad \text{soit} \quad \psi = -z \quad (\text{cf. Chapitre V, Drainage})$$

La condition d'équilibre générale étant :

$$d\Phi = 0$$

L'appellation "potentiel chimique massique" pour  $\tilde{\mu}_w$  est assez ambiguë dans ce cas puisque l'eau est pure. Si l'on reporte à sa définition :

$$\tilde{\mu}_w = \left( \frac{\partial G}{\partial m_w} \right)$$

on voit que  $\tilde{\mu}_w$  représente en fait les variations d'énergie du système eau-sol lorsque la concentration massique en eau de ce système varie. On pourra tout aussi bien l'appeler "énergie libre de GIBBS partielle massique".

#### b) Cas général.

Dans un cas plus général, on a, intégrant (I-3) :

$$\tilde{\mu}_w - \tilde{\mu}_w^0 = - \bar{v}' \Delta T + \bar{v}'_w \Delta p_w + \Delta \bar{v}' + g \Delta h \quad (I-7)$$

en supposant que  $\bar{v}'$  et  $\bar{v}'_w$  sont des constantes dans le domaine d'interprétation ( $\bar{v}'^0 =$  entropie<sup>partielle</sup> massique pour  $T = T_0$ ).

Les termes  $\bar{v}' \Delta T$  et  $g \Delta h$  s'évaluent facilement. Pour une température donnée, on peut obtenir la valeur de  $\bar{v}'_w \Delta p_w + \Delta \bar{v}'$  en mesurant la pression de vapeur d'eau puisque l'équation d'équilibre (I-2.c) revient à :

$$\tilde{\mu}_w (\text{liquide}) = \tilde{\mu}_v (\text{vapeur})$$

et on aura :

$$\tilde{\mu} = \tilde{\mu}_T^0 + R' T \ln p_v/p_{v^0} \quad (I-8)$$

où  $\tilde{\mu}_T^0$  est l'énergie massique de la vapeur saturante à la température  $T$ ,  $p_{v^0}$  la pression de vapeur saturante et  $R'$  la constante massique des gaz parfaits. La difficulté essentielle résulte cependant de la très faible variation de  $p_v/p_{v^0}$  avec :  
on a ainsi, à 25° C (TAYLOR, 1958) :

$(\tilde{\mu} - \tilde{\mu}^0) / \bar{v}'_w$	0	0,01	0,1	0,5	1	10	20
$p_v/p_{v^0}$	1	0,999993	0,999925	0,999646	0,999272	0,99274	0,98553

et de l'influence importante de la température sur la valeur de  $p_v/p_{v^0}$ .

Cette méthode est pour cette raison extrêmement délicat et généralement inutilisable sans précautions extrêmes. Il existe ainsi toute une méthodologie basée sur la mesure de  $\tilde{\mu}$  en utilisant des psychromètres (SPANNER, 1951 ; RICHARDS-OGOTA, 1961 ; RAWLINS-DALTON, 1967) : compte tenu de l'influence des variations de température sur  $p_v/p_{v^0}$ , les essais n'ont pu être effectués que dans des bains régulés à 10<sup>-3</sup>° C.

Afin de pouvoir disposer d'un appareillage de mesure de  $\bar{\pi}$  permettant :

- a- d'avoir un domaine de mesure plus étendu que le tensiomètre classique, qui désamorçe en général pour une dépression maximum de 700 mbar (cavitation de l'eau ou rupture des ménisques dans la plaque),
- b- de tenir compte de la présence du terme  $(\bar{\pi}' - \bar{\pi}'_0)$  de l'équation (I-7),
- c- de faire des mesures sur des échantillons de sol sans précautions spéciales,

nous essayons de mettre au point un tensiomètre osmotique, où le réservoir I du tensiomètre classique est remplacé par une solution osmotique, et où la membrane II est une membrane semi-perméable (genre triacétate de cellulose) ne laissant pas passer les macromolécules de la solution organique utilisée comme soluté (ZUR, 1966).

Compte tenu de mises au point technologiques, le point a- sera sûrement réalisé, puisque la solution osmotique permet de décaler le zéro du tensiomètre de la valeur  $P_0$  (pression atmosphérique) à  $\pi_+$  (pression osmotique de la solution par rapport à l'eau pure), ce dernier terme pouvant atteindre quelques dizaines de bars.

Le point c- sera également satisfait, ce tensiomètre se présentant comme un tensiomètre classique, relié à un capteur de pression. Seule l'influence des variations de température devra être considérée avec soin.

Quant au point b-, il reste d'une importance capitale : les membranes osmotiques ne sont généralement pas suffisamment fines pour servir de barrières vis-à-vis des sels minéraux monovalents. Il est probable que l'on ne pourra ni prendre en compte la valeur des termes  $(\bar{\pi}' - \bar{\pi}'_0)$  de la solution aqueuse dans le sol, ni éviter la dialyse. De plus, la présence de phosphates

dans le sol risque de déstructurer la polymérisation du composé organique utilisé comme soluté.

Dans le cadre des recherches effectuées dans cette thèse, nous nous placerons dans les conditions telles que (I-6) soit satisfait : on exprimera donc l'énergie de GIBBS partielle massique de l'eau pure dans un sol non saturé par :

$$(\tilde{\mu}_w - \tilde{\mu}_w^0) = \gamma \cdot (\Phi - \Phi_0) \quad (I-9)$$

et  $(\Phi - \Phi_0)$  sera donnée par la somme algébrique  $\psi + z$ .

## 2. EQUATION GENERALE DES TRANSFERTS.

Dans la phénoménologie classique des processus irréversibles, on écrit généralement qu'il existe une relation linéaire entre le flux de matière et la force généralisée produisant l'écoulement sous la forme :

$$\bar{J} = L \cdot \bar{X} \quad , \quad (I-10)$$

où :

$\bar{J}$  est le flux

$\bar{X}$  est la force généralisée produisant ce transfert

$L$  est un coefficient phénoménologique du transfert.

Après avoir exprimé les équations de bilan pour une structure multiphasique, nous décrirons le système général d'équation du mouvement dans le cas d'un transfert dû à l'action de champs de "forces généralisées".

Ces équations ont notamment été développées pour l'écoulement de mélanges polyphasiques ou de matière par ESDELL-TOUPIN (1960) ; PRIGOGINE (1961) ; DE GROOT (1963) ; dans le cadre des écoulements de fluides dans des milieux saturés, par MOKADAM (1961) ; LUIKOV (1961) ; RAATS (1965) ; GUELIN (1965-1968).

### 2.1. Equations de bilan.

Si l'on considère un élément de sol où peuvent avoir lieu des écoulements d'eau, de sel, de chaleur, d'électricité, de matière sous l'effet de champs de forces généralisées, il est nécessaire de considérer les équations de bilan liées à la conservation de la masse et d'énergie et à la production d'entropie du système pendant la transformation.

L'équation de conservation s'obtient en écrivant que la modification locale est due à la divergence du flux qui lui est associé et à un terme de source (production de matière, de chaleur, d'entropie, etc.).

Appliquée au constituant  $i$  du système (eau, air, etc.) l'équation de conservation de masse s'écrira :

$$\rho \frac{\partial c_i}{\partial t} = - \operatorname{div} J_i + v_i J_c \quad (I-11.a)$$

où  $\alpha_i = \frac{M_i}{M}$  = concentration massique du constituant  $i$

$J_i = \rho_i (v_i - v)$  = flux du constituant  $i$

$\mathcal{U}_c$  = production chimique du constituant  $i$  par volume unitaire et unité de temps.

$(v_i - v)$  représente la différence entre la vitesse  $v_i$  du constituant  $i$  et la vitesse  $v$  du mélange. Entre la masse volumique  $\rho_i$  du constituant  $i$  et la masse volumique  $\rho$  du mélange on a enfin :

$$\rho = \sum_i \rho_i$$

Le flux  $J$  a généralement la dimension d'une masse par surface unitaire et unité de temps.

Appliquée à l'énergie massique  $\mathcal{U}'$ , l'équation de bilan s'écrira sous la forme :

$$(I-11.b) \quad \rho \frac{d(\frac{1}{2} v^2 + \mathcal{U}')}{dt} = - \operatorname{div} (Pv + J_u) + \sum_i F'_i v_i \rho_i$$

où :

$P$  est la pression agissant sur le mélange de masse volumique  $\rho$

$F'_i$  est la force massique extérieure agissant sur le constituant  $i$

$J_u$  est le flux de chaleur massique produit durant la transformation ( $-\operatorname{div} J_u = dQ'/dt$  où  $dQ'$  est la quantité de chaleur ajoutée au système par unité de masse).  $J_u$  a la dimension ( $MT^{-3}$ ).

Enfin, l'équation d'équilibre donnera :

$$(I-11.c) \quad \rho \frac{dv}{dt} = - \operatorname{grad} P + \sum_i F'_i \rho_i$$

Dans le cas particulier d'un milieu non saturé, le système "sol-air-eau" sera généralement considéré comme un milieu indéformable, avec une vitesse barycentrique  $v$  nulle (la matrice de l'écoulement, représentée par les grains de sol étant fixe). La production de matière par réaction chimique sera, d'autre part, négligée. Ce système d'équation se ramènera donc à :

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{\partial c_i}{\partial t} &= - \operatorname{div} J_i \\ \rho \frac{\partial u'}{\partial t} &= - \operatorname{div} J_u + \sum_i F_i' v_i \rho_i \\ \operatorname{grad} P &= \sum_i F_i' \rho_i \end{aligned} \right\} \quad (I.12)$$

La dernière équation de bilan à considérer sera enfin appliquée à l'entropie, la variation d'entropie durant toute transformation irréversible provenant en effet de l'influence de deux termes (PRIGOGINE, 1961) :

- . le flux d'entropie  $J_s$ , dû aux échanges avec l'extérieur,
- . la production d'entropie  $\sigma$ , provenant des modifications intérieures du système.

L'équation de conservation d'entropie (massique) s'écrira donc :

$$\rho \frac{\partial s'}{\partial t} = - \operatorname{div} J_s + \sigma \quad (I-13)$$

2.2. Equation du mouvement.

Le calcul des flux sera effectué à partir de l'équation de conservation appliquée à l'entropie (I-13) et des équations de bilan.

Reprenant l'équation de GIBBS (I-2.a) en variables massiques (grandeur par unité de masse), qui seront notées  $Y' = \frac{Y}{M}$  :

$$d\mathcal{A}' = \frac{d\mathcal{L}'}{T} + P \frac{d\mathcal{V}'}{T} - \frac{1}{T} \sum_i \tilde{\mu}_i d\sigma_i - \frac{1}{T} \sum_j F'_j dx_j$$

et considérant la production d'entropie provenant d'une modification du système - (ce qui revient donc à calculer la valeur de  $\frac{d\mathcal{A}'}{dt}$ ) - on obtient, en utilisant les équations I-12 :

$$\rho T \frac{d\mathcal{A}'}{dt} = - \operatorname{div} \mathcal{J}_u + \sum_i \tilde{\mu}_i \operatorname{div} \mathcal{J}_i \quad \left( \frac{d\mathcal{V}'}{dt} = 0 \right) \quad (\text{I-14})$$

Considérant les relations suivantes :

$$\frac{1}{T} \operatorname{div} \mathcal{J}_u = \operatorname{div} \frac{\mathcal{J}_u}{T} + \mathcal{J}_u \cdot \frac{\operatorname{grad} T}{T^2}$$

$$\frac{1}{T} \tilde{\mu}_i \operatorname{div} \mathcal{J}_i = \frac{1}{T} \operatorname{div} \tilde{\mu}_i \mathcal{J}_i - \mathcal{J}_i \operatorname{grad} \frac{\tilde{\mu}_i}{T}$$

on peut finalement écrire (I-14) sous la forme :

$$(\text{I-15}) \quad \rho \frac{d\mathcal{A}'}{dt} = - \operatorname{div} \left[ \frac{\mathcal{J}_u - \sum_i \tilde{\mu}_i \mathcal{J}_i}{T} \right] + \frac{\mathcal{J}_u X'_u + \sum_i \mathcal{J}_i X'_i}{T}$$

avec :

$$X'_u = - \frac{\operatorname{grad} T}{T^2}$$

$$X'_i = - T \operatorname{grad} \frac{\tilde{\mu}_i}{T} \quad (\text{I-15.b})$$

Comparant (I-15) avec (I-13) on a directement l'expression de  $\mathcal{J}_u$  et de  $\mathcal{J}_i$ .

Les  $X'_i$ ,  $X'_u$  définis ci-dessus apparaissent comme des Forces (massiques) généralisées", au sens de DE GROOT (1963), et correspondent plutôt à des affinités qu'à la notion newtonienne de force : elles sont la cause des phénomènes irréversibles que sont les flux  $J_i$  et  $J_u$ .

L'expression donnant les flux à partir des forces généralisées sera obtenue en supposant, en première approximation, qu'il existe une relation phénoménologique linéaire du type (I-10). Cette hypothèse, qui devra naturellement être soumise à une vérification expérimentale, conduit, dans le cas de deux processus simultanés, aux relations classiques :

$$\begin{aligned} J_1 &= L_{11} X'_1 + L_{12} X'_2 \\ J_2 &= L_{21} X'_1 + L_{22} X'_2 \end{aligned} \quad (\text{I-16.a})$$

les  $L_{ii}$  représentent les coefficients de transferts, les  $L_{ij}$  les coefficients de couplages (coefficient de *ONSAGER*). Le théorème de *ONSAGER* prouve que :

$$L_{12} = L_{21} \quad (\text{I-16.b})$$

Équilibre thermodynamique impose :

$$J_k = 0 \quad \text{et} \quad X'_k = 0$$

### 2.3. Valeurs des $L_{ij}$ .

L'étude de la validité du théorème de *ONSAGER* et la détermination des coefficients ont fait l'objet de nombreuses publications effectuées notamment par O.G. MILLER (1960) et par le groupe TAYLOR-CARY.

Si l'on considère ainsi un échantillon de sol soumis à un gradient de succion et à un gradient de température, en l'absence de champ de forces et de tout potentiel chimique, ou électrique, (I-15) peut s'écrire, pour un écoulement unidimensionnel :

$$J_w = - L_{ww} \left( \frac{d \tilde{\mu}_w}{dx} \right)_T - L_{wq} \frac{d \ln T}{dx} \quad (I-17)$$

$$J_q = - L_{qw} \left( \frac{d \tilde{\mu}_w}{dx} \right)_T - L_{qq} \frac{d \ln T}{dx}$$

où  $J_w$  et  $J_q$  représentent respectivement les flux d'eau et de chaleur, et où  $\left( \frac{d \tilde{\mu}_w}{dx} \right)_T$  est la valeur du gradient de potentiel chimique massique, à la température  $T$ , lié au gradient de teneur en eau imposé initialement à l'échantillon.

La signification des différents termes est la suivante

- $L_{ww} \left( \frac{d \tilde{\mu}_w}{dx} \right)_T$  = transfert d'eau qui se produirait à la température  $T$  sous le seul effet du potentiel chimique massique ou du gradient de succion correspondant (cf. eq. 1.6).
- $L_{wq} \left( \frac{d \ln T}{dx} \right)$  = transfert d'eau (sous forme liquide et vapeur) induit par le gradient de température. Ce terme est analogue à celui calculé par PHILIP et DE VRIES, 1957.
- $L_{qw} \left( \frac{d \tilde{\mu}_w}{dx} \right)_T$  = transfert de chaleur induit par le transfert d'eau.
- $L_{qq} \left( \frac{d \ln T}{dx} \right)$  = flux de chaleur produit par conduction moléculaire à travers le sol humide.

Pour obtenir la valeur de ces coefficients, il est nécessaire de pouvoir isoler l'action des différents termes. On peut ainsi, pour le cas donné ci-dessus, se référer à l'article de J.W. CARY (1965). Parmi les résultats remarquables obtenus, il est bon notamment de comparer l'influence des termes  $L_{ww}$  et  $L_{wq}$  induisant le transfert de liquide.

On sait en effet que dans un essai de ce genre, le liquide s'écoulera des zones les plus humides vers les zones les plus sèches, (des zones de fortes pressions vers les zones de pression plus faible puisque l'on a  $\psi < 0$ ) mais aussi des zones chaudes vers les zones froides. On sent également intuitivement que  $\frac{L_{wq}}{L_{ww}}$  sera d'autant plus fort que la quantité d'eau présente dans le sol sera faible, ou sa succion forte.

CARY trouve que pour une succion moyenne de 80 cm d'eau, un gradient de température de 0,5°C/cm produit un transfert d'eau équivalent à celui induit par un gradient de succion de 2 cm d'eau/cm -du moins pour le silt utilisé dans ces essais-. Pour une succion moyenne de 550 cm d'eau, ce même gradient de température est équivalent, au point de vue transfert, à un gradient de 250 cm d'eau/cm.

QAYUM-KEMPER, 1962, et ABD-EL-AZIZ-TAYLOR, 1965, ont de la même façon traité, pour un écoulement isotherme, l'effet relatif des gradients de salinité et de succion. Leurs résultats sont cependant beaucoup moins précis, et utilisables, que les travaux de CARY. Citons enfin l'étude toute récente de OKADY-LOW, 1968, sur les transports simultanés d'eau et de sel dans les sols.

### 3. CAS PARTICULIER : ECOULEMENT ISOTHERME DE L'EAU PURE DANS UN SOL NON SATURE.

Ce cas particulier sera, en fait, le seul cas envisagé dans nos recherches. La validité des résultats obtenus ne pourra donc être établie que dans ce cadre : ainsi l'évaporation, qui répond généralement à des gradients thermiques importants entre la nappe et la surface du sol ne sera pas considérée dans cette étude (WIEGAND C.L., S.A. TAYLOR, 1961).

Les hypothèses de base qui devront être satisfaites pour que les équations établies dans ce paragraphe soient vérifiées sont les suivantes :

- 1- l'écoulement est isotherme,
- 2- la matrice de l'écoulement (sol) est indéformable et isotrope,
- 3- la solution est de l'eau pure,
- 4- il n'y a pas d'interactions entre la solution et la matrice de l'écoulement (pas de gonflement),
- 5- l'air présent dans le sol est partout soumis à la pression atmosphérique,
- 6- la phase liquide est une phase continue,
- 7- les termes d'inertie sont négligeables.

Ces hypothèses reviennent donc, entre autres, à négliger l'écoulement de l'air et celui de la vapeur d'eau.

Le potentiel chimique massique de l'eau sera alors représenté par l'identité (I-9), cette énergie n'étant fonction que de la concentration massique en eau  $c_w$  et de la cote  $z$ .

Dans la littérature classique de mécanique des sols, cette concentration est généralement définie par la teneur en eau pondé-

$$w = \frac{M_w}{M_s}$$

ous utiliserons plutôt la teneur en eau volumique :

$$\theta = \frac{\rho_d}{\rho_w} \cdot \frac{M_w}{M_s} = \frac{V_w}{V_s}$$

Enfin, nous considérerons que le seul champ de force agissant sur le mélange eau-sol-air est le champ de pesanteur.

### 3.1. Equation de continuité.

Dans ces conditions, l'équation de conservation (I-14) sur le constituant eau s'écrira, en notant le débit unitaire eau  $q$ , sous la forme :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\text{div } q \quad (\text{I-18})$$

### 3.2. Equation dynamique.

L'équation dynamique reliant le flux d'eau -qui est le fluide s'écoulant- aux "forces généralisées" est directement obtenue à partir de (I-16.a).

Pour un écoulement isotherme dans le champ de pesanteur

$$X'_u = 0$$

$$X'_z = -\text{grad } \tilde{\mu}_w$$

aura :  $\frac{J_w}{\rho_w} = \frac{-1}{\rho_w} L_{ww} \cdot \text{grad } \tilde{\mu}_w$

et, avec  $\frac{J_w}{\rho_w} \equiv q$  et  $\tilde{\mu}_w - \tilde{\mu}_w^0 = g (\Phi - \Phi_0)$  :

$$q = -k \cdot \text{grad } \Phi$$

$$\Phi = \psi + z$$

(I-19)

L'équation (I-19) est plus connue sous le nom d' "équation DARCY généralisée". Le coefficient phénoménologique de l'écoulement  $k = \frac{L_{ww}}{\rho_w} \cdot g$  est la conductivité hydraulique du sol.

La section d'écoulement variant avec la quantité d'eau présente dans le sol, ce coefficient est une fonction de la teneur en eau. A saturation, on a :

$$\psi = 0 \quad , \quad k = K_0$$

et l'équation (I-19) se ramène à l'équation de Darcy classique.

Sous la forme (I-19) il apparaît que le débit unitaire dérive d'un potentiel. C'est pourquoi le terme d'énergie  $\Phi$  est généralement défini comme le "potentiel" de l'eau dans un sol non saturé -bien que cette expression soit relativement impropre-. On considère également ce "potentiel" comme formé de la somme de deux termes :

- le potentiel capillaire, ou succion  $\psi$ , qui est donc la dépression qu'il faut appliquer derrière un tensiomètre pour obtenir l'équilibre avec l'eau du sol. Ce terme est négatif.
- le potentiel gravitaire  $z$ , qui représente l'action de la pesanteur.

Nous n'insisterons pas actuellement sur le fait que  $\psi$  dépend de l'histoire précédente du matériau, car ceci est l'objet du Chapitre IV. Notons simplement qu'il apparaît que l'énergie qu'il faut mettre en jeu pour enlever un volume d'eau donné du sol est plus grande que l'énergie de sorption développée par le sol pour accumuler cette quantité d'eau. La loi  $\psi(\theta)$  n'est en fait unique que pour un processus de sorption (infiltration) partant de l'état sec, ou pour un processus de désorption (drainage) partant de l'état saturé. Ces deux courbes forment l'enveloppe des familles de courbes donnant  $\psi(\theta)$  pour tout état intermédiaire.

### 3.3. Equation de l'écoulement.

Si l'on considère un écoulement unidirectionnel ayant un dans le sens  $Ox$  et si  $\alpha$  est l'angle entre la direction  $x$  positifs et l'axe vertical de référence  $Oz$  dirigé positivement vers le haut, l'équation de l'écoulement s'écrit, combinant (I-18) et (I-19), sous la forme :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ k \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x} + k \cos \alpha \right] , \quad (I-20)$$

et  $\psi$  étant des fonctions de  $\theta$ , cette équation n'est pas séparable.

On peut la ramener à une forme plus classique (MATE, 1952 - PHILIP, 1955) en introduisant une nouvelle variable :

$$D = k \frac{\partial \psi}{\partial \theta} , \quad (I-21)$$

$D$  étant appelé "coefficient de diffusivité". (I-20) se met sous la forme :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial k}{\partial x} \cos \alpha , \quad (I-22)$$

est une équation analogue à l'équation de diffusion. Il est cependant important de noter que  $D$  n'a aucune signification physique, et que les écoulements dans les sols non saturés régnant à (I-22) n'ont rien de commun avec des processus de diffusion moléculaire.  $D$  n'est en fait qu'un outil mathématique qui peut, dans certains cas, permettre d'obtenir une solution analytique pour l'équation de l'écoulement.

4. SOLUTION PARTICULIERE : INFILTRATION.

L'équation (I-22) se résoud, dans certains cas limités, s'il existe une relation unique entre  $\psi$  et  $\theta$ .

Une solution particulière intéressante existe pour le cas d'une infiltration horizontale. On a alors :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (I-23)$$

avec les conditions aux limites suivantes :

$$\begin{array}{llll} \text{pour } t < 0 & \text{et} & x > 0 & : \quad \theta = \theta_i \\ \text{pour } t \geq 0 & \text{et} & x = 0 & : \quad \theta = \theta_0 \end{array}$$

La solution de ce problème a notamment été étudiée par KLUTE, 1952 - PHILIP, 1955 et plus récemment par SWARTZENDRUBER, 1964

En utilisant  $x$  comme variable indépendante, (I-23) peut être écrite sous la forme (SWARTZENDRUBER) :

$$- \frac{\partial x}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial \theta} \left[ \frac{D}{\partial x / \partial \theta} \right] \quad (I-23.b)$$

Par séparation de variable, en notant :

$$x = \Theta(\theta) \cdot \mathcal{Z}(t) \quad (I-23.c)$$

où  $\Theta$  est une fonction de  $\theta$  seul, on se ramène à :

$$\mathcal{Z} \cdot \frac{d\mathcal{Z}}{dt} = - \frac{1}{\Theta} \cdot \frac{d}{d\theta} \left[ \frac{D}{d\Theta/d\theta} \right] \quad (I-24.a)$$

$\Theta$  et  $\mathcal{Z}$  sont donc solution des équations différentielles ordinaires :

$$\mathcal{Z} \cdot d\mathcal{Z} = \mathcal{B} \cdot dt$$

$$\frac{d}{d\theta} \left( D \frac{d\theta}{d\Theta} \right) = - \mathcal{B} \cdot d\Theta \quad (I-24.b)$$

En résolvant ces deux équations, on montre facilement que la solution du problème est donnée par l'intégration de l'équation différentielle ordinaire :

$$\frac{d}{d\theta} \left[ D \cdot \frac{d\theta}{d\lambda} \right] = - \frac{\lambda}{2} \quad (I-25)$$

avec :

$$\lambda(\theta_0) = 0$$

$$\lambda \rightarrow \infty, \theta \rightarrow \theta_i$$

est tel que la relation (I-23.c) peut s'écrire :

$$x = \lambda(\theta) \cdot t^{1/2} \quad (I-26)$$

La transformation  $\lambda = xt^{-1/2}$  - "transformation de COZMAN" - utilisée dès 1949 par CRANK-HENRY pour ramener l'équation originale (I-23) à la forme (I-25) est donc en fait simplement une solution générale de l'équation de diffusion répondant aux conditions aux limites fixées.

PHILIP (1955) a notamment établi une méthode numérique permettant de résoudre (I-25) à partir de la connaissance de  $D(\theta)$ .

Il est surtout intéressant de constater que pour une teneur en eau donnée - donc pour une valeur de  $\lambda$  fixée - l'équation (I-26) montre que la progression de cette teneur en eau dans une colonne horizontale durant une infiltration se fait proportionnellement à la racine carrée du temps.

PHILIP (1957) a également essayé d'obtenir une solution de l'équation de l'écoulement pour une infiltration verticale ( $\lambda = -\pi$ ) répondant à l'équation générale :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) - \frac{\partial k}{\partial x}$$

$$\theta = \theta_i, \quad t < 0, \quad x > 0$$

$$\theta = \theta_0, \quad t \geq 0, \quad x = 0$$
(I-27)

Par une série d'approximations successives, la solution obtenue sous une forme équivalente à (I-26) s'écrit :

$$x = \lambda t^{1/2} + \chi t + \omega t^{3/2} + \dots + f_m t^{m/2}$$
(I-28)

où les différents coefficients  $\lambda(\theta)$ ,  $\chi(\theta)$ , ...,  $f_m(\theta)$  sont respectivement donnés par la solution des équations différentielles suivantes ( $D$  étant supposé connu) :

$$\int_{\theta_i}^{\theta_0} \lambda d\theta = -2D \cdot \frac{d\theta}{d\lambda} ; \quad \lambda(\theta_0) = 0 ; \quad \lambda \rightarrow \infty, \theta \rightarrow \theta_i$$

(identique à I-25)

$$\int_{\theta_i}^{\theta_0} \chi d\theta = D \left( \frac{d\theta}{dx} \right)^2 \frac{d\chi}{d\theta} + [k(\theta_0) - k(\theta_i)] ; \quad \chi(\theta_0) = 0$$

$$\frac{m}{2} \int_{\theta_i}^{\theta_0} \omega d\theta = D \left( \frac{d\theta}{dx} \right)^2 \frac{d\omega}{d\theta} - D \cdot \frac{d\theta}{d\lambda} \left( \frac{d\chi}{d\lambda} \right)^2 ; \quad \omega(\theta_0) = 0$$

.....

$$\frac{m}{2} \int_{\theta_i}^{\theta_0} f_m d\theta = D \left( \frac{d\theta}{dx} \right)^2 \frac{df_m}{d\theta} - R_m(D, \lambda, \chi, \omega, \dots) ; \quad f_m(\theta_0) = 0$$

Le volume d'eau infiltré par surface unitaire de sol  
ant, à un instant  $t$ , donné par  $\int_{\theta_i}^{\theta_0} x d\theta$ , (I-28) permet  
alement de déterminer la variation du volume infiltré sous  
forme :

$$V_w = A \left[ \frac{z}{\lambda} t^{1/2} \int_{\lambda}^{\lambda} + t \left( k(\theta_i) + \int_{\lambda}^{\lambda} \right) + \frac{z}{\lambda} t^{3/2} \int_{\omega}^{\omega} + \dots \right], \quad (I-29)$$

$A$  représente la surface de l'échantillon de sol et

$$\int_{f_m} \equiv \int_{\theta_i}^{\theta_0} f_m \cdot d\theta$$

réduisant cette expression à ses deux premiers termes, on  
va plus généralement :

$$\frac{V_w}{A} = i = s \cdot t^{1/2} + B \cdot t + C \quad (I-30)$$

$S$  représente le coefficient de "sorptivité", et  $i$  l'in-  
filtration cumulé en terme de hauteur d'eau. Il est évident  
e dans le cas d'un écoulement horizontal seul subsiste dans  
(-28), (I-29) et (I-30) le terme en  $t^{1/2}$ .

Il faut être attentif au fait que les équations  
(-28), (I-29) et (I-30) convergent très rapidement aux faibles  
mps mais divergent pour  $t > t'$ . PHILIP propose d'utiliser pour  
>  $t'$  une variation exponentielle. On pourra se reporter à son  
cicle n° 2 de la série "The Theory of Infiltration" pour ce  
particulier.

Notons enfin que les problèmes restent très complexes dans le cas où il y a passage d'une zone saturée à une zone non saturée : lorsque, par exemple, il se crée une nappe à la surface du sol après une longue pluie. La difficulté résulte dans ce cas du choix des variables indépendantes, problème qui a été soulevé au début de ce chapitre : comment définir la pression de l'eau ? D'autre part, il existe une discontinuité de la valeur de  $d\psi/d\theta$  passant de la zone saturée à la zone non saturée, si bien qu'il semble nécessaire d'utiliser deux systèmes d'équations différents..

##### 5. CONCLUSION.

Nous avons dans ce chapitre précisé la signification énergétique de la succion, et établi les équations de l'écoulement. Dans certains cas particuliers, notamment lorsque les hypothèses exposées au début du § 3 sont valables, ces équations ont une solution simple.

Il est clair qu'un sol non saturé ne sera pleinement défini en tant que matrice d'écoulement que si l'on détermine indépendamment  $k$ ,  $\psi$  et  $\theta$  .

La succion mesurée au tensiomètre ne représente généralement qu'une partie du potentiel de transfert de l'eau dans les sols non saturés ; le coefficient de conductivité hydraulique  $k$  définit la résistance du sol à l'écoulement. Il faut cependant insister sur le fait que les lois  $\psi(\theta)$  et  $k(\theta)$  sont des lois à hystérésis et que les relations  $\psi(\theta)$  ou  $k(\theta)$  sont généralement inconnues.

Il apparaît aussi que l'équation de *DARCY* généralisée, connaissant  $k$ , répond à une hypothèse phénoménologique de base concernant la linéarité de la relation flux-forces généralisées. On trouvera dans le dernier article de SWARTZENDRUBER (1968) une analyse critique de cette relation, basée sur le fait que, dans les argiles surtout, la relation  $q = f(\text{grad } \psi)$  n'est généralement pas une relation linéaire au sens de *DARCY*. Nous pensons cependant pas que ceci soit suffisant pour conclure sur la non validité de cette relation car, comme l'a montré récemment R.D. JACKSON (1967), il faut tenir compte, dans le cas des argiles, de l'existence des forces d'absorption et d'osmose. On écrit la relation de *DARCY* sous la forme  $q = f(\text{grad } \frac{\psi}{g})$ . On obtient alors une relation linéaire.

Les essais effectués dans cette thèse tendent, de façon générale, à vérifier l'hypothèse de linéarité de *DARCY*, à partir d'écoulements transitoires, pour des problèmes répondant à des conditions initiales et aux limites simples, et à vérifier la valeur des solutions de l'écoulement données sous forme (I-26) et (I-28). En suivant l'évolution de l'écoulement durant un essai de redistribution, après l'arrêt d'une filtration horizontale, nous essayerons également de préciser l'influence des phénomènes d'hystérésis.

B I B L I O G R A P H I ECHAPITRE I

- ABD-EL-AZIZ M.H.-S.A. TAYLOR, 1965 - *Simultaneous flow of water and salt through unsaturated media, I- Rate equations.*  
Soil Sci. Soc. Am. Proc., 29 : 141-143.
- ANDERSON D.W.-A. LINVILLE, 1963 - *Temperature fluctuations at a wetting front, II-*  
Soil Sci. Soc. Am. Proc., 27 : 367-369.
- BABCOCK K.L.-R. OVERSTREET, 1955 - *Thermodynamics of soil moisture : a new application.*  
Soil Sci. 80 : 257-263
- BIOT M.A., 1956 - *Theory of deformation of a porous viscoelastic anisotropic solid.*  
J. Appl. Physics, 27 : 459-467.
- BOLT G.H.-M.J. FRISSEL, 1960 - *Thermodynamics of Soil Moisture.*  
Netherland J. of Agric. Sci., 8 : 57-78.
- BUCKINGHAM J.W., 1907 - *Studies of the movement of soil moisture.*  
U.S.D.A., Bureau of Soils, Bull. n° 38.
- CARY J.W., 1963 - *Onsager's relation and the non isothermal diffusion of water vapor.*  
J. Phys. Chem. 67 : 126-129.
- CARY J.W., 1965 - *Water flux in moist soils. Thermal versus suction gradients.*  
Soil Sci., 100 : 168-175.
- CHILDS E.C.-N. COLLIS-GEORGE, 1950 - *The permeability of porous materials.*  
Proc. Roy. Soc., London, A - 201 : 392-405.
- COLLINS R.E., 1961 - *Flow of fluids through porous materials.*  
Reinhold ed., New-York.
- CRANK J.-M.E. HENRY, 1949 - *Diffusion in media with variables properties, I.*  
Trans. Faraday Soc., 45 : 636-650.

- LEFSEH N.E.-A.B.C. ANDERSON, 1943 - *Thermodynamics of soil moisture.*  
*Hilgardia*, 15 : 31-298.
- RDNER W.R., 1958 - *Mathematical of Isothermal water Conduction in Unsaturated Soil.*  
*Highway Res. Board, Spec. Rep. 40* : 78-87.
- GROOT S.R.-P. MAZUR, 1962 - *Non equilibrium thermodynamics.*  
 North Holland Publishing Co, Rotterdam.
- GROOT S.R., 1963 - *Thermodynamics of Irreversible Processes.*  
 North Holland Publishing Co, Amsterdam.
- ELIN P., 1965 - *Une dynamique des écoulements de filtration semblable à celle de l'hélium liquide II.*  
*C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 261 : 1165-1167.
- ELIN P., 1968 - *Une dynamique de filtration lente de mixtures polyphasiques continues.*  
*C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 265 : 876-878.
- EGENHEIM E.A., 1967 - *Thermodynamics.*  
 5e éd. North Holland Publishing Co, Amsterdam.
- CKSON R.D., 1967 - *Osmotic effects on water flow through a ceramic filter.*  
*Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol. 31 : 713-715.
- UTE A., 1952 - *A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials.*  
*Soil Sci.*, 67 : 27-40.
- W P.F.-D.M. ANDERSON, 1958 - *Osmotic pressure equations for determining thermodynamic properties of soil water.*  
*Soil Sci.*, 86 : 251-253.
- EKOV A.V., 1961 - *Application of methods of thermodynamics of irreversible processes to investigations of heat and mass transfer.*  
*Int. J. Heat Mass Transfer*, 3 : 167-174.
- EKOV A.V.-Y.A. MIKAYLOV, 1961 - *Theory of heat and mass transfer.*  
 Prentice Hall Ed.
- RSHALL T.J., 1958 - *A relation between permeability and size distribution of pores.*  
*J. of Soil Sci.*, 9 : 1-8.
- LLER D.G., 1960 - *Thermodynamics of irreversible processes. The experimental verification of the Onsager reciprocal relations.*  
*Chem. Reviews* 60 : 15-37.

- MILLINGTON R.J.-J.P. QUIRK, 1961 - *Permeability of porous solids.*  
*Trans. Faraday Soc.*, 57 : 1200-1206.
- MOKADAM R.G., 1961 - *Thermodynamic analysis of the Darcy law.*  
*Trans. Am. Soc. Mech. Eng.* 28 : 208-212.
- MOKADY R.S.-P. LOW, 1968 - *Simultaneous transport of water and salt through clays.*  
*Soil Science*, 105 : 112-131.
- PECK A.J., 1965 - *Moisture profile development and air compression during water uptake by bounded porous bodis.*  
*Soil Science*, 99 : 327-334.
- PHILIP J.R., 1955 - *Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration-dependent.*  
*Trans. Faraday Soc.* 51 : 885-892.
- PHILIP J.R., 1957 - *The theory of infiltration ; I-The infiltration equation and its solution.*  
*Soil Science*, 83 : 345-357.
- PHILIP J.R.-D.A. DE VRIES, 1957 - *Moisture movement in porous materials under temperature gradients.*  
*Trans. Am. Geophys. Union*, 38 : 222-227.
- PRIGOGINE I., 1947 - *Etude thermodynamique des phénomènes irréversibles.*  
 Deoser, Liège.
- PRIGOGINE I., 1961 - *Thermodynamics of irreversible processes.*  
 J. Wiley and Sons, New-York.
- QAYUM M.A.-W.D. KEMPER, 1962 - *Salt concentration gradients in soils and their effects on moisture movement and evaporation.*  
*Soil Sci.*, 93 : 333-342.
- RAATS P.E., 1965 - *Development of equations describing transport of mass and momentum in porous media, with special reference to soils.*  
 Ph. D. Thesis, University of Illinois.
- RAWLINS S.L.-F.N. DALTON, 1967 - *Psychrometric measurement of Soil Water Potential without precise temperature control.*  
*Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31 : 297-301.
- RICHARDS L.A.-G. OGATA, 1961 - *Psychrometric measurement of soil samples equilibrated on pressure membranes.*  
*Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 25 : 456-459.
- SCHOFIELD R.K., 1935 - *The pF of the water in soil.*  
*Trans. 3rd Intern. Congress Soil Sci.*, 2 : 37-48.
- SPANNER D.C., 1951 - *The Peltier effect and its use in the measurement of suction pressure.*  
*J. Exp. Bot.*, 2 : 145-168.

- ARTZENDRÜBER D., 1966 - Variable separate solution of the horizontal flow equation with non constant diffusivity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 30 : 7-11.
- ARTZENDRUBER D., 1968 - The applicability of Darcy's law. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32 : 11-18.
- YLOR S.A., 1958 - The activity of Soil Water. *Soil Science*, 86 : 83-90.
- YLOR S.A.-J.W. CARY, 1964 - Linear equations for the simultaneous flow of matter and energy in a continuous system. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 28 : 167-172.
- UESDELL C.-R.A. TOUPIN, 1960 - The classical field theories. *Handbuch der Physik*, III/I : 226-793, Springer-Verlag, Berlin.
- TSON K.K., 1967 - The measurement of the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials utilizing a zone of entrapped air. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 31 : 716-720.
- EGAND C.L.-S.A. TAYLOR, 1961 - Evaporative drying of porous media. *Utah State Univ., Agric. Exp. Station, Special report 15.*
- ELSON L.G.-J.N. LUTHIN, 1963 - Effect of air flow ahead of the wetting front on infiltration. *Soil Science*, 96 : 136-143.
- SLAVSKY D., 1965 - The significance of water head measurements in porous materials. *Bul. RILEM n° 29* : 55-59.
- R B., 1966 - Osmotic control of the matric soil water potential. *Soil Sci.*, 102 : 394-398.

## CHAPITRE II

### PRINCIPES ET METHODES DE MESURE

Afin de pouvoir mesurer l'évolution des teneurs en eau en régime transitoire rapide, il est nécessaire de disposer d'une méthode de mesure rapide et précise permettant de déterminer des valeurs ponctuelles de la teneur en eau sans destruction ni remaniement des colonnes. Il faut de plus disposer d'un système mobile afin de pouvoir passer d'une mesure locale effectuée à un instant donné à l'évolution spatio-temporelle de la grandeur mesurée.

Le principe adopté est celui de l'absorption de rayons  $\gamma$  par le sol et l'eau. Après un bref rappel sur ce principe de mesure, nous décrirons l'équipement électronique et mécanique, puis analyserons la méthode de mesure des teneurs en eau en régime transitoire.

La méthode des mesures des succions sera également abordé à la fin du chapitre.

#### 1. PRINCIPE DE LA MESURE DES TENEURS EN EAU PAR ABSORPTION DE RAYONS $\gamma$

Cette méthode de mesure étant maintenant assez largement diffusée, nous nous bornerons à rappeler les principes de base, renvoyant pour une étude détaillée du sujet à la thèse de B. WACK (1968) ou à celle de G. NOREL (1965).

Notons donc que le rayonnement  $\gamma$  - formé d'ondes électromagnétiques dont l'énergie provient de transitions nucléaires - peut réagir avec la matière qu'il traverse selon trois processus :

par absorption vraie, correspondant à l'effet photoélectrique : les photons incidents cèdent toute leur énergie, provoquant l'ionisation des atomes rencontrés, ce qui conduit à des transitions d'électrons de couches inférieures ;

par diffusion, ou effet Compton : le rayonnement est dévié dans l'espace sous l'effet d'une suite de chocs élastiques entre le photon  $\gamma$  incident et les électrons du corps traversé, jusqu'à ce que le photon  $\gamma$  disparaisse par absorption photoélectrique ;

par production de paires : le rayonnement est absorbé, et il y a émission d'un électron positif et d'un électron négatif.

Le dernier processus n'apparaît cependant que pour des énergies supérieures à 1 MeV.

Notons qu'une source radioactive est caractérisée par son activité, en curies (Ci), ou par l'intensité du rayonnement dans un angle solide déterminé (une source de 1 curie, soit 1 g de radium, produit  $3,7 \cdot 10^{10}$  désintégrations par seconde), et par l'énergie des particules constituant le rayonnement. Cette énergie se répartit selon un spectre possédant un ou plusieurs pics d'émissions. L'unité d'énergie est l'électronvolt, correspondant à celle pour laquelle la charge de l'électron est portée à un potentiel de 1 volt :

$$1 \text{ eV} = 1,60 \cdot 10^{-12} \text{ erg}$$

Si le faisceau parallèle incident est formé de photons gamma monoénergétiques, la variation d'intensité du faisceau dû à la traversée d'une couche d'absorbant sera donnée par :

$$dI = - \mu \rho I dl \quad (2.1)$$

$I$  étant l'intensité du faisceau incident,  $dl$  l'épaisseur de la couche,  $\mu$  le coefficient d'absorption massique de l'absorbant et  $\rho$  la masse volumique.

$\mu$  dépend de l'énergie du faisceau incident et de la nature chimique de l'absorbant (on peut ainsi consulter les tables de G.W. GRODSTEIN, 1957). Si l'on considère que le rayonnement est monoénergétique, et l'absorbant homogène, (2.1) peut s'intégrer sous la forme :

$$I = I_0 \exp(-\mu \rho l) \quad (2.2)$$

où  $I$  caractérise l'intensité du faisceau atténué. Cette loi n'est cependant rigoureuse que si les conditions suivantes sont remplies :

- le rayonnement doit être monoénergétique,
- les photons diffusés doivent être éliminés.

Ces conditions sont satisfaites si l'on assure une bonne géométrie du système (collimateurs) ou si l'on sépare, par discrimination électronique, les photons primaires non absorbés, et dont l'énergie est égale à l'énergie du faisceau incident, des photons secondaires, diffusés, qui se trouvent à un état énergétique relativement faible.

L'intensité du rayonnement pourra être caractérisée par le nombre  $N$  de photons émis par unité de temps. Ce nombre étant proportionnel, pour une géométrie donnée, à l'intensité de la source, on peut écrire (2.2) sous la forme :

$$N = N_0 \exp(-\mu \rho l) \quad (2.3)$$

l'équation équivalente pourra être obtenue lors d'une absorption par un matériau hétérogène, en tenant compte des atténuations relatives dues à chaque constituant. Pour un mélange eau, on aura ainsi :

$$N = N_0 \exp [ - (\mu_s \rho_d + \mu_w \rho_w \theta) z ] \quad (2.4)$$

Indices  $s$  et  $w$  sont relatifs au sol et à l'eau.  $\rho_d$  représente la masse volumique du sol sec, et  $\theta$  la teneur en eau volumique du sol. L'absorption par l'air sera négligée.

Dans le cas général représenté par l'équation (2.4), la méthode de mesure utilisée consistera généralement à déterminer un des six paramètres ( $\mu_w$ ,  $\mu_s$ ,  $\rho_d$ ,  $\rho_w$ ,  $\theta$ ,  $z$ ) à partir de la connaissance de cinq d'entre eux et du rapport  $N_0/N$ .

Les photons non absorbés seront comptés par un détecteur. On aura donc une limite de précision provenant des fluctuations statistiques liées à l'émission et au comptage.

Ces fluctuations obéissant à la loi de POISSON, si on compte pendant un temps  $t$  un comptage de  $Nt$  coups, l'écart-type sera donné par  $\sigma = \sqrt{Nt}$ . En choisissant un degré de certitude de 95 % la mesure sera donc définie par un intervalle de confiance  $\pm 2\sigma$ , et le taux de comptage mesuré pendant un temps  $t$  ne sera pas dans ces conditions significativement différent d'une valeur moyenne  $\bar{N}$ , obtenue pendant un comptage répété  $t' \gg t$ , si l'on a :

$$N \in \left| \bar{N} \pm \frac{2 \sqrt{Nt}}{t} \right| \quad (2.5)$$

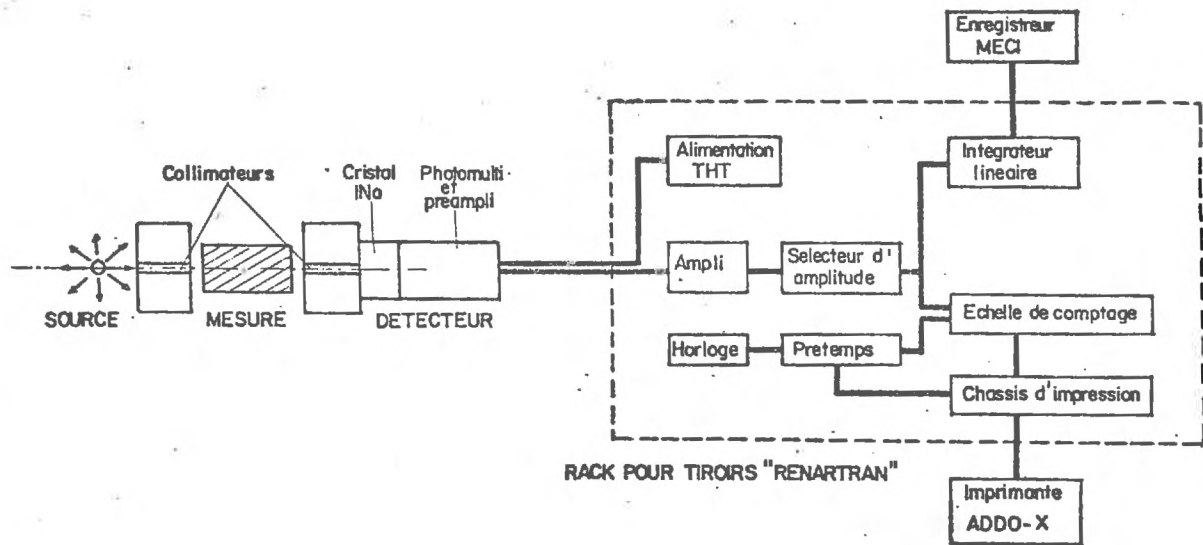
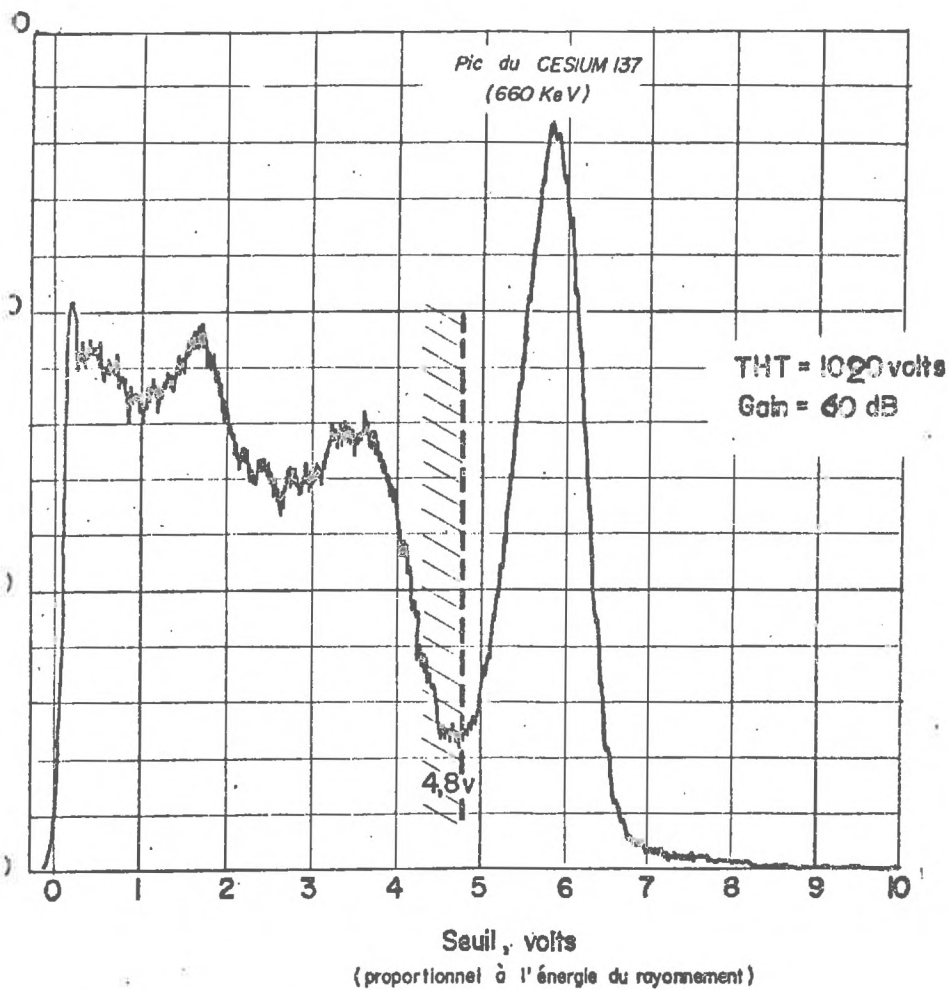


FIG 2-4

# Spectre d'énergie à la sortie du détecteur



Signalons enfin que l'activité d'une source radioactive décroît dans le temps selon la loi :

$$a = a_0 \exp [-\alpha' t] \quad (2.6)$$

$a_0$  (Ci) étant l'activité initiale de la source et  $\alpha' = \frac{\ln 2}{T}$   
avec  $T$  : la période du radio-élément.

Il y a donc lieu de choisir une source de période telle que ses variations d'activité soient négligeables durant une série continue d'essais.

La méthode d'absorption des rayons  $\gamma$  est appliquée depuis 1950 (KRUGER) pour déterminer la masse volumique du sol, pendant des essais statiques, les teneurs en eau étant généralement obtenues par gravimétrie.

FERGUSON (1959) semble être le premier à avoir utilisé cette méthode pour mesurer l'évolution des teneurs en eau dans une colonne de sol de masse volumique connue, en utilisant une source de 20 mCi de Césium 137, sans discriminateur et avec une assez mauvaise géométrie de mesure. Dans ces conditions, l'équation (2.4) n'est pas applicable, cet auteur a dû passer par une courbe d'étalonnage.

Ces essais furent repris par RAWLINS (1961) avec une source d'intensité plus forte (100 mCi) et en ajoutant à l'ensemble de comptage de FERGUSON un intégrateur et un enregistreur graphique, afin de suivre les variations rapides de comptage, mais apparemment sans discrimination.

A la même époque, WACK (1961) met au point une méthode de mesure utilisant les rayons  $\gamma$  et les neutrons, pour obtenir directement les variations de masse volumique et de teneur en eau. Cette méthode a été notamment utilisée par LAREAL (1962), BENBLIDIA (1963), et WACK (1965).

La technologie a été largement améliorée ces dernières années par GURR (1962), DAVIDSON, BIGGAR et NIELSEN (1963), et SON (1965), et récemment par WACK (1968).

### EQUIPEMENT DE MESURE.

#### *2.1. Source et ensemble de comptage.*

Au fur et à mesure de l'avancement de nos travaux, les ensembles de comptage utilisés ont évolué, passant des modèles à lampes aux modèles transistorisés. Les différentes méthodes de mesure répondant cependant toutes aux mêmes fonctions, l'évolution ne s'effectuant que dans la direction d'une meilleure précision et d'une plus grande rapidité, nous nous bornerons à citer le dernier ensemble de comptage employé.

##### *a) Source.*

Tous les essais ont été effectués avec une source de millicuries de Césium 137 (période : 30 ans). Le spectre d'émission du Césium 137 étant pratiquement monoénergétique, avec un pic d'émission à 662 keV, cette source satisfait donc, en condition d'avoir une géométrie de mesure suffisamment fine, les hypothèses ayant conduit à l'équation (2.4).

La source, livrée par le C.E.A., est du type SG 1 : il s'agit d'une pastille cylindrique de sel<sup>137</sup>Césium de 6,4 x 6,4 mm,

introduite dans une enveloppe en acier inox. Cette source est placée dans un container en plomb, l'épaisseur moyenne des parois autour de la source étant de 70 mm. La face avant de ce container est munie d'une porte parallélépipédique de dimensions : 70 x 40 x 20 mm, qui peut obturer la source ou, en position ouverte, dégager une fenêtre de dimensions : 70 x 20 x 8 mm (voir détail de coupe du container fig. 2.4).

*b) Détecteur.*

Les photons non absorbés arrivent sur un détecteur à scintillateur -type LIE-BELIN DCS 33 N 50 Z-\* formé par un cristal à scintillation d'Iodure de Sodium activé au Thallium et associé à un photomultiplicateur. Lors du bombardement du cristal d'INA, les photons  $\gamma$  absorbés par ce cristal libèrent des photons lumineux qui excitent la photo-cathode du photomultiplicateur, et donnent des impulsions électriques dont l'amplitude est proportionnelle à l'énergie du photon  $\gamma$  absorbé. Ces impulsions sont elles-mêmes mises en forme par un préamplificateur.

Le cristal mesure 25,4 mm de diamètre et 38,1 mm d'épaisseur. Ce type de détecteur est sensible à 66 % des photons reçus.

\* Les références du matériel utilisé ne sont données qu'à titre d'indication et ne pourraient en aucun cas constituer un support quelconque audit matériel.

Un certain nombre de photons reçus par le détecteur sont cependant diffusés dans le cristal, ce qui peut créer un bruit de fond important. D'autre part, ce type de détecteur est extrêmement sensible aux variations de température : on peut obtenir des variations de comptage atteignant 2 % par degré C. Il est donc parfois nécessaire de prévoir un conditionnement, ce qui peut être réalisé par un refroidissement continu assuré par une canalisation d'eau enroulée autour du détecteur (WACK, 1967).

*c) Ensemble de comptage.*

La chaîne de mesure utilisée dans la version finale de nos essais est une chaîne à éléments modulaires transistorisés RENARTRAN, de la Société "Constructions Radioélectriques Electroniques du Centre" - C.R.C. -, se présentant sous forme de tiroirs enfichables dans un châssis comprenant les alimentations basse tension.

On trouvera *fig. 2.1* un schéma descriptif des éléments constitutifs de cet ensemble de chaîne, qui répond notamment aux fonctions suivantes :

Source Haute Tension : MHT-10 pour l'alimentation de la photocatode du détecteur. Tension d'alimentation normale : 1200 V. Coefficient de température inférieur à  $10^{-4}$  par degré Celsius.

Amplification linéaire des impulsions provenant du détecteur - P-11, Amplificateur à double polarité et à gain variable  $\pm 100$ . Linéarité du gain meilleure que  $\pm 1\%$  jusqu'à  $\pm 10$  V. Constante de temps variable de 10 à  $0,1 \mu s$ . Bande passante : 300 Hz à 4 MHz.

3. Discrimination - Sélection d'amplitude : MSA-10. En sélectionnant les impulsions selon leurs amplitudes -proportionnelles à leur énergie- ce tiroir permet de sélectionner les photons ayant provoqué ces impulsions.

En position "discrimination", seules sont sélectionnées les impulsions ayant une amplitude supérieure à une valeur prédéterminée, appelée seuil.

En position "Sélection d'amplitude", ne passent que les impulsions ayant leur crête comprise entre deux niveaux définis l'un par le seuil  $V_s$ , l'autre par  $V_s + \Delta V$ .

Enfin, en associant le sélecteur d'amplitude à une unité de programmation -type MPS 10- on peut décrire le spectre des impulsions arrivant à l'ensemble de comptage en balayant point par point l'étendue des variations de seuil et en enregistrant la fréquence des impulsions correspondant à chaque amplitude.

On trouvera *fig. 2.2* le relevé d'un tel spectre, pour une tension d'alimentation de 1020 V, un gain de 60 dB. Le pic principal correspond au pic du Césium. Les impulsions situées à gauche de ce pic constituent le bruit de fond du détecteur : elles proviennent des photons  $\gamma$  diffusés, et non entièrement absorbés, par le cristal. En fixant le seuil à 4,80 V, on ne comptera que les impulsions provenant des photons  $\gamma$  absorbés par le détecteur. Ce pic étant en outre assez étroit, on ne travaille qu'en position "Discrimination", les impulsions supérieures à 6,5 V étant négligeables.

Le seuil d'analyse du tiroir MSA-10 va de 100 mV à 10 V  
Temps de résolution : 3  $\mu$ s .

Comptages.

Cette dernière fonction nécessite plusieurs tiroirs il faut compter les impulsions, pouvoir les enregistrer ou imprimer, et avoir une base de temps.

Les impulsions arrivent sur une échelle de comptage 10, de capacité 999 999 unités, avec affichage dans le code binaire par indicateur lumineux. Fréquence maximum supérieure à 5 MHz. Temps de résolution inférieur à 0,5  $\mu$ s. Cette échelle dispose d'une sortie impression B.C.D.

L'information temps est donnée par une horloge à quartz, type MQH 11, délivrant simultanément 6 impulsions de durée 10  $\mu$ s, 100  $\mu$ s, 1 ms, 10 ms, 0,1 s et 1 s, précision  $\pm$  0,1%. Cette horloge est associée à deux échelles à trois décimales à présélection type M3 DP 11 utilisées pour fixer, l'une la durée du comptage, l'autre celle du temps mort entre deux comptages. La première échelle M3 DP 11 arrête les comptages, enclenche l'échelle "temps mort" et se remet à zéro lorsqu'elle a compté un nombre d'impulsions délivrées par l'horloge à quartz égal au nombre présélectionné. De même, l'échelle "temps mort" fait partir les comptages et l'échelle "temps" et se remet à zéro dans des conditions identiques. Avec cet ensemble, la durée maximum des comptages est de 999,0  $\pm$  0,1 s.

Afin de pouvoir enregistrer les comptages, il est nécessaire de disposer d'un intégrateur linéaire, ou filtre, type MILLI 11, monté en parallèle avec l'échelle de comptage et permettant de transformer les impulsions reçues du discriminateur en tensions analogiques proportionnelles. La précision est de 2 % du maximum de l'échelle choisie (jusqu'à 100 Hz), la constante de temps d'intégration est généralement à 1 s.

d) *Enregistrement des données.*

Pour obtenir une chaîne complète, il faut enfin enregistrer les données. Cet enregistrement se fait sous deux formes :

1- Impression : les comptages obtenus pendant le temps présélectionné sont enregistrés par l'intermédiaire d'un châssis d'impression CCI 889. Ce module peut explorer, en fin de période de comptage, jusqu'à 10 échelles (échelles de comptage, échelles de temps mort, échelle de prétemps), mettre en mémoire les résultats, commander le départ des échelles en effectuant leur remise à zéro et imprimer les résultats sur Machine ADDO X.

2- Enregistrement potentiométrique : l'intégrateur est relié à un enregistreur (MECI, "SPEEDOMAX" type B), qui sera surtout utilisé pour suivre les variations très rapides de taux de comptage en début d'essai, ou contrôler visuellement les dérives. Les variations de comptage correspondant aux variations de teneur en eau entre l'état sol sec et l'état sol saturé ne produisant cependant que des variations relatives de tension assez faibles (de l'ordre de 3 mV, pour une valeur absolue de la tension maximum de 20 mV), il est extrêmement important de disposer d'un enregistreur à décalage d'origine. Ainsi, sur le MECI utilisé, en position de décalage de zéro maximum, et dans la gamme de sensibilité 0-25 mV, la pleine échelle correspond à une variation de tension de 18,75 à 25 mV. Les variations de comptage seront donc largement étalées sur la bande. Les valeurs normales choisies pour la constante de temps et la vitesse de défilement de la bande sont respectivement 1 s et 602,6 mm/h.

## 2.2. Géométrie de mesure.

A la sortie du container, le faisceau de rayons  $\gamma$  subit une première collimation à travers un bloc de plomb de même épaisseur percé d'un canal de 5 mm de diamètre. L'échantillon n'est ainsi bombardé que par un rayonnement monodirectionnel parallèle.

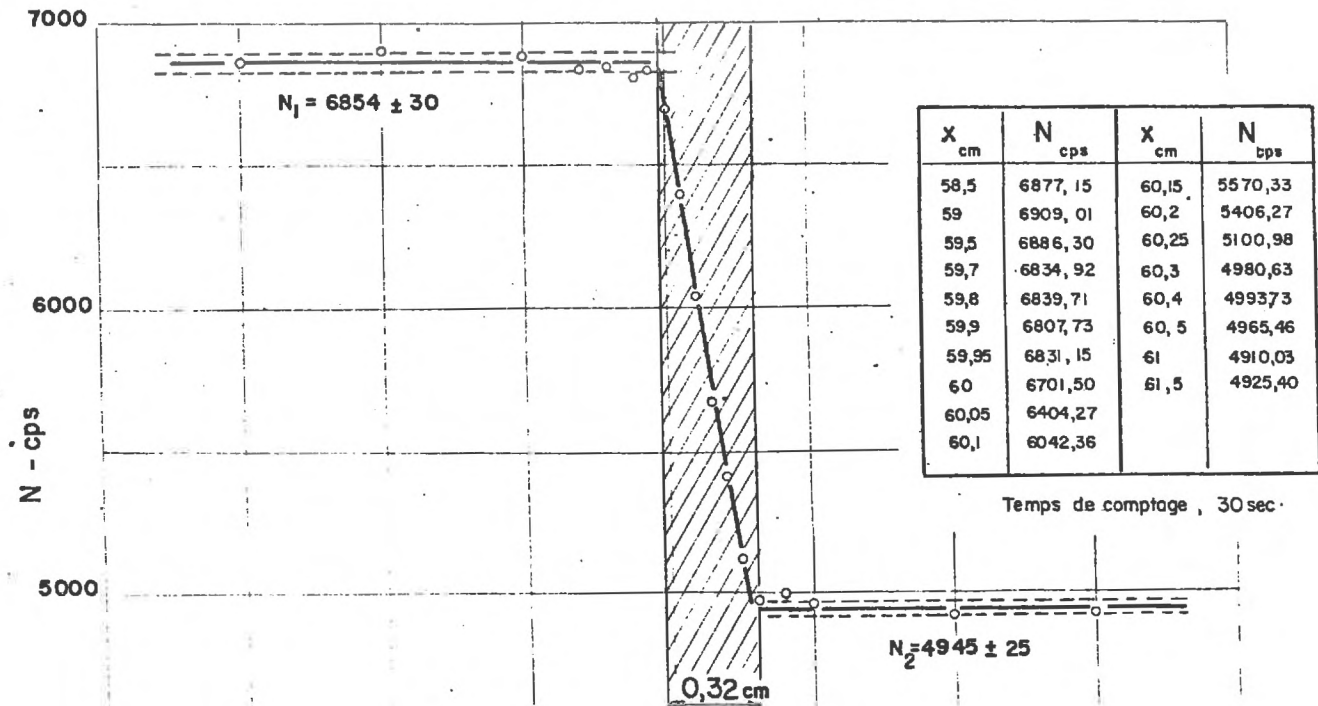
Un second collimateur, constitué par un bloc de plomb de même épaisseur, percé à 3 mm, est situé devant le détecteur. Il a ainsi très peu de chances pour que des photons diffusés, ou déviés de leur trajectoire, arrivent au cristal d'INA, qui est pratiquement bombardé que par des photons primaires provenant du faisceau incident (*fig. 2.4*).

La différence de diamètre entre les deux collimateurs compense d'autre part le positionnement source-détecteur. L'axe horizontal du système de mesure est en effet défini par l'axe du collimateur situé côté détecteur. L'on dispose ainsi d'une grande liberté de positionnement de l'axe du collimateur côté source à 1 mm par rapport à l'axe du système tout en étant assuré que le détecteur recevra toujours la même intensité de rayonnement.

Les supports des collimateurs sont réglables latéralement et verticalement par un système de vis calantes et de vis à filets.

La mise en place définitive de la source, une fois les collimateurs positionnés, est assurée en tournant le container autour de son axe et en le fixant dans la position correspondant au comptage maximum.

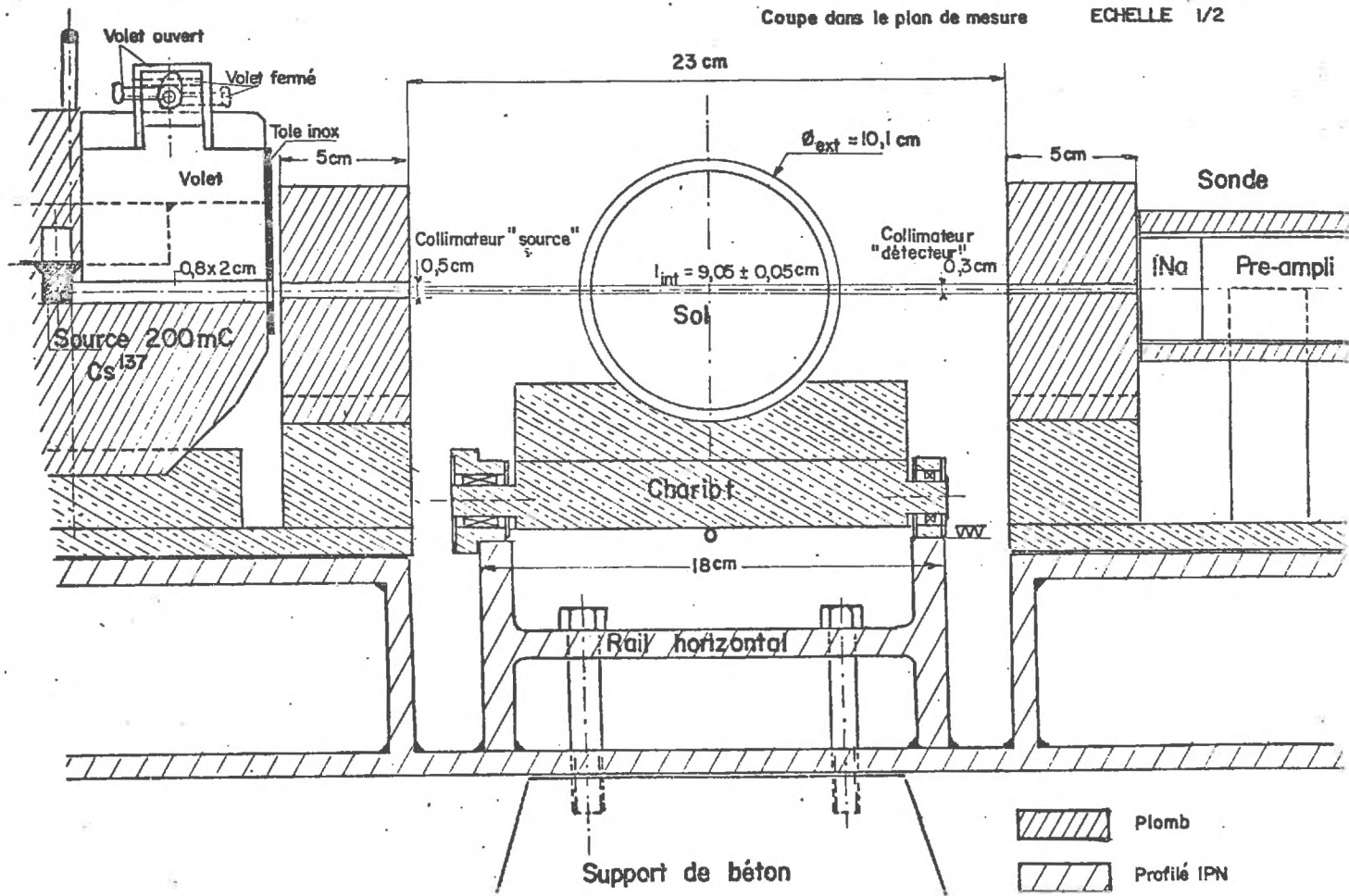
## Définition de la largeur du faisceau de rayons $\gamma$



# Essai d'infiltration horizontale , Détail du montage

Coupe dans le plan de mesure

ECHELLE 1/2



La largeur du faisceau est enfin obtenue en déplaçant entre les deux collimateurs un bloc de métal usiné, d'épaisseur constante. Tant que le bloc ne coupe pas le faisceau reçu par le détecteur, les comptages sont statistiquement constants ; ils le redeviennent lorsque ce bloc occupe tout le faisceau. La largeur de la bande de transition correspond donc à la largeur du faisceau.

Les résultats correspondant à cet essai sont reportés *fig. 2.3*. La valeur de  $x$  correspond au déplacement du support du bloc témoin. Les taux de comptage sont donnés pour une période de 30 s, ce qui fixe la bande d'incertitude (en pointillés *fig. 2.3*) correspondant à l'équation (2.5). La largeur du faisceau ainsi mesurée vaut 0,32 cm.

### 2.3. Equipement mécanique pour les colonnes horizontales.

La *fig. 2.4* donne la coupe, dans le plan de l'axe du faisceau, du montage adopté dans le cas des colonnes horizontales.

Le sol est compacté dans une colonne de Plexiglass fixée sur un support se déplaçant sur un rail horizontal. Le rail, dont les faces de roulement sont rectifiées, est calé horizontalement sur deux blocs de béton. C'est un profilé en H de 18 cm de largeur et 2 m de long. La différence de cote entre les deux extrémités du rail n'excède pas 0,2 mm.

La pièce mobile est un plateau épais en dural de 75 cm de long qui vient rouler sur ce rail par l'intermédiaire de 4 galets.

La source et le détecteur sont fixés sur un châssis rigide, constitué de pièces de métal profilé soudées au rail. L'ensemble est ajusté pour que l'axe du faisceau de rayons  $\gamma$  reçus par le détecteur passe par le plan diamétral horizontal de la colonne. Cette mise en place est facilitée par les possibilités de réglage en déplacement horizontal et vertical des supports des collimateurs, et l'alignement final est assuré par contrôle au niveau à lunette.

Le mouvement de l'ensemble mobile est assuré par un tueur universel réversible, avec réducteur, et un système de raison par câble-chaîne. La vitesse de déplacement maximum de colonne est de 35 cm/mn. Un régllet est fixé sur le rail horizontal, et un index lié à l'ensemble mobile permet de mesurer les déplacements de la colonne devant le faisceau de rayons  $\gamma$ . La précision sur la détermination de la section de mesure est  $\pm 0,25$  mm. Les mesures répétitives dans une même section ne sont assurées qu'avec une précision de  $\pm 0,5$  mm.

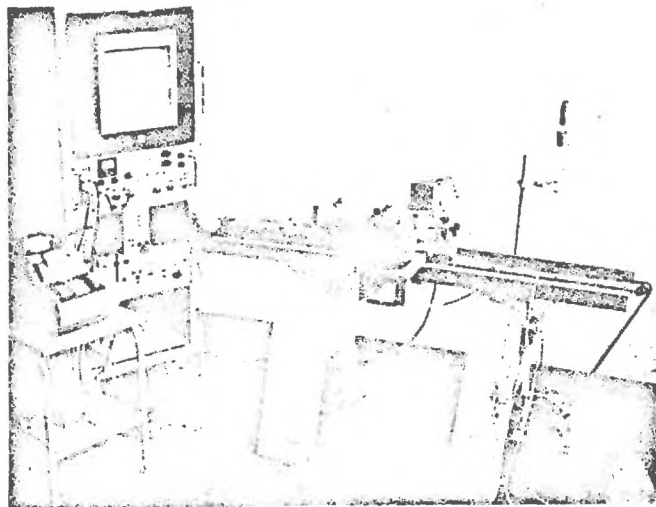
Notons qu'un bloc témoin, constitué par une cale de métal de 55 mm d'épaisseur et 20 mm de large est également fixé sur l'ensemble mobile et peut être périodiquement amené devant le faisceau pour contrôler la stabilité des comptages et effectuer des corrections de dérives.

Enfin, l'alimentation en eau du sol est assurée par une plaque poreuse grossière (diamètre des grains  $25 \mu$ ), de même diamètre que la colonne de sol, selon la méthode décrite par NIELSEN-PHILIPS, 1958. Cette plaque est reliée à une butte de Mariotte assurant le contrôle volumétrique de la quantité d'eau entrée dans le sol et fixant une charge constante. Cette charge est négative, et vaut -5 mbar (la cote de référence est à l'axe du cylindre) pour une plaque de diamètre 90 mm. Il n'y a ainsi pas de problème d'étanchéité au contact plaque-sol. Les détails de l'installation sont donnés sur les photos II-1 et II-2.

#### 2.4. Equipement mécanique pour les colonnes verticales.

Des essais de drainage ayant été effectués sur des colonnes de 1,80 m de haut, il était impensable de prévoir un dispositif analogue.

## Essai d'infiltration horizontale



Vue d'ensemble de la cellule  
de mesure et du banc d'es

Photo II-1

Detail de l'ensemble  
source - colonne - détecteur



Photo II-2

## Essai de drainage



Plateforme de mesure  
pour colonnes verticales

*Photo 11-3*

# Vérification de la loi exponentielle d'absorption

Blocs de Duraluminium usinés

$l_{\text{cm}}$	$N_0/N$	$\text{Ln } N_0/N$
0,5	1,0995	0,09481
1	1,21076	0,19123
1,5	1,3579	0,30388
2,5	1,6450	0,49769
4	2,2496	0,81072
5,5	3,00097	1,09889
6,5	3,6400	1,29195
7,5	4,5202	1,50854

Durée des comptages - 250 sec

$N_0 = 12376,82 \text{ cps}$

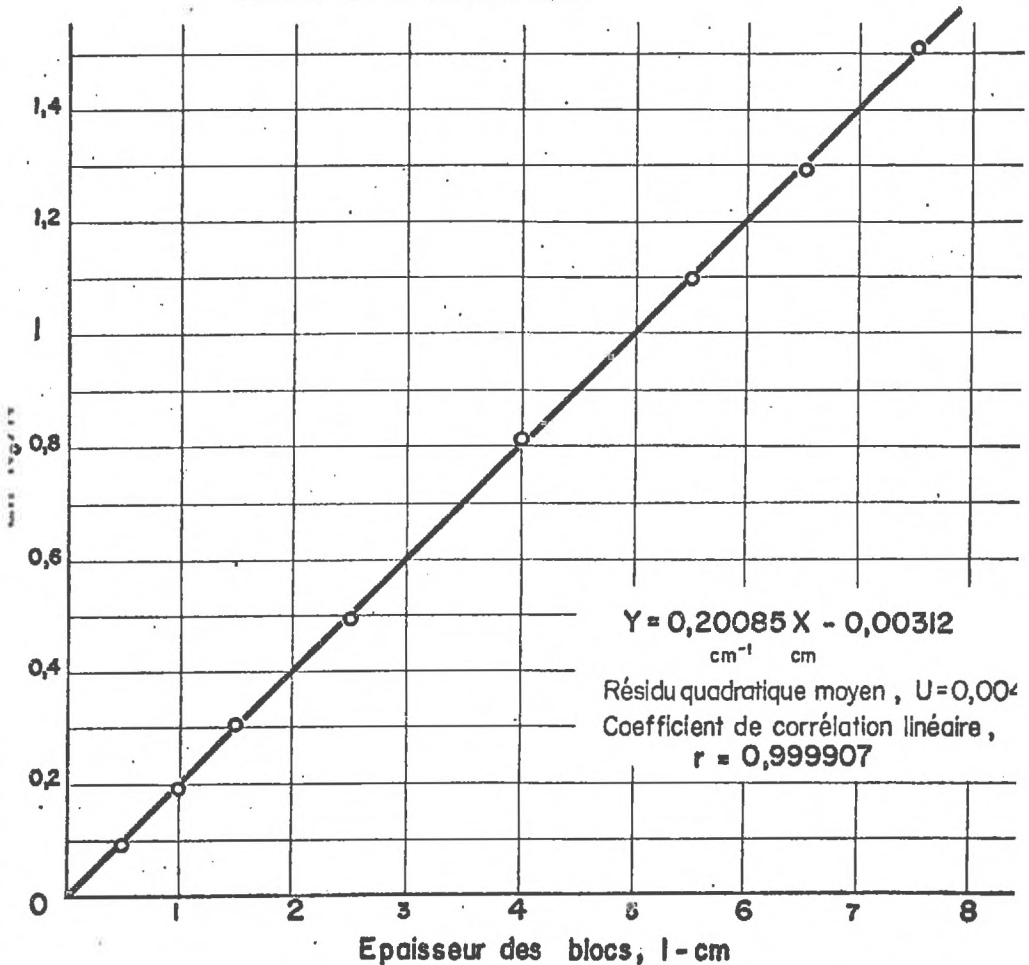


FIG- 2-5

La solution adoptée dans ce cas est donc d'avoir une colonne fixe et l'ensemble source-détecteur mobile. Il est seulement nécessaire de disposer d'un plateau support de la source et du détecteur suffisamment rigide pour ne pas avoir, durant les essais, de déplacements différentiels des axes des collimateurs, et un ensemble de guidage suffisamment usiné pour éviter toute vibration endommageable pour le cristal du détecteur.

On trouvera photo II-3 une vue de l'ensemble de mesure ainsi réalisé.

Le chemin de roulement du plateau est composé de deux tiges de stub de 30 mm de diamètre fixées sur deux profilés en U. Ces tiges sont munies de cales, de façon à pouvoir à tout instant contrôler le réglage en parallélisme et en verticalité.

La géométrie de mesure est analogue à celle décrite *fig. 2.4*, le faisceau étant cette fois astreint à se déplacer dans le plan diamétral vertical de la colonne.

Le mouvement du support de la source et du détecteur est assuré par un moteur triphasé avec réducteur (5 tr/mn) et inverseur, par un système câble-chaîne et contrepoids. Le déplacement est lu sur un double mètre, fixé sur le support de la colonne, par l'intermédiaire d'un index avec loupe grossissante fixé sur le plateau. La précision est légèrement augmentée. Des relais de sécurité sont prévus en bout de course.

Le système d'alimentation de la colonne est analogue à celui exposé pour les colonnes horizontales.

## DESCRIPTION DES ESSAIS.

Après les réglages classiques de la chaîne de mesure, consistant à rechercher, pour une géométrie de mesure donnée, la combinaison alimentation haute tension-gain d'amplification-niveau du discriminateur donnant la stabilité maximum des comptages, il est nécessaire d'effectuer une série d'essais préliminaires, pour déterminer les caractéristiques du système de mesure. Après description de ces essais préliminaires, nous nous attacherons à développer la méthode utilisée pour suivre l'évolution des teneurs en eau dans une colonne de sol.

### *3.1. Essais préliminaires.*

#### *a) Loi exponentielle d'absorption.*

La première précaution consiste à vérifier la loi exponentielle d'absorption décrite par l'équation (2.3). Si cette loi est valable pour une géométrie de mesure donnée, et que la discrimination électronique fixée, elle pourra en effet être appliquée - dans la gamme de variation de taux de comptage - elle est vérifiée - pour tous les essais. Il pourra suffire notamment de connaître avec précision un point de cette demi-droite, issue de l'origine, pour avoir sa pente.

Le relevé des essais d'absorption effectués avec un jeu de blocs de duralumin usinés, d'épaisseurs variables, est porté *fig. 2.5.*

Le temps de comptage pour chaque point est fixé à 10 s, avec un taux de comptage à vide de  $12\ 376,82 \pm 15,67$  cps.

Le coefficient de corrélation linéaire vaut  $r = 0,999907$ . L'ordonnée à l'origine, déterminée par les moindres carrés, étant inférieure à l'écart quadratique moyen, ce point n'est statistiquement pas différent de l'origine des axes. La relation exponentielle (2.3) est donc vérifiée, pour des taux de comptages variant de 13 000 cps à 2 200 cps, à mieux que  $10^{-5}$ .

La pente de la demi-droite ainsi déterminée est égale au coefficient d'absorption linéaire du duralumin :

$$\mu' = \mu \cdot \rho \quad (\text{cm}^{-1})$$

*b) Détermination des coefficients d'absorption.*

DAVIDSON (1963) et WATSON (1965) déterminent les coefficients d'absorption de l'eau et du sol en utilisant la même méthode que ci-dessus :

- pour l'eau le coefficient d'absorption linéaire (identique au coefficient d'absorption massique) est donné par la pente de la demi-droite obtenue en interposant entre source et détecteur différentes épaisseurs d'eau.

- pour le sol, le coefficient d'absorption massique est donné par la pente de la demi-droite obtenue en interposant entre source et détecteur une épaisseur constante de sol, compacté à différentes masses volumiques.

Ces deux méthodes sont cependant longues. De plus, dans le cas du sol, il est nécessaire que chaque échantillon soit compacté de façon homogène, pour que la masse volumique moyenne obtenue par pesée ne s'éloigne pas trop des valeurs ponctuelles de masse volumique, qui entrent en compte en appliquant (2.3).

Il est statistiquement équivalent de n'effectuer, dans chaque cas, qu'un seul essai avec des temps de comptage longs, en tenant compte de la formule (2.5).

### 1. Détermination de $\mu_w$ .

Le coefficient d'absorption de l'eau  $\mu_w$  est obtenu utilisant un moule en dural usiné. Soient  $N_0$  le taux de comptage à travers le moule vide, et  $N_w$  le taux de comptage à travers le moule plein d'eau.

Pour une épaisseur d'eau de  $12 \pm 0,005$  cm et un temps de comptage de 2 000 s, on obtient :

$$N_0 t = 9\,728\,923 \text{ coups}$$

$$N_w t = 3\,594\,584 \text{ coups}$$

1, en application de (2.3) :

$$\mu_w = \frac{1}{\rho_w z} \ln \frac{N_0}{N_w} = 0,082973 \text{ cm}^2/\text{g}$$

L'erreur sur la détermination de  $\mu_w$  est donnée par :

$$\left| \frac{\Delta \mu_w}{\mu_w} \right| \leq \frac{\Delta \rho_w}{\rho_w} + \frac{\Delta z}{z} + \frac{\Delta \ln(N_0/N)}{\ln N_0/N}$$

En rappelant que pour un degré de certitude de 95 %

on a :

$$\Delta N = \frac{2 \sqrt{Nt}}{t}$$

le dernier terme peut s'écrire :

$$\frac{\Delta (\ln N_0/N)}{\ln \frac{N_0}{N}} = \frac{2}{\ln \frac{N_0}{N}} \left[ \frac{1}{\sqrt{N_w t}} + \frac{1}{\sqrt{N_0 t}} \right] \quad (2.7)$$

Pour  $t = 2\,000$  s,  $N_0/N_w = 2,70\,65$  et  $N_0 = 4\,864,4$  cps on obtient :

$$\frac{\Delta (\ln N_0/N)}{\ln \frac{N_0}{N}} = \frac{2}{\ln 2,71} \left[ \frac{1}{\sqrt{3,6 \cdot 10^6}} + \frac{1}{\sqrt{9,7 \cdot 10^6}} \right] \approx 1,5 \cdot 10^{-3}$$

Les autres termes valent :

$$\frac{\Delta \rho_w}{\rho_w} \approx 10^{-4} \quad (\rho_w = 0,99907 \text{ g/cm}^3 \text{ à } 20^\circ \text{ au lieu de } 1)$$

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

soit  $\frac{\Delta \mu_w}{\mu_w} \leq 2 \cdot 10^{-3}$ ,

ou  $\underline{\mu_w = 0,08297 \pm 0,00016 \text{ cm}^2/\text{g}}$ .

## 2. Détermination de $\mu_s$ .

Le coefficient d'absorption massique du sol est obtenu selon deux méthodes, basées sur l'application de la formule (2.4). Les données reportées sont relatives à la détermination de  $\mu_s$  pour le silt "MONT-CENIS", qui est un des trois sols utilisés durant nos essais.

Le sol, séché à l'air, -donc légèrement humide-, est compacté à la presse dans un cylindre en acier. Les caractéristiques sont les suivantes :

Diamètre du cylindre : 9,18 cm

Hauteur du sol compacté : 3,22 cm

Poids du sol humide : 322,54 g

Poids du sol sec (passage à l'étuve après essais) :  
318,53 g

La masse volumique (moyenne) du sol sec vaut donc :

$$\rho_d = 1,4946 \text{ g/cm}^3$$

Dans une première série d'essais, l'échantillon de sol est prospecté selon deux plans verticaux orthogonaux, le compteur étant monté sur un support verticalement réglable, et un faisceau de rayons  $\gamma$  passant dans un plan diamétral vertical du cylindre. Soit  $z$  la cote au-dessus du fond du cylindre obtenue, pour des temps de comptage de 100 s, les valeurs suivantes :

$z$ cm	1e génératrice	2e génératrice
	$N_o/N$	$N_o/N$
2,3	3,0943	3,0812
1,8	3,1156	3,0813
1,3	3,0903	3,1010
0,8	3,0935	3,1025
0,3	3,0973	3,0987

avec  $N_o = 10\,429,479$  cps (taux de comptage à travers le cylindre vide). Soit une valeur moyenne  $(\frac{N_o}{N}) = 3,09557$  avec écart type  $\sigma(N_o/N) = 0,00948$  et  $\sum N t = 3\,369\,163$  coups.

La teneur en eau étant connue, on peut écrire (2.4) sous la forme :

$$\mu_s = \frac{1}{\rho_d} \ln \frac{N_0}{N} - \mu_w w_i \quad (2.8)$$

$w_i$  étant la teneur en eau pondérale, déterminée par gravimétrie (ici  $w_i = 0,0126$  g/g). On rappelle la relation  $\rho_w \theta = \rho_d \cdot w$ .

En reliant le rapport moyen des taux de comptage à la masse volumique moyenne du sol sec, et en utilisant pour  $\mu_w$  la valeur du coefficient d'absorption de l'eau déterminée précédemment, on obtient :

$$\mu_s = 0,08235 - 0,00103 = 0,08133 \text{ cm}^2/\text{g}$$

Le calcul de l'erreur sur  $\mu_s$  conduit à :

$$\frac{\Delta \mu_s}{\mu_s} = \frac{\Delta \rho_d}{\rho_d} + \frac{\Delta l}{l} + \frac{\Delta \cdot \ln N_0/N}{\ln N_0/N} + \frac{\Delta \mu_w}{\mu_w} + \frac{\Delta w_i}{w_i}$$

$$\frac{\Delta \mu_s}{\mu_s} = 5,10^{-3} + 5,10^{-4} + 10^{-3} + 2,10^{-3} + 10^{-3} \approx 10^{-2}$$

$$\text{soit } \mu_s = 0,08133 \pm 0,00081 \text{ cm}^2/\text{g}$$

La deuxième méthode consiste à prendre le même échantillon à le retourner de  $\frac{\pi}{2}$  et à effectuer une série de comptages parallèlement à l'axe du cylindre, sur l'épaisseur du sol.

La moyenne de 5 prospections (le centre du cylindre et 4 points répartis sur deux diamètres orthogonaux), à raison de 200 s par point, donne :

$$\frac{N_0}{N} = 1,4813$$

Exprimant le rapport des taux de comptage sous la forme :

$$\ln \frac{N_0}{N} = \mu_w \rho_s w_i l + \mu_s \rho_s l$$

introduisant les valeurs suivantes :

$$\rho_s l = \text{masse surfacique} = \frac{M_s}{A} = \frac{\text{masse de sol sec}}{\text{surface de sol}}$$

$$\rho_s w_i l = \frac{M_w}{M_s} \cdot \frac{M_s}{A} = \frac{\text{masse d'eau}}{\text{surface de sol}}$$

obtient une nouvelle expression pour :

$$\mu_s = \frac{A}{M_s} \cdot \ln \frac{N_0}{N} - \mu_w \frac{M_w}{M_s} \quad (2.9)$$

it, avec les valeurs de  $M_s$ ,  $M_w$  et  $A$  :

$$\mu_s = 0,082041 - 0,00103 = 0,08111 \text{ cm}^2/\text{g} ,$$

$$\frac{\Delta \mu_s}{\mu_s} \leq \frac{\Delta A}{A} + \frac{\Delta M_s}{M_s} + \frac{\Delta \ln N_0/N}{\ln N_0/N} + \frac{\Delta \mu_w}{\mu_w} + \frac{\Delta w_i}{w_i}$$

$$\leq 2,10^{-3} + 10^{-4} + 10^{-3} + 2,10^{-3} + 10^{-3} \approx 6,10^{-3} ,$$

$$\underline{\mu_s = 0,08111 \pm 0,00049 \text{ cm}^2/\text{g}}$$

La valeur finale choisie pour  $\mu_s$  est la valeur moyenne. adoptant l'erreur maximum, qui provient de la première méthode utilisée, on obtient :

$$\underline{\mu_s = 0,08122 \pm 0,00081 \text{ cm}^2/\text{g}}$$

Regroupant les valeurs obtenues pour les trois types de sol utilisés : deux sols silteux (COLUMBIA et MONT-CENIS) et un sable de rivière, on trouve :

$$\text{MONT-CENIS} : \mu_s = 0,08122 \pm 0,00081 \text{ cm}^2/\text{g}$$

$$\text{COLUMBIA} : \mu_s = 0,0769 \pm 0,0011 \text{ cm}^2/\text{g}$$

$$\text{SABLE DE RIVIERE} : \mu_s = 0,07739 \pm 0,00075 \text{ cm}^2/\text{g}$$

Les différences entre les valeurs des  $\mu_s$  proviennent de la composition chimique des sols. Rappelons que l'on peut calculer théoriquement le coefficient d'absorption d'un composé quelconque par la formule : (REGINATO, Van BAVEL, 1964) :

$$\mu = \mu_1 f_1 + \mu_2 f_2 + \dots + \mu_n f_n \quad (2.10)$$

où les  $\mu_{1...n}$  sont les coefficients d'absorption massique des éléments simples, et les  $f_{1...n}$  représentent la fraction pondérale de ces éléments. Les valeurs des  $\mu_i$  sont tabulées (GRODSTEIN, 1957). On pourra trouver dans l'article de REGINATO, Van BAVEL, 1964 des comparaisons entre valeurs calculées et expérimentales de  $\mu$ . Pour la majorité des sols, il est bon de noter que pour 660 keV la valeur moyenne du coefficient d'absorption massique calculée à partir de (2.10) vaut  $\mu_s = 0,0775 \text{ cm}^2/\text{g}$ , celle de l'eau étant de  $\mu_w = 0,0855 \text{ cm}^2/\text{g}$ .

Les différences entre valeurs théoriques et expérimentales de  $\mu_w$  peuvent provenir de sel dissous dans l'eau, ainsi que de la largeur de la bande d'énergie reçue, l'émission n'étant pas exactement monoénergétique.

c) Détermination de l'épaisseur de sol.

L'épaisseur de sol (1) intervenant directement dans la formule (2.4) doit être connue avec précision. Le sol étant compacté dans un tube d'Altuglass non usiné, la détermination de  $l$  est faite directement, avant mise en place du sol, par absorption de rayon  $\gamma$  par la colonne pleine d'eau, à partir de la formule (2.3), selon une génératrice du cylindre. Les inspections, après mise en place du sol, seront ensuite effectuées sur la même génératrice.

On trouvera *tableau 2.1* la valeur du diamètre moyen de la colonne de 60 cm de long, utilisée ensuite pour effectuer un essai d'infiltration horizontale avec le sol "MONT-CENIS". Cette valeur moyenne est obtenue à partir de 18 prospections, à 100 s chacune, effectuées au hasard selon une génératrice.

La valeur moyenne ainsi obtenue vaut 9,055 cm, avec un écart type  $\sigma = 0,0293$  cm.

Soit, pour un seuil de confiance de 95 % :

$$l = 9,055 \pm 0,058 \text{ cm}$$

Cette valeur est confirmée par une mesure de plusieurs mètres au comparateur.

Dans le cas exposé, l'erreur relative sur la valeur de  $l$  n'étant que de  $\pm 6,5 \cdot 10^{-3}$ , la valeur moyenne obtenue dessus a été appliquée à toute la colonne. Cependant, dans le cas des essais de drainage, où la colonne peut atteindre 180 cm, il a fallu tenir compte des variations de  $l$  et des épaisseurs différentes ont été retenues pour caractériser diverses tranches de sol. Ce point sera étudié Chapitre V.

### 3.2. Réalisation des essais.

#### a) Mise en place du sol.

La mise en place du sol dans les colonnes exige le plus grand soin. Il est en effet nécessaire d'avoir des colonnes aussi homogènes que possible pour pouvoir obtenir une répartition uniforme des teneurs en eau durant les essais.

Le sol, séché à l'air, est versé par petites quantités (environ 300 cm<sup>3</sup>) dans la colonne et vibré en tapant les parois avec un maillet en bois. En frappant régulièrement, et en suivant progressivement le niveau du sol dans la colonne, on obtient une répartition relativement homogène de masse volumique. Le haut de la colonne est muni d'une hausse, et les 20 cm supérieurs sont compactés puis tronqués.

En déplaçant la colonne devant la source, on peut avoir la répartition ponctuelle de la masse volumique du sol en place.

Si  $N_0$  est le taux de comptage à travers la colonne vide et  $N'_0$  le taux de comptage à travers la colonne pleine de sol, la formule (2.4) conduit à :

$$P_d = \frac{1}{(\mu_w w_i + \mu_s)} \ln \frac{N_0}{N'_0}$$

Nous avons reporté tableau 2-II les résultats d'essais, et les valeurs de  $P_d$  concernant les 45 premiers centimètres de la colonne de sol utilisée pour effectuer l'essai décrit Chapitre III sous le titre "Infiltration horizontale, Mont-Cenis", les essais relatifs à  $\mu_w$ ,  $\mu_s$  et  $l$  ayant été déjà décrits précédemment. La teneur en eau pondérale du sol séché à l'air vaut  $w_i = 0,0126$  g/g.

Nous avons effectué une prospection centimètre par centimètre, avec un comptage de 100 s en chaque point. L'analyse statistique des valeurs ponctuelles de  $\rho_d$  conduit aux résultats suivants :

Valeur moyenne : = 1,5053 g/cm<sup>3</sup>

Ecart-type : = 0,009 g/cm<sup>3</sup>

Gamme de variation de  $\rho_d$  pour 95 % des valeurs :

$$1,5053 \pm 0,0182 \text{ g/cm}^3$$

Valeurs limites absolues : 1,4814 g/cm<sup>2</sup> et 1,5245 g/cm<sup>3</sup>

Pour un seuil de confiance de 95 %, on a donc :

$$\frac{\Delta \rho_d}{\rho_d} = \pm 1,20 \%$$

Par principe, toute colonne de sol est rejetée

$$\text{si } \frac{\Delta \rho}{\rho} > 2 \%$$

La masse volumique moyenne du sol, obtenue à partir du poids de sol sec compacté et du volume de la colonne vaut

$$= 1,51 \pm 0,02 \text{ g/cm}^3.$$

Cette valeur moyenne permet d'ailleurs de déterminer par une méthode globale, sous la forme :

$$\bar{\mu}_s = \frac{1}{\rho_d \cdot l} \cdot \ln\left(\frac{N_0}{N_0'}\right) - \mu_w W_e$$

$\bar{\rho}_d \cdot l$  = masse surfacique moyenne obtenue par le produit de la masse volumique moyenne (déterminée par gravimétrie) et de l'épaisseur moyenne de sol (1,441 g/cm<sup>2</sup>).

$\left(\frac{N_0}{N_0'}\right)$  = atténuation moyenne, obtenue par le rapport moyen des taux de comptages (3,0701).

Cette méthode conduit à  $\bar{\mu}_s = 0,08099 \text{ cm}^2/\text{g}$ , ce qui n'est pas statistiquement différent de la valeur obtenue § 3.1.a.

## Détermination du diamètre interne d'une colonne

Détermination préliminaire de  $l(x)$  avant l'essai " Infiltration horizontale, Mont Cenis "  
Colonne remplie d'eau

$N_w$	$N_o/N_w$	$l$
5838,53	2,11162	9,009
5841,35	2,11106	9,003
5827,79	2,11551	9,031
5017,15	2,11938	9,053
5798,35	2,12625	9,092
5802,23	2,12483	9,084
5800,81	2,12535	9,087
5815,04	2,12015	9,063
5818,11	2,11903	9,051
5799,31	2,12590	9,090
5791,19	2,12888	9,050
5823,94	2,11691	9,039
5793,04	2,1282	9,103
5813,25	2,1208	9,061
5837,89	2,11185	9,010
5806,46	2,12328	9,075
5818,16	2,11901	9,051
5823,80	2,11696	9,039

Temps de comptage = 100 sec.

$$\bar{N}_o = 12\,328,75 \text{ coups/sec}$$

$$\mu_w = 0,08297 \text{ cm}^2/\text{g}$$

$$l = \frac{1}{\rho_w \mu_w} \ln \frac{N_o}{N_w}$$

$$\bar{l} = 9,0550 \text{ cm}$$

$$\sigma(l) = 0,0293 \text{ cm}$$

## Calcul de la distribution de masse volumique dans une colonne

Détermination de  $\rho_d(x)$  dans une colonne de silt "Mont Cenis" avant une infiltration horizontale  
 Sol séché à l'air,  $\theta_c = 0,019 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$

x	$N_0/N_0'$	$\rho_d$
0,2	3,0265	1,4861
1,2	3,0566	1,4994
2,2	3,0766	1,5082
3,2	3,1025	1,5194
4,2	3,0886	1,5134
5,2	3,0658	1,5035
6,2	3,0454	1,4945
7,2	3,0599	1,5009
8,2	3,0969	1,5170
9,2	3,1013	1,5189
10,2	3,1076	1,5216
11,2	3,0609	1,5013
12,2	3,0676	1,5043
13,2	3,0615	1,5016
14,2	3,1116	1,5234
15,2	3,0860	1,5123

x	$N_0/N_0'$	$\rho_d$
16,2	3,0847	1,5118
17,2	3,1144	1,5245
18,2	3,0973	1,5172
19,2	3,0868	1,5126
20,2	3,0538	1,4982
21,2	3,0952	1,5163
22,2	3,1101	1,5227
23,2	3,0745	1,5073
24,2	3,0864	1,5125
25,2	3,0957	1,5165
26,2	3,0398	1,4920
27,2	3,0827	1,5108
28,2	3,0603	1,5010
29,2	3,0705	1,5055
30,2	3,0159	1,4814
31,2	3,0656	1,5034

x	$N_0/N_0'$	$\rho_d$
32,2	3,0491	1,4961
33,2	3,0454	1,4945
34,2	3,0767	1,5082
35,2	3,0497	1,4964
36,2	3,0171	1,4820
37,2	3,0318	1,4885
38,2	3,0453	1,4945
39,2	3,0345	1,4897
40,2	3,0514	1,4971
41,2	3,0595	1,5007
42,2	3,1065	1,5212
43,2	3,0466	1,4950
44,2	3,0828	1,5109
45,2	3,0814	1,5103

$$\rho_d = \frac{1}{l(\mu_w w_i + \mu_s)} \ln \frac{N_0}{N_0'}$$

$$\bar{\rho}_d = 1,5053 \text{ g/cm}^3$$

$$\sigma(\rho_d) = 0,0091 \text{ g/cm}^3$$

$$\mu_w = 0,08297 \text{ cm}^2/\text{g}$$

$$\mu_s = 0,08122 \text{ cm}^2/\text{g}$$

$$l = 9,055 \text{ cm}$$

Temps de comptage = 100 sec.

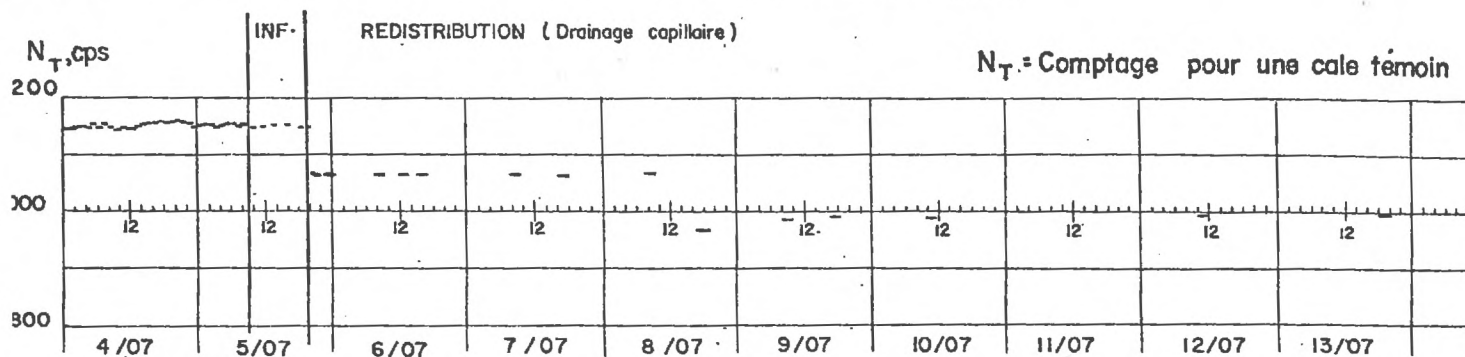
Valeurs moyennes -  $N_0 = 12400,94$  coups/sec

$N_0' = 4039,20$  coups/sec

$M/N_0' = 3,0701$

## Contrôle et correction de dérive des comptages

Essai de longue durée (1 mois) = Colonne horizontale, Silt "Mont Cenis" - Infiltration puis redistribution



COMPTAGE DE REFERENCE,  $N_T^0 = 4152,03 \pm 1,28 \text{ cps}$

(valeur moyenne sur 5000sec avant le début de l'infiltration)

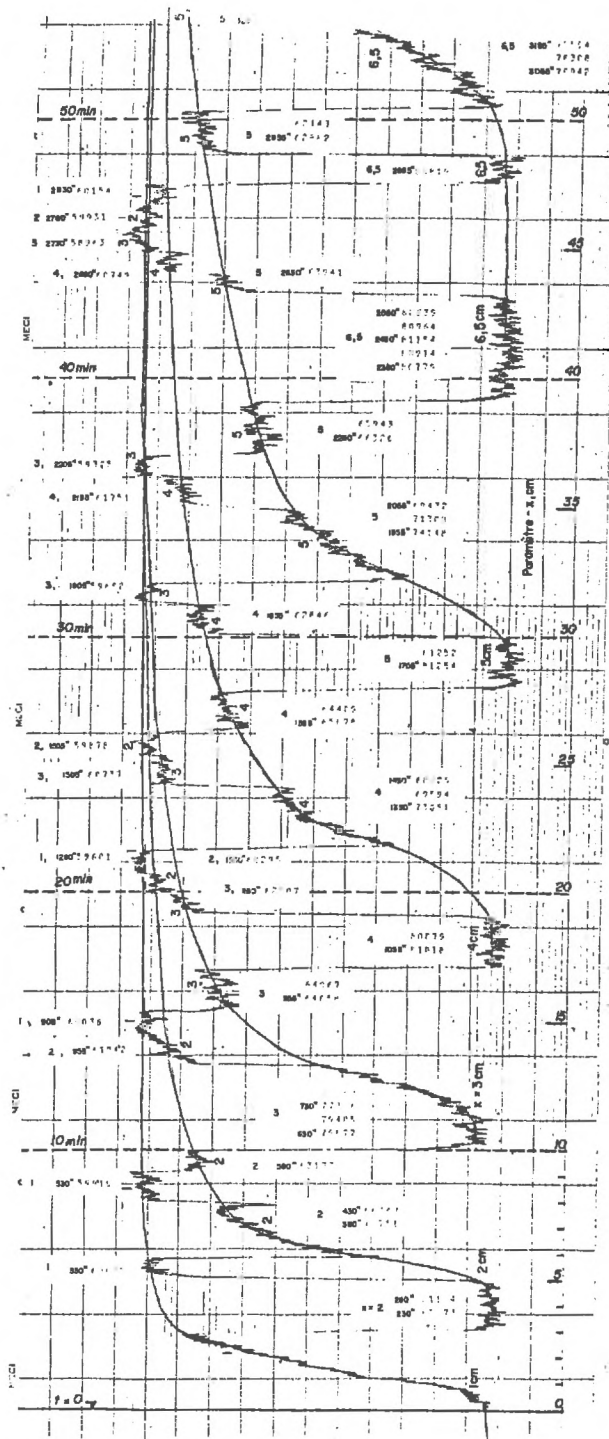
DEBUT DE L'INFILTRATION, 5/07 - 9 h 10

CONTROLES PENDANT L'INFILTRATION (comptages sur 100sec.)

	$N_T \text{ cps}$	$\bar{N}_T \text{ cps}$	
10 h 10	4158,85	$4151,18 \pm 5,67$	
11 h 10	4147,91		
12 h 15	4149,19		
13 h 50	4150,42 $\pm 12,91$		
16 h 15	4151,97		

CONTROLES PENDANT LE DRAINAGE, CORRECTION DE DERIVE, (moyennes sur 200 sec, avant et après prospection)

	$N_T \text{ cps}$	C		$N_T \text{ cps}$	C
5/07, 20h	4149,54	1	9/07 - 9h	3985,75	1,0417
21 h	4062,40	1,0221	18h	3988,67	1,0410
23h	4065,08	1,0214	10/07 - 11h	3990,58	1,0405
6/07, 9 h	4066,41	1,0211	12/07 - 11h	3994,23	1,0395
13h	4066,08	1,0211	13/07 - 18h	3998,61	1,0384
16 h	4062,30	1,0221	15/07 - 9h	4012,09	1,0349
7/07 - 9 h	4066,33	1,0211	20/07 - 10h	4020,56	1,0327
17 h	4064,41	1,0216	27/07 - 15h	4076,45	1,0185



Enregistrement des variations de comptage au debut de l'essai

Duree des comptages - 20 sec  
 Valeurs sur bande = section de mesure, x - cm  
 comptage = coups

b) *Contrôle de la stabilité des comptages.*

Dans une section donnée de la colonne les comptages étant rapportés au taux de comptage  $N'_0$  correspondant à la condition initiale, il est important -surtout pour les essais de longue durée- de contrôler périodiquement la stabilité des comptages et, si nécessaire, de corriger leur dérive.

Si le seuil est réglé correctement, les dérives de comptages proviennent essentiellement des fluctuations du réseau (d'où l'importance d'une alimentation haute tension stable) et des variations de température. A un moindre titre, signalons une dérive régulière due à l'atténuation de l'activité de la source. En application de la formule (2.6), avec une demi-vie de 30 ans pour le Césium, cette dérive vaut :

$$\frac{\Delta a}{a} = -0,0231 t$$

$t$  étant exprimé en années.

Les essais courants durent une journée, les essais les plus longs 1 ou 2 mois ; on a ainsi comme ordre de grandeur, les taux de comptage étant, pour un angle solide donné, proportionnels à l'activité de la source :

pour un essai de un mois :  $\frac{\Delta N}{N} = -1,92 \cdot 10^{-3}$

pour un essai de un jour :  $\frac{\Delta N}{N} = -6,4 \cdot 10^{-5}$

Une cale en duralumin de 55 cm d'épaisseur est utilisée pour effectuer des comptages témoins.

On trouvera *tableau 2-III* les valeurs des taux de comptage dans ce bloc de référence en fonction du temps durant l'essai d'infiltration "MONT-CENIS" (toutes les heures, pratiquement, un contrôle est effectué), puis pendant une période de 25 jours suivant cet essai (Redistribution, cf. Chapitre IV).

Le comptage de référence correspond au taux de comptage obtenu avant l'essai d'infiltration, pour une période de 600 s. En appliquant (2.4), on trouve :

$$N_T^* = 4\,152,03 \pm 1,28 \text{ cps}$$

On notera que pendant l'essai d'infiltration les comptages effectués dans ce bloc témoin restent statistiquement identiques au comptage de référence.

Par contre, à la fin de l'infiltration (5/07-21 h), puis le 8/07-18 h, on observe des variations assez sensibles de ces valeurs. Il est à noter que les taux de comptage donnés avant la redistribution correspondent à une moyenne entre les valeurs de  $N_T$  obtenues avant et après une prospection, le temps indiqué étant l'heure au milieu de cette prospection.

Pour corriger les dérives, les comptages, à un instant  $t$ , sont rapportés au taux de comptage initial  $N_0'$  en les multipliant pour un coefficient de correction de dérive :

$$C = \frac{N_T^*}{N_T}$$

Les valeurs de  $C$  sont données *tableau 2-III*.

### c) Mesure de l'évolution des teneurs en eau.

Le dernier point à considérer dans ce chapitre est relatif à la méthode de mesure de  $\theta(x, t)$  en régime transitoire rapide.

Sitôt que l'on assure le contact entre la plaque poreuse et la colonne de sol sec (à noter que l'extrémité amont de la colonne est, préalablement à la mise en place du sol, recouverte de gaze, ce qui maintient le sol et assure un meilleur contact avec la plaque), l'on obtient un écoulement transitoire rapide durant les 20 premières minutes de l'essai. Il s'agit donc de combiner la fréquence des mesures pour suivre, en différentes sections, l'évolution des teneurs en eau avec la précision optimum.

C'est essentiellement durant cette période transitoire que l'enregistreur graphique est utilisé, de préférence à l'imprimante qui ne donne que des valeurs moyennes sur la période de comptage présélectionné.

On trouvera ainsi *fig. 2.6* une reproduction de la bande enregistrée durant les premières cinquante minutes de l'essai d'infiltration dans une colonne de sol "MONT-CENIS" (cf. Chapitre III pour le dépouillement de ces résultats).

La bande de l'enregistreur défilant à vitesse constante, son abscisse peut être étalonnée en temps (602,3 mm/h).

L'eau progresse dans la colonne sous forme d'un front d'humidification verticale. Sitôt que ce front arrive dans la section de mesure, les taux de comptage diminuent pour se stabiliser vers une valeur constante lorsque cette section est saturée. On peut donc étalonner l'ordonnée de la bande de l'enregistreur en taux de comptage, ou même en teneur en eau.

Juste avant le début de l'essai, les valeurs des taux de comptage à travers des sections déterminées de la colonne sont mesurées pendant 200 s, ce qui donne  $N'_0$  pour chacune de ces sections ( $x=1, 2, 3, 4, 5, 6, 5 \dots$  cm de l'origine).

On ramène ensuite la section  $x = 1$  cm dans le faisceau de rayons  $\gamma$ , et, à un temps arbitraire  $t = 0$ , la plaque poreuse -alimentée par la burette de Mariotte- est aquée contre la colonne de sol.

Si l'on se ramène à la *fig. 2.6*, on voit que le front d'humidification atteint la section  $x = 1$  cm au bout d'un temps  $t \approx 0,5$  mn. La section  $x = 1$  est maintenue dans le faisceau durant encore 2,5 mn. On amène ensuite la section  $x = 2$  devant le faisceau pour suivre l'évolution des teneurs en eau pendant 2 mn, on repasse à la section  $x = 1$ , de nouveau à la section  $x = 2$ , etc. Pour suivre l'évolution du front, on se base sur la différence de teinte entre sol humide et sol sec.

Les fluctuations de la plume enregistrée proviennent de celles des émissions de rayons  $\gamma$  et de la constante de temps de l'intégrateur. Par interpolation graphique des résultats obtenus dans les  $x_n$  sections, on obtient des courbes de variation continues pour chaque section ; les points de ces courbes peuvent être traduits en comptage en utilisant la courbe d'étalonnage de l'enregistreur.

Les premiers comptages, de 20 s, sont effectués en parallèle avec cet enregistrement graphique à partir du temps  $t = 4$  mn, avec un temps mort de 5 s entre chaque comptage. Nous avons également reporté *fig. 2.6* la bande d'impression de l'imprimante, en face des sections prospectées et aux instants considérés. Les résultats obtenus sous cette forme sont utilisés de préférence lorsque les variations de comptage ne sont pas trop importantes.

Au bout de 100 minutes, la durée des comptages passe à 30 s.

Un exemple de dépouillement d'une des courbes obtenues dans *fig. 2.6* est reporté *tableau 2-IV* pour la section  $x = 3$  cm.

Le taux de comptage de référence dans cette section vaut  $N'_0 = 3\,982,60$  cps. La teneur en eau correspondant à un taux de comptage  $N$  est donc donnée, d'après (2.4), en supposant que le produit  $\mu_w \cdot \rho_w \cdot z$  reste constant pendant l'essai, par :

$$\theta = \frac{1}{\mu_w \cdot \rho_w \cdot z} \ln \frac{N'_0}{N} + \theta_i$$

où  $\theta_i$  est la teneur en eau volumique du sol sec ( $\theta_i = 0,019 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ).

La partie gauche du *tableau 2-IV* est relative au calcul de l'évolution des teneurs en eau dans la section  $x = 3$  cm durant l'essai d'infiltration. Les valeurs des taux de comptage donnés sous la référence  $(N)^a$  sont directement interpolées d'après la *fig. 3.6*, les autres valeurs sont données par l'impression des taux de comptage.

La partie droite de ce tableau donne l'évolution des teneurs en eau durant un essai de redistribution faisant suite à l'essai d'infiltration (cf. Chapitre V), où cette section est en période de drainage continu pendant 25 jours. Les calculs tiennent alors compte des coefficients de dérives mentionnés dans le paragraphe 3.2.b, et donnés *tableau 2-III*.

En répétant cette série de calculs pour toutes les sections de mesures, il est alors possible d'obtenir l'évolution des teneurs en eau en fonction du temps et de la distance à l'origine.

Le dernier point important concerne l'estimation de la précision de la mesure des teneurs en eau par cette méthode. Appliquant la formule (2.7) on a, pour un seuil de confiance de 95% :

$$\frac{\Delta\theta}{\theta} \leq \frac{\Delta\mu_w}{\mu_w} + \frac{\Delta(\rho_w z)}{\rho_w z} + \frac{2}{\sqrt{Nt}} \cdot \frac{1}{\ln \frac{N'_0}{N}}$$

erreur relative sur la détermination de  $N'_0$  dans chaque  
 ion étant négligeable devant celle provenant de la déter-  
 mination de  $N$ , à cause de la différence des temps de comptages  
 proches).

Cette erreur relative dépend de la valeur absolue  
 de la teneur en eau, et également des temps de comptage.

Les deux premiers termes valent respectivement :

$$\frac{\Delta \mu_w}{\mu_w} = 1,5 \cdot 10^{-3} ; \quad \frac{\Delta(\rho_w l)}{\rho_w l} \sim \frac{\Delta l}{l} = 6,5 \cdot 10^{-3}$$

Pour une teneur en eau de 40 % et un temps de comp-  
 de 50 s, on a (voir tableau 2-IV) :

$$N \cdot t \approx 150\,000 \text{ coups,}$$

$$\frac{N'_0}{N} = 1,33 ,$$

$$\frac{2}{\sqrt{N \cdot t}} \cdot \frac{1}{\ln \frac{N'_0}{N}} \approx 1,8 \cdot 10^{-2}$$

un temps de comptage de 20 s, cette valeur passe à :  $3 \cdot 10^{-2}$ .  
 le premier cas, l'erreur relative sur  $\theta$  est inférieure à  
 $10^{-2}$  ; dans le second, elle sera inférieure à  $3,8 \cdot 10^{-2}$ .

Cette méthode d'évaluation de l'erreur relative est  
 plus sévère que celle donnée par GURR (1962) et obtenue  
 en prenant la différentielle logarithmique de l'expression 2.4 -  
 la forme :

$$\Delta \theta = \frac{\exp \left[ \frac{1}{2} (\mu_s \rho_s + \mu_w \rho_w \theta) \right]}{L \cdot \mu_w \cdot \rho_w \cdot \sqrt{N'_0}}$$

Il faut en effet noter que cette expression ne correspond qu'à  
 un niveau de confiance de 68 %.

**Calcul des variations de teneur en eau dans la section  $x = 3$  cm pendant une infiltration puis un drainage**

t sec	t min	N cps	$N'_0 / N$	$\theta \frac{\text{cm}^3}{\text{cm}^3}$
630	10,5	3993,8	0,998 $\approx$ 1	0,019
680	11,3	3974,2	1,03008	0,0584
730	12,6	3866,3	1,09169	0,1357
	14	(3400) <sup>a</sup>	1,173	0,23
	15	(3300) <sup>a</sup>	1,208	0,27
955	15,9	3232,9	1,23190	0,2965
1005	16,75	3203,35	1,24326	0,3087
	18	(3160) <sup>a</sup>	1,260	0,33
1180	19,6	3100,35	1,28456	0,3523
	22	(3060) <sup>a</sup>	1,301	0,37
1505	25,1	3036,85	1,31142	0,3798
1905	31,7	2984,10	1,33460	0,4031
2205	37,8	2967,25	1,34218	0,4107
2730	45,5	2948,15	1,35088	0,4193
	88	2920,75	1,36350	0,4227
	122	2904,10	1,37137	0,4394
	273	2890,72	1,37772	0,4454
	613	2904,64	1,37111	0,4390

( )<sup>a</sup> Valeurs obtenues par extrapolation sur la bande d'enregistrement

INFILTRATION - Durée = 620 min

T <sub>h</sub>	N cps	c	$N'_0 / N \cdot c$	$\theta \frac{\text{cm}^3}{\text{cm}^3}$
(0) <sup>o</sup>	(2904,64)	1	1,37111	0,4390
1,5	2868,06	1,0221	1,35861	0,4268
3,7	2880,75	1,0214	1,35352	0,4221
13,7	2927,54	1,0211	1,33228	0,4010
21	2944,00	1,0221	1,32354	0,3921
37	2978,54	1,0211	1,30947	0,3778
45,8	2995,86	1,0216	1,30126	0,3694
61	2931,66	1,0465	1,29811	0,3662
86	2955,84	1,0417	1,29343	0,3614
112	2988,43	1,0405	1,28080	0,3485
160	3001,56	1,0395	1,27316	0,3405
192,5	3031,64	1,0384	1,26510	0,3319
230	3053,62	1,0349	1,26024	0,3268
350	3090,50	1,0327	1,28866	0,3136
524	3163,90	1,0185	1,23584	0,3008
595	3204,04	1,0248	1,22374	0,2878

( )<sup>o</sup> T=0 (début du drainage) correspond a t=620 min (fin de l'infiltration)

C = coef. de correction de dérive

DRAINAGE - Durée = 600 heures

$$\theta = \frac{1}{\mu_w \rho_w l} \text{Ln} \frac{N'_0}{N} + \theta_i$$

$$\begin{aligned} N'_0 &= 3982,60 \text{ cps} \\ \mu_w &= 0,08293 \text{ cm}^2/\text{g} \\ l &= 9,055 \text{ cm} \\ \theta_i &= 0,019 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \end{aligned}$$

# Influence des variations de température sur la valeur des comptages

Comptages à travers une cale de Durul

Durée des comptages, 900 sec

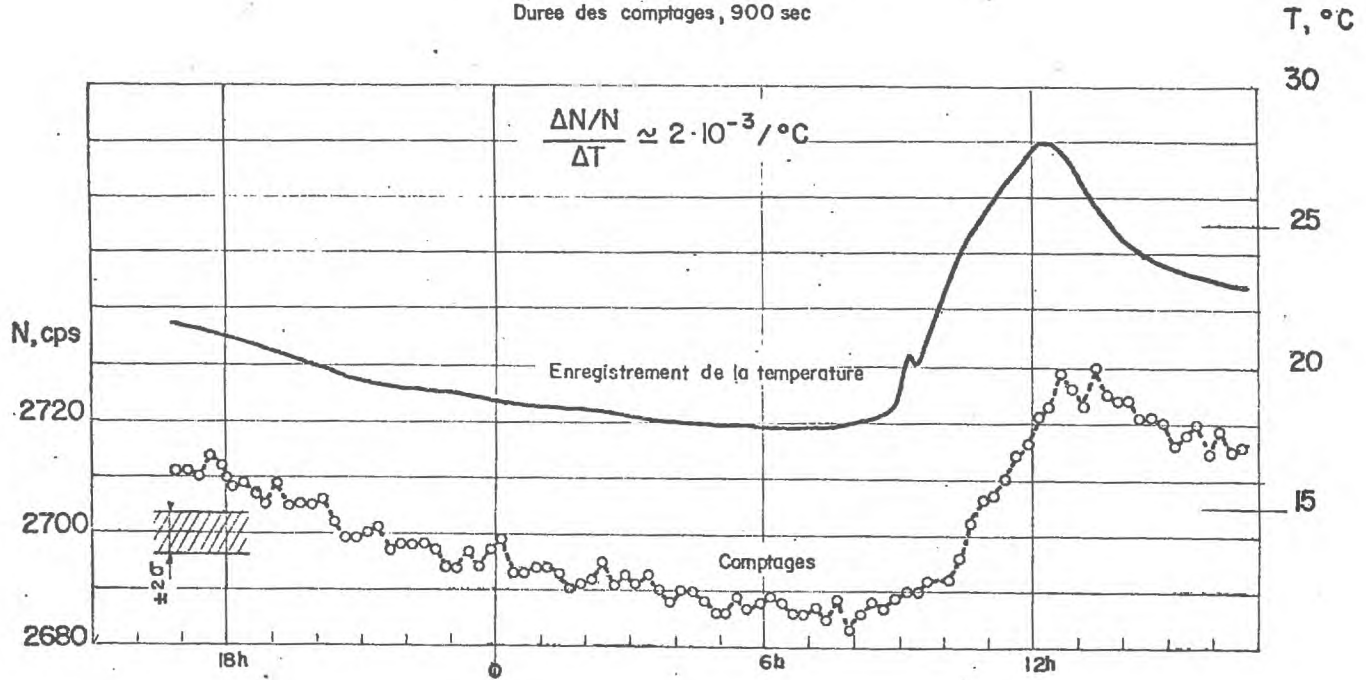


FIG 2-7

#### 4. MESURE DE LA SUCCION.

La méthode la mieux adaptée à la mesure de la succion en régime transitoire est, sans aucun doute, l'utilisation de tensiomètres associés à des capteurs de pression -comme l'a fait récemment WATSON (1965)-. Avec un processus de centralisation de mesure, cette méthode permet en effet d'obtenir immédiatement, avec un temps de réponse et des variations de volumes extrêmement faibles, l'impression des valeurs de la succion.

Cependant, avec les conditions aux limites choisies pour la plus grande partie de nos essais : infiltration dans un sol sec, cette méthode n'est pas actuellement utilisable. Au contact du sol initialement sec, les tensiomètres se désamorceraient en effet immédiatement, en humidifiant le volume de sol immédiatement voisin. Ce volume étant également celui sur lequel se fait la mesure, il est nécessaire de trouver un type de tensiomètre pouvant résister à des succions de l'ordre d'une dizaine de bars (ou plus) sans se désamorcer, ce qui sera peut-être réalisé prochainement avec les tensiomètres osmotiques (PECK, 1966).

Pour obtenir la valeur de la succion correspondant à une teneur en eau donnée, et en tenant compte des effets d'hystérésis auxquels est consacré le Chapitre IV, nous avons utilisé une méthode classique : les courbes de succion  $\psi(h)$  ont été déterminées par la méthode des plaques de succion. Ceci consiste simplement à poser un échantillon sur une plaque de verre fritté, en contact avec une colonne d'eau sous tension et, pour une valeur donnée de la colonne d'eau, d'attendre l'équilibre (généralement au moins deux jours) et de déterminer la valeur de la teneur en eau correspondante en pesant l'échantillon.

Partant d'échantillons de même masse volumique que les colonnes de sol, à une teneur en eau identique (sol séché à l'air), la courbe  $\psi(\theta)$  déterminée en humidifiant l'échantillon pourra s'appliquer pour décrire les phénomènes d'infiltration. De même, la courbe déterminée en drainant un échantillon à teneur en eau initiale  $\theta_0$  pourra s'appliquer pour analyser le drainage des colonnes de sol.

Cette méthode possède une limite : on ne pourra décrire la courbe  $\psi(\theta)$  que dans le domaine de succion inférieur à 800 millibars (cavitation dans la colonne sous tension). Dans la mesure du possible, et surtout pour les sols fins, nous avons utilisé la méthode de dessiccation sous vide, au-dessus de solutions d'acide sulfurique, pour obtenir quelques points supplémentaires, dans le domaine des fortes succions.

Les détails seront donnés dans l'analyse des essais. L'objection la plus importante qui pourrait être soulevée à propos de cette méthode fera l'objet d'une étude détaillée à la fin du Chapitre III : Est-on assuré, en négligeant les effets d'hystérésis, de l'unicité des courbes  $\psi(\theta)$  obtenues par un essai statique pour décrire un essai dynamique ?

## 5. CONCLUSION.

S'il reste des progrès importants à faire pour obtenir une méthode de mesure précise de la succion dans les sols initialement secs, et, en général, pour des valeurs de la succion supérieures à 500 millibars -(en développant par exemple la méthodologie des tensiomètres osmotiques)-, la méthode de mesure des teneurs en eau présentée dans cette étude semble devoir être généralisée.

Cette méthode répond en effet à de nombreux critères : elle est non destructive, ponctuelle (par rapport à l'échelle du modèle), précise et souple.

Cependant, pour arriver à des résultats satisfaisants, il faut prendre soin de satisfaire un certain nombre d'impératifs.

Nous avons ainsi donné dans l'exposé des caractéristiques des chaînes de mesure le temps de résolution des différents éléments : ce temps doit être suffisamment faible par rapport au temps de mesure pour que les pertes de comptage par coïncidence soient négligeables.

Il est de même nécessaire de pouvoir disposer d'un ictomètre avec une constante de temps suffisamment faible pour étudier les phénomènes transitoires (on pourra d'ailleurs se reporter à l'étude de WATSON, 1965, sur l'erreur de mesure introduite par l'utilisation de l'ictomètre).

Nous ne saurions trop insister sur la nécessité d'effectuer des contrôles, et des corrections de dérives fréquents. La dérive la plus importante provenant des effets de température, tous les essais ont été effectués dans une salle climatisée. On pourra se référer à la *fig. 2.7* pour apprécier l'influence globale des variations de température de la salle de mesure sur toute la chaîne. A défaut de salle climatisée, un simple conditionnement de la sonde de mesure améliore déjà notablement ces résultats (WACK, 1967).

Enfin, la méthode utilisée n'est satisfaisante que si l'équation de base (2.3) est satisfaite, ce qui ne le sera que si :

a)- le faisceau de photons  $\gamma$  est suffisamment collimaté,

- le cristal du photomultiplicateur est protégé des photons diffusés,
- les amplitudes des impulsions délivrées par le détecteur sont filtrées par un discriminateur ou un sélecteur d'amplitude.

Il est naturellement nécessaire de disposer d'une source présentant un pic d'émission bien défini.

-:-:-

B I B L I O G R A P H I ECHAPITRE II

- BENBLIDIA M., 1963 - *Etude expérimentale de quelques problèmes d'écoulement en milieu poreux non saturé par des procédés de mesure radioactifs.*  
Thèse de 3e Cycle, Laboratoire de Mécanique des Fluides, Faculté des Sciences de Grenoble.
- DAVIDSON J.M.-J.W. BIGGAR-D.R. NIELSEN, 1963 - *Gamma-radiation attenuation for measuring bulk density and transient water flow in porous media.*  
*Journal of Geophysical Research*, vol. 68 n° 16 : 4777-4783.
- FERGUSON A.H., 1959 - *Movement of Soil Water as inferred from moisture content measurement by gamma-rays absorption.*  
Ph. D, Thesis, Washington State University, Pullmann.
- GROSTEIN G.W., 1957 - *X-ray attenuation coefficients from 10 kev to 100 Mev.*  
*Nat. Bur. Std. U.S. Circ. 588.*
- GURR G.C., 1962 - *Use of gamma rays in measuring water content and permeability in unsaturated columns of soils.*  
*Soil Sci.*, 94 : 224-229.
- KRUGER P.G., 1950 - *Soil density by gamma-rays scattering.*  
Ph. D, Thesis, Cornell University, Ithaca, N.Y.
- LAREAL P., 1962 - *Application à l'étude de la remontée capillaire dans des sables et d'un appareil de mesure de la densité et de l'humidité des sols par radioactivité.*  
Thèse de 3e Cycle, Laboratoire de Mécanique des Fluides, Faculté des Sciences de Grenoble.
- NIELSEN D.R.-R.E. PHILIPS, 1958 - *Small fritted glass bead plates for determination of moisture retention.*  
*Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 22 : 574-575.
- NOREL G., 1965 - *Etude des milieux poreux par absorption d'un rayonnement X ou  $\gamma$  émis par une source radioactive.*  
Thèse, Doctorat ès Sciences Appliquées, Faculté des Sciences, Paris.

- CK A.J.-R.M. RABBIDGE, 1966 - *Direct Measurement of moisture potential : a new technique.*  
*Symposium on Water in the Unsaturated Zone, Wageningen, Pays-Bas, Ia-12.*
- WLINS S.L., 1961 - *A theoretical and experimental examination of the validity of diffusion analysis as applied to unsaturated flow of soil water.*  
*Ph. D, Thesis, Washington State University, Pullmann.*
- CINATO R.J.-C.H.M. VAN BAVEL, 1964 - *Soil Water measurement with Gamma Attenuation.*  
*Soil Sci. Soc. Am. Proc., 28 : 721-724.*
- CK B., 1961 - *Mesure de la densité et de l'humidité des sols par radioactivité.*  
*Rapport interne, Laboratoire de Mécanique des Fluides, Grenoble.*
- CK B., 1967 - *Application à l'hydrologie des mesures par radioactivité.*  
*Laboratoire de Mécanique des Fluides, Grenoble.*
- CK B., 1967 - *Performances de la plate-forme de mesure "phogadense".*  
*C.R. Acad. Sci., Paris, 265 : 437-440.*
- CK B., 1968 - *Mesures par radioactivité en Mécanique des Sols.*  
*Thèse, Doctorat ès Sciences, Faculté des Sciences de Grenoble.*
- PERSON K.K., 1965 - *Non continuous porous media flow.*  
*Report n° 34, University of New South Wales, Water Research Laboratory.*

-:--:-

### CHAPITRE III

#### ETUDE DE L'INFILTRATION DE L'EAU DANS UN SOL SEC

##### DETERMINATION DE $k(\theta)$

Cette première série d'essais a eu pour but de vérifier, dans les cas les plus simples possibles, les hypothèses de base couramment utilisées dans la résolution théorique de ce problème. Les deux hypothèses les plus importantes concernent la validité de la loi de Darcy généralisée, et l'unicité de la loi  $\psi(\theta)$ . Une autre hypothèse annexe, surtout utilisée comme outil de simplification mathématique, revient à admettre que la variation du coefficient de diffusivité  $D(\theta)$  correspond à une loi exponentielle. Enfin, l'on emploie assez généralement le résultat établi Chapitre I : pour une teneur en eau donnée, le front évolue en fonction de la racine carrée du temps lors d'une infiltration horizontale.

La vérification de ces hypothèses à partir de résultats expérimentaux nous a conduit à développer une méthode d'analyse de l'évolution transitoire des profils hydriques, permettant d'obtenir directement la valeur du coefficient de conductivité hydraulique  $k(\theta)$ , ou celle du coefficient de diffusivité. Cette méthode nous a également permis d'étudier l'influence de la gravité et celle de la masse volumique du sol.

Un certain nombre de modèles de solutions numériques, basés sur les schémas de calcul proposés initialement par KLUTE (1952) et PHILIP (1955), ont été proposés durant ces dernières années pour

oudre l'équation de l'écoulement dans le cas des problèmes  
inis par les conditions initiales et aux limites suivantes :

$$\begin{aligned} \text{pour } t < 0 \quad \text{et} \quad x > 0 & : \theta = \theta_i \\ \text{pour } t \geq 0 \quad \text{et} \quad x = 0 & : \theta = \theta_0 \end{aligned}$$

étant la direction de l'écoulement.

On peut ainsi noter les études de SCOTT-HANKS, (1962),  
TE-WHISLER-SCOTT (1965), et LIAKOPOULOS (1965). Cependant,  
une des solutions numériques obtenues n'a été comparée à  
résultats expérimentaux, comme ceci a été fait pour le  
image par WATSON (1967) et JENSEN-HANKS (1967) (voir Cha-  
re V).

D'un autre côté, il faut admettre que l'on dispose  
s la littérature de très peu de résultats expérimentaux  
loitables relatifs à ce problème de l'infiltration. Les  
ultats publiés avant la mise au point de la méthode de me-  
e décrite dans le chapitre précédent avaient été obtenus  
des procédés destructifs, sur des colonnes de sols qui  
ient divisées en tranches à un instant choisi, avec déter-  
ation de la teneur en eau dans chaque tranche par pesée. Ce  
tème, nécessitant la reproduction d'autant de colonnes  
atiques que de périodes de mesure choisies, conduit natu-  
lement à une limitation sur la précision des mesures et  
le nombre possible de prospections temporelles. Cette  
hode a notamment été utilisée par GARDNER-MAYHUGH (1959) ;  
KSON (1963) et DAVIDSON (1963-a). De même, les procédés  
bsorption utilisés par FERGUSON-GARDNER (1962) , RAWLINS-  
DNER (1963), ont été entachés à leur début d'une certaine  
écision due à la mauvaise définition géométrique du sys-  
e de mesure et à la lacune de discrimination électronique.  
bien que DAVIDSON-NIELSEN (1963-b), sont les seuls auteurs  
nt pu présenter sur le problème de l'infiltration des ré-  
tats précis permettant de vérifier certaines des hypothèses  
ncées au début de ce paragraphe.

Les essais présentés dans ce chapitre ont d'abord été effectués au *Department of Water Resources and Engineering, University of California -DAVIS-*, sous la direction de MM. NIELSEN et DAVIDSON, puis continués aux *Laboratoires de Mécanique des Fluides de Grenoble*. Les premiers ont été effectués sur un sol alluvionnaire de la vallée du *Sacramento River* : "Silt Columbia", les seconds sur un silt argileux : "Silt Mont-Cenis", provenant de la décomposition de schistes et utilisé comme matériau d'appoint pour la construction du noyau du barrage du *Mont-Cenis*. Nous avons volontairement choisi pour ces essais des matériaux fins et de faible perméabilité afin d'avoir un front d'humidification évoluant assez lentement et restant, dans le cas des colonnes horizontales, dans un plan vertical (photos III-1 et III-2). Des essais préliminaires effectués avec des matériaux sableux nous ont en effet montré que, dans ce cas, le front s'écoule au fond de la colonne, sous forme d'une nappe libre ; les mesures de teneur en eau étant effectuées dans le plan diamétral horizontal de la colonne n'auraient alors eu aucune signification.

Les courbes granulométriques de ces deux types de sol sont reportées *fig. 3.1*, ainsi que les caractéristiques des colonnes utilisées pour un essai d'infiltration horizontale (*Mont-Cenis*) et pour un essai de remontée capillaire (*Columbia*). Les courbes de succion en humidification correspondant à ces essais, et déterminées selon la méthode décrite Chapitre II, § 4, sont données *fig. 3.2*. Rappelons une dernière fois que la succion -qui, selon nos conventions (cf. Chapitre I, § 3), caractérise la dépression, en centimètres d'eau, de l'eau dans le sol par rapport à la pression atmosphérique- est une grandeur négative. C'est la raison pour laquelle nous avons reporté ( $-\psi$ ) en ordonnée de la courbe *fig. 3.2*. Pour éviter des erreurs de signe, nous considérerons généralement la valeur absolue de  $\psi$  toutes les fois que ceci sera possible.

Après avoir présenté l'interprétation des résultats d'infiltration dans la colonne horizontale de Silt "Mont-Cenis", étudiera l'influence de la gravité, et de la masse volumique, à partir des essais effectués sur le Silt "Columbia", mais relatifs à une infiltration horizontale, une infiltration verticale vers le bas et une remontée capillaire. La dernière partie de ce chapitre sera consacrée à l'étude de unicité de la loi  $\psi(\theta)$  et à la vérification d'une loi empirique pour  $k(\theta)$ .

Les résultats regroupés dans ce chapitre ont notamment été publiés dans les publications suivantes, au fur et à mesure de leur obtention :

R. NIELSEN-G. VACHAUD, 1965- Infiltration into vertical and horizontal soil columns.

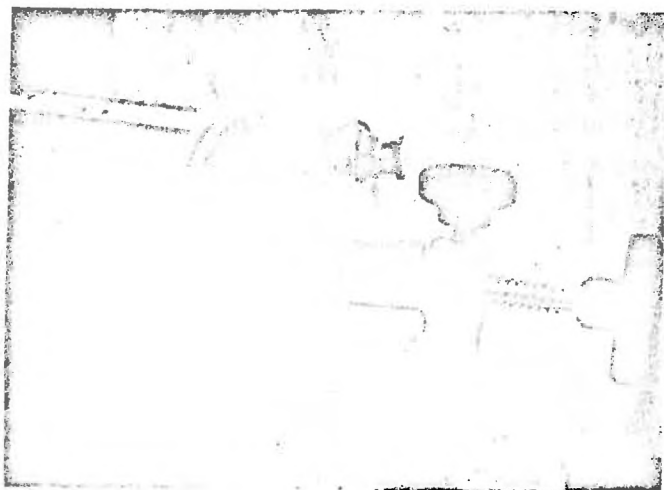
J. of the Indian Soc. of Soil Sci., vol 13 n° 1, p. 15-23.

VACHAUD -1966- Vérification de la loi de Darcy généralisée et détermination de la conductivité hydraulique à partir d'une infiltration horizontale.

Symposium on Water in the Unsaturated zone, WAGENINGEN, Pays-Bas, 19-25 Juin 1966 - I b.12.

VACHAUD -1967- Determination of the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils from an Analysis of Transient Flow Data. Water Resources Research, vol 3 n° 3, p. 697-705.

## Essai d'infiltration horizontale



Détail de la face amont  
de la colonne

Photo III-1.



Vue d'ensemble  
pendant un essai

(noter la différence de  
teinte entre zone humide  
et zone sèche, ainsi que la  
définition du front d'humidification)

Photo III-2

**Essais d'infiltration  
dans des colonnes de sol sec**

Sol	$\rho_d$ g/cm <sup>3</sup>	$\theta_o$ %	$\theta_i$ %	L cm	$K_o$ cm/min
Silt "Mont Cenis"	1,505	44,2	1,9	60	$8,7 \cdot 10^{-4}$
Silt "Columbia"	1,49	40,1	2	75	$3,5 \cdot 10^{-3}$

Caractéristiques des sols utilisés

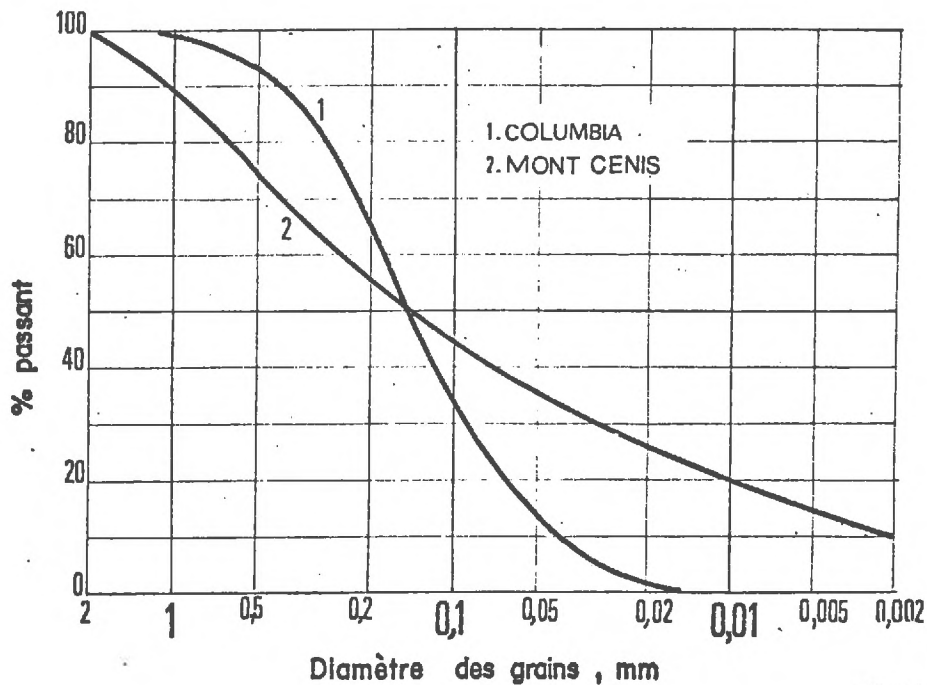
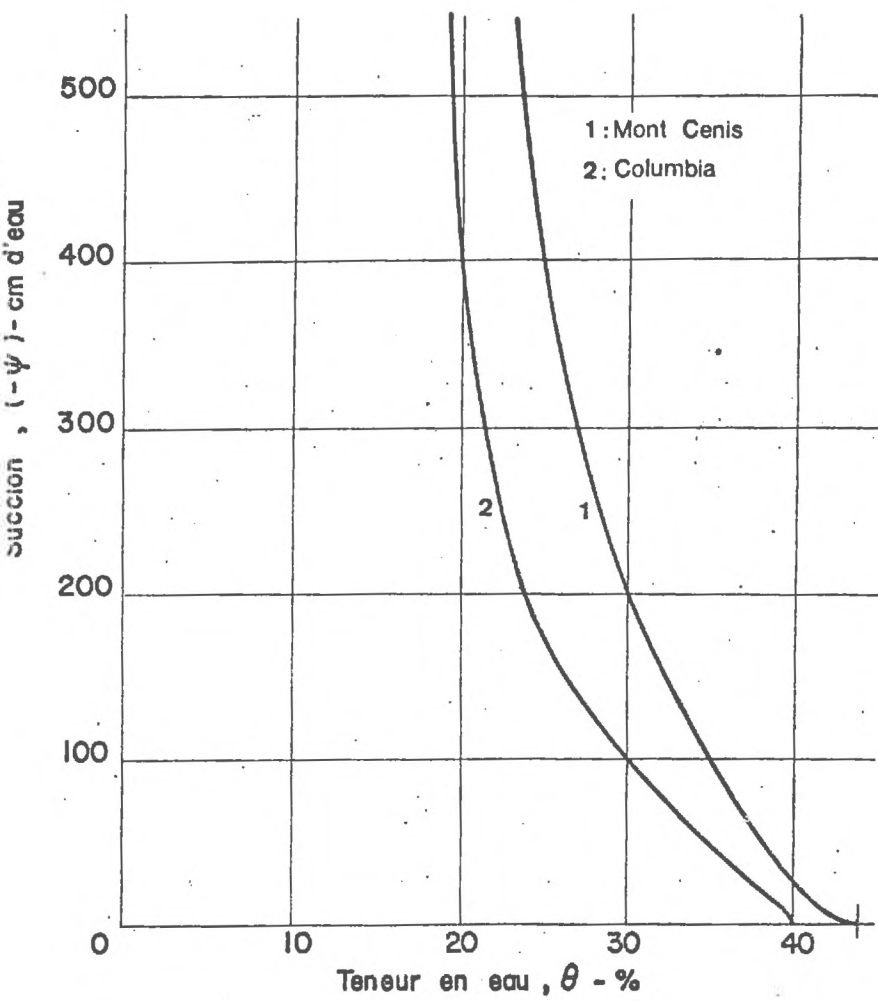


FIG. 3-1



Courbes de suction en humidification

## 1. ESSAI D'INFILTRATION HORIZONTALE. SILT DU MONT-CENIS.

Les méthodes de mise en place du sol, de contrôle de sa masse volumique et de calcul de l'évolution des teneurs en eau durant l'infiltration, ont été décrites en détail dans le chapitre précédent. Les *tableaux 2.I à 2.IV*, et la *fig. 2.6\** du Chapitre II sont relatifs à cet essai.

Rappelons simplement que la masse volumique moyenne du sol séché à l'air ( $\theta_z = 1,90 \%$ ) et compacté dans une colonne d'Altuglass de 9,055 cm de diamètre et 60 cm de long, vaut :

$$\rho_s = 1,505 \pm 0,018 \text{ g/cm}^3$$

La répartition ponctuelle de  $\rho_d$  est reportée *fig. 3.3* pour les 45 premiers centimètres (ce graphique correspond au *tableau 2.II*).

L'écoulement commence au moment du contact entre la plaque poreuse, alimentée par la burette de Mariotte, et l'extrémité amont de la colonne. Cette colonne est en outre percée, sur trois génératrices, d'une série de trous de 0,5 mm de diamètre, tous les 2 cm, afin d'obtenir une pression d'air voisine de la pression atmosphérique dans la colonne.

\* Les tableaux et figures étant numérotés par chapitres, le premier chiffre de leur numéro est relatif au chapitre correspondant.

L'évolution des teneurs en eau est suivie par la méthode d'enregistrement donnée Chapitre II, la *fig. 2.6* étant une reproduction de l'enregistrement réalisé pour cet essai durant les 45 premières minutes. Les résultats sont dépouillés sur les différentes sections de mesures, selon le processus décrit *tableau 2.IV* pour la section  $x = 3$  cm. Enfin, la précision sur la détermination de  $\theta$ , vaut, pour un comptage de 5 et une teneur en eau de 40 % :

$$\frac{\Delta\theta}{\theta} = \pm 2,10^{-2}$$

### 1.1. Evolution des teneurs en eau pendant l'infiltration.

La *fig. 3.4* donne directement l'évolution des teneurs en eau dans les différentes sections  $x_n$  en fonction du temps.

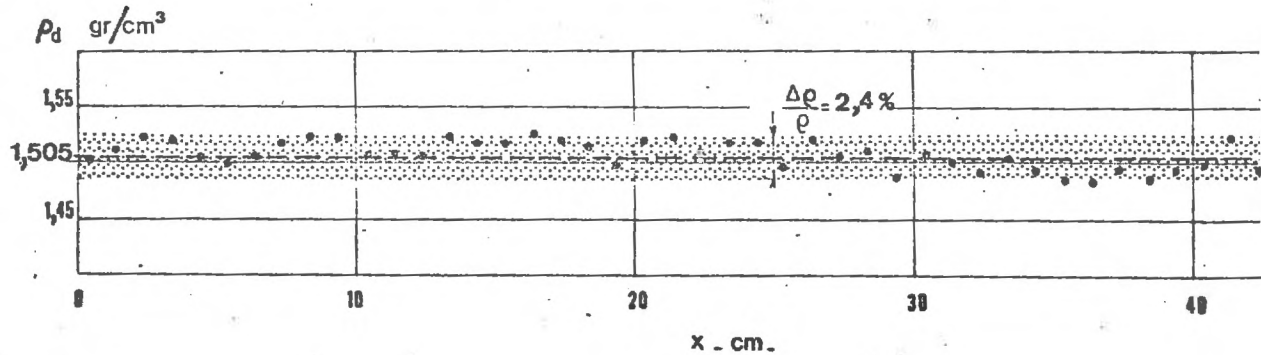
En jouant sur les trois variables indépendantes :  $\theta$ ,  $t$ , nous utiliserons ce réseau de courbes sous deux autres formes, obtenues par changement de paramètre. Afin de clarifier l'exposé, le paramètre sera toujours désigné par la suite par l'indice  $n$ . Les autres formes de présentation de ces courbes sont :

Paramètre  $\theta$  : le réseau de courbes  $x = f(\theta_n, t)$  (*fig. 3.5*) caractérise l'évolution de l'infiltration dans la colonne. A un instant  $t$ , la teneur en eau  $\theta_n$  est obtenue dans la section  $x$ . La pente de ces courbes :

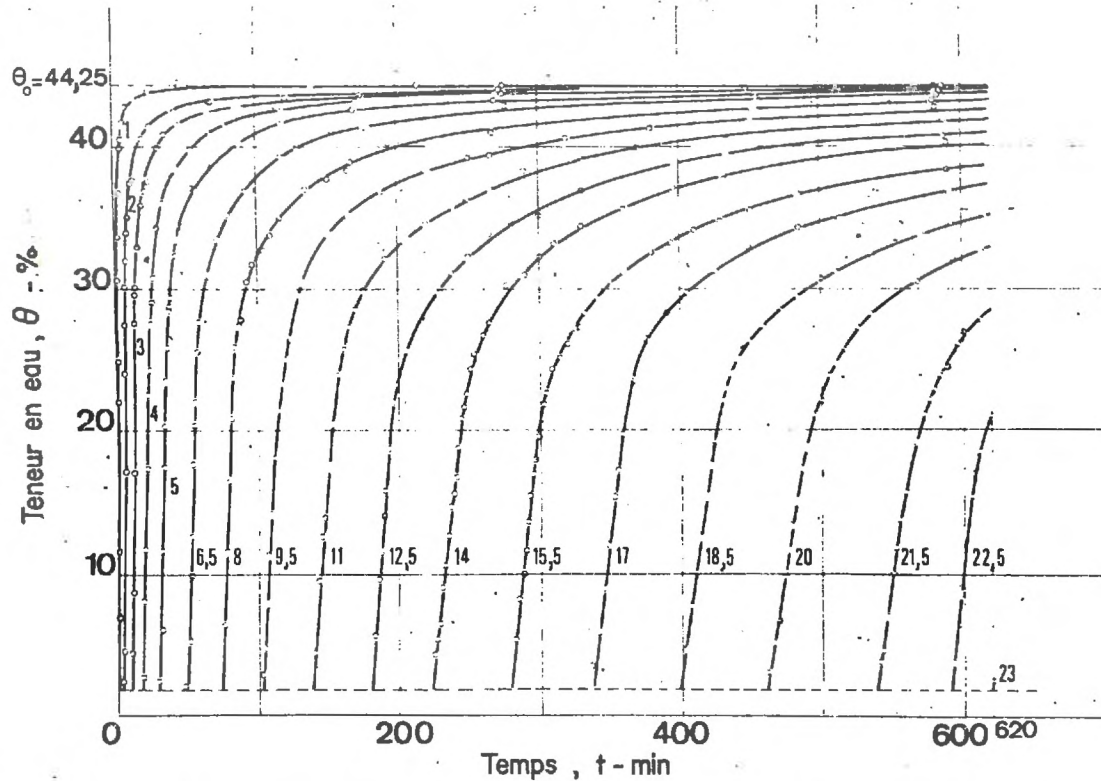
$$v(\theta_n, t) = \frac{dx}{dt}$$

représente la vitesse d'avancement de la teneur en eau  $\theta_n$  dans la colonne.

Colonne horizontale , Silt "MONT CENIS"



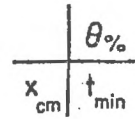
Distribution ponctuelle de la masse volumique du sol sec



Distribution des teneurs en eau dans la colonne pendant l'infiltration  
 Paramètre-Distance à l'origine,  $x$  - cm

# Infiltration horizontale, "Mont Cenis"

Evolution des teneurs en eau pendant l'infiltration



$\theta$ x	2	10	15	20	25	30	32	34	36	38	40	42
1		1,5			1,7		1,95	2,15	2,5	3	3,75	6
2		5,5		6	6,3	6,75	7,3	8	9	11	14	23,5
3		12	12,5	13	13,5	14,5	16	17,5	20	24	31	53
4		21	21,5	22	23,5	25	27,5	30	35	41	55	91
5	31	32	33	34	36	38,5	42	46,5	52	61,5	83	139
6,5	52	53	54	56	58	64	69	75	86	103	136	230
8	74	76	78	81	86	94	102	112	128	152	200	345
9,5	102	106	108	112	121	133	142	156	176	212	280	500
11	139	147	149	153	160	177	190	208	235	285	370	
12,5	179	186	190	196	204	225	246	265	300	365	475	
14	226	235	238	244	255	280	300	328	370	455	580	
15,5	280	286	291	299	312	345	370	400	455	550		
17	334	346	352	358	372	407	440	475	542			
18,5	400	408	415	426	440	485	525	560				
20	468	476	484	494	512	560	600					
21,5	538	546	556	568	590							
22,5	590	598	606	618								

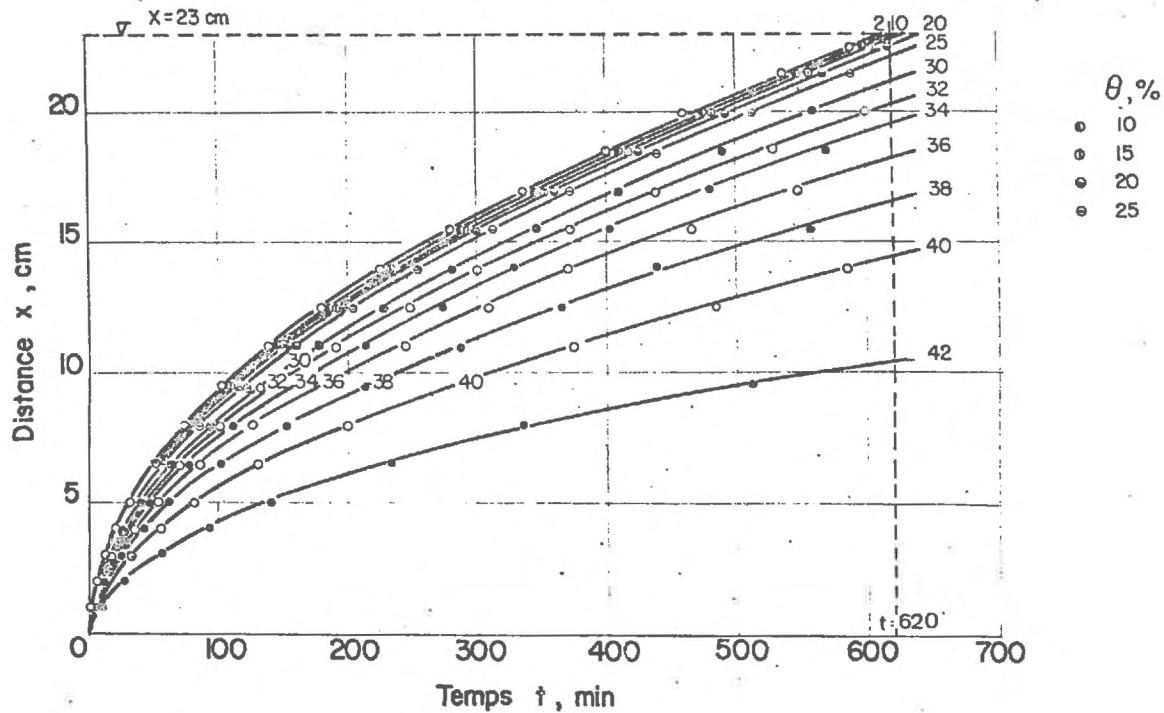
$\lambda(\theta)$	0,94	0,935	0,921	0,911	0,836	0,855	0,819	0,793	0,741	0,670	0,598	0,415
b	-0,039	-0,625	-0,223	-0,241	-0,295	-0,279	-0,251	-0,327	-0,308	-0,256	-0,276	-0,143
r	0,9969	0,9994	0,9996	0,9997	0,9999	0,9994	0,9992	0,9991	0,9993	0,9994	0,9998	0,9971

UNITES,  $\theta$  - %

x - cm  
t - min

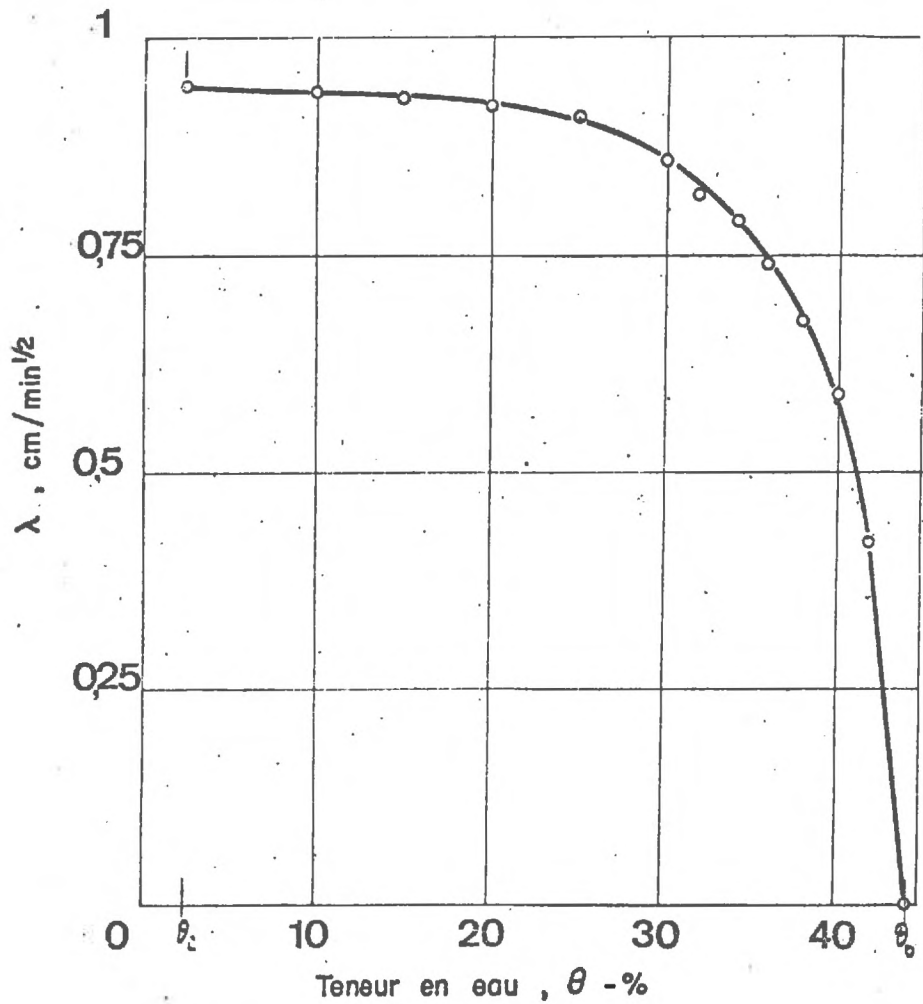
b - cm  
 $\lambda$  - cm/min<sup>1/2</sup>

$$x = \lambda \sqrt{t}$$



Evolution de l'infiltration dans la colonne  
 Parametre - Teneur en eau  $\theta$ , %

# Infiltration horizontale, "Mont Cenis"



Valeur de la fonction  $\lambda(\theta)$

FIG 3-6

t	V	$\frac{dV}{dt}$	$q_0$	$V_\theta$
0	0			
2	33	8,63	0,134	
5	49	4,76	0,074	42
7	58			
10	72	3,34	0,052	68
15	85			
20	102			
25	(122) <sup>o</sup>	2,25	0,035	118,5
30	121			
36	135			
46	148			
50	(158) <sup>o</sup>	1,60	0,025	155,4
68	185			
72	190			
75	(192) <sup>o</sup>	1,27	0,020	

( )<sup>o</sup> Valeurs obtenues par interpolation sur la courbe V(t)

t	V	$\frac{dV}{dt}$	$q_0$	$V_\theta$
100	220	1,15	0,018	221
112	232			
125	250			
160	285			
180	300			
200	(314) <sup>o</sup>	0,784	0,0122	315
265	355			
300	(380) <sup>o</sup>	0,67	0,0104	385,3
370	420			
400	(440) <sup>o</sup>	0,58	0,0090	443,7
470	480			
500	(490) <sup>o</sup>	0,52	0,0081	492,1
550	525			
600	(542) <sup>o</sup>	0,47	0,0073	543,3
620	555			

V - lecture directe de la burette

$$q_0 = \frac{1}{A} \cdot \frac{dV}{dt}$$

$V_\theta$  - integration des profils hydriques

UNITES ,

t - min  
V - cm<sup>3</sup>  
 $\frac{dV}{dt}$  - cm<sup>3</sup>/min  
 $q_0$  - cm /min

Surface de la colonne :  
A = 64,32 cm<sup>2</sup>

. Paramètre  $t$  : le réseau de courbes  $\theta = f(t_n, x)$  (fig. 3.8 et 3.11) caractérise l'évolution des profils hydriques durant l'infiltration. L'intégrale  $\int_{\theta_i}^{\theta_0} x d\theta$  donne le volume d'eau par surface unitaire de sol infiltré au temps  $t$ . La pente de ces courbes :

$$\frac{\partial \theta}{\partial x}$$

est le gradient de teneur en eau ( $\frac{\partial \theta}{\partial x} < 0$ ).

On trouvera *tableau 3.I* les valeurs du temps où une teneur en eau  $\theta_n$  est atteinte dans la section  $x$ . Ces valeurs sont obtenues par interpolation des résultats expérimentaux de la *fig. 3.4*. Les courbes correspondantes :  $x = f(\theta_n, t)$  sont reportées *fig. 3.5*.

Afin de tester la valeur de l'hypothèse de linéarité entre  $x$  et  $t^{1/2}$  pour une teneur en eau donnée  $\theta_n$  (transformation de BOLTZMANN, cf. Chapitre I, § 4) nous avons recherché, par la méthode des moindres carrés, la valeur de la droite de régression satisfaisant, pour chaque  $\theta_n$ , à la relation :

$$x = \lambda (\theta_n) \cdot t^{1/2} \quad (3.1)$$

Les valeurs de  $\lambda$ , pente moyenne des droites,  $b$ , ordonnée à l'origine et  $r$ , coefficient de corrélation, sont reportées *tableau 3.I*. On observera une corrélation linéaire excellente, avec toutefois un décalage des origines correspondant, en valeur moyenne, à -0,2 cm. Cette erreur systématique peut provenir essentiellement de l'influence de la largeur du faisceau de mesure : la mesure n'est pas ponctuelle mais relative à une tranche de sol de 3 mm. Nous ne pensons pas que cet écart soit statistiquement représentatif, et l'on peut admettre que la relation (3.1) est bien satisfaite.

La courbe  $\lambda(\theta)$  est reportée *fig. 3.6*. Comme application immédiate, on voit notamment que l'on peut connaître position d'un profil hydrique en tout temps  $t_k$  à partir  $\lambda(\theta)$ , -ce qui est trivial d'après (3.1)-, ou à partir d'un profil arbitraire obtenu à un instant  $t_l$ . On aura en effet dans ce dernier cas :

$$x_k = x_l \cdot \left(\frac{t_k}{t_l}\right)^{1/2} \quad (3.2)$$

$x_k$  et  $x_l$  sont les distances atteintes par une teneur en aux temps  $t_l$  et  $t_k$ .

Le problème de la détermination de  $\vartheta = f(t_n, x)$  est ainsi résolu.

### 1.2. Evolution des volumes infiltrés.

Les volumes d'eau infiltrés peuvent être obtenus soit lecture directe de la burette de Mariotte utilisée pour l'alimentation de la colonne -volume désigné par  $V$ -, soit intégration des profils hydriques avec :

$$V_{\theta} = A \cdot \int_{\theta_i}^{\theta_0} x \cdot d\theta \quad (3.3)$$

$A$  est la surface de sol.

On trouvera *tableau 3.II* les valeurs de  $V$  et de  $V_{\theta}$  dernières obtenues pour  $t = 5, 10, 25, 50, 100, 200, 300, 500$  et  $600$  mn-. Sauf pour les faibles temps, où la détermination des profils hydriques est soumise à une erreur systématique provenant de la méthode d'interpolation à partir des

# Infiltration horizontale, "Mont Cenis"

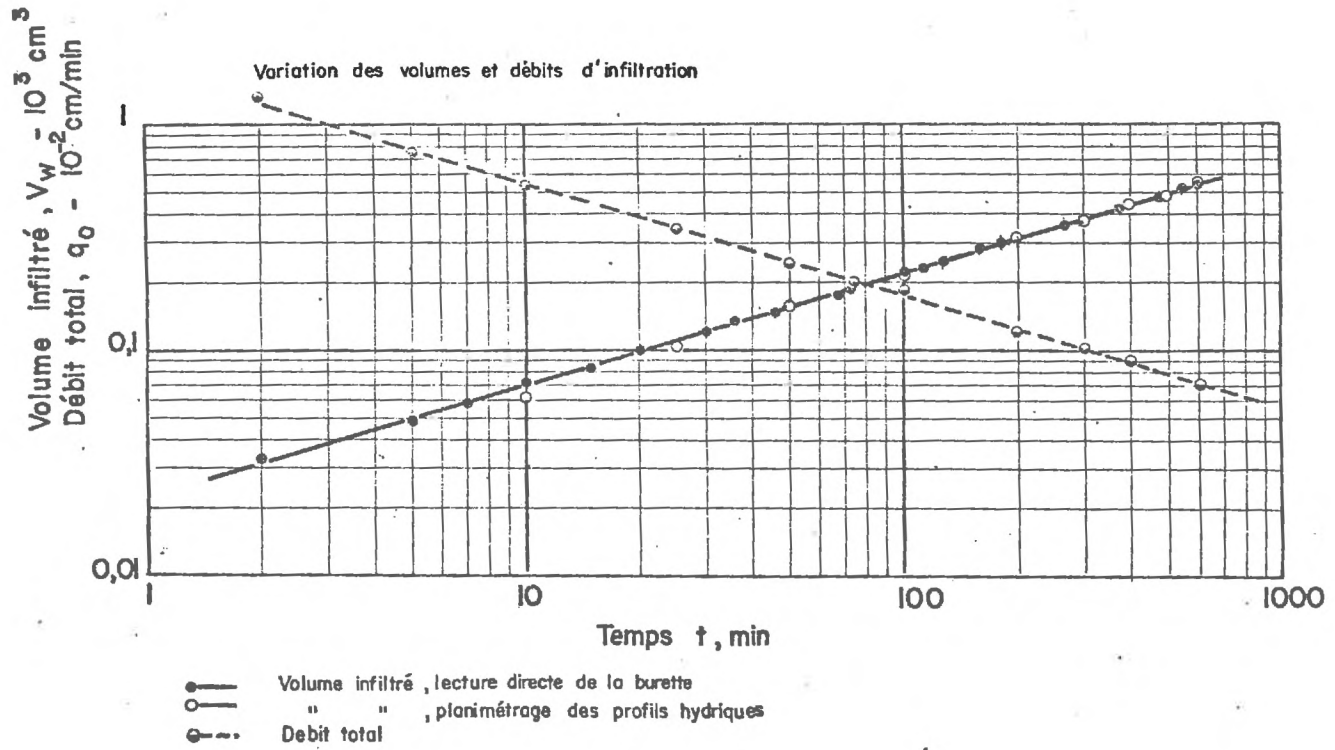


FIG 3-7

résultats enregistrés (cf. *fig. 2.6*), on note un écart de  $\pm 1\%$  entre les deux valeurs de  $V$  et  $V_0$ . Ceci permet, entre autres, d'apprécier la précision globale de la méthode de mesure utilisée.

Nous avons également reporté *tableau 3.II* les valeurs du débit et du débit unitaire  $q_0 = \frac{1}{A} \frac{dV}{dt}$  obtenues directement en prenant la pente de la courbe  $V(t)$ .

Les courbes  $V(t)$ ,  $V_0(t)$  et  $q_0(t)$  sont reportées *fig. 3.7* en échelle logarithmique : ces courbes sont des courbes en puissance  $1/2$  pour  $V$  et  $-1/2$  pour  $q_0$ .

L'expression donnée par PHILIP (1957) pour la variation de l'infiltration cumulée  $i = \frac{V}{A}$  est donc vérifiée :

$$i = s t^{1/2} + C \quad (3.4)$$

La valeur de  $s$  obtenue à partir de la *fig. 3.7* ou du *tableau 3.II* vaut :

$$s = 0,342 \text{ cm/min}^{1/2}$$

$s$ , que PHILIP appelle "sorptivity", est la constante caractéristique permettant donc de calculer facilement le volume d'eau infiltré dans le sol.

### 1.3. Détermination des débits unitaires.

Dans le but de vérifier la loi de DARCY généralisée, écrite sous la forme :

$$q = -D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x}$$

ou

$$q = -k \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

il est nécessaire d'obtenir une méthode de détermination des débits unitaires  $q(\theta_n, t)$ .

Ces débits unitaires, ou flux, sont donnés par l'équation de continuité :

$$\frac{\partial q}{\partial x} = - \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (3.5)$$

Si l'on considère (fig. 3.8) l'évolution des profils hydriques entre deux instants  $t_j$  et  $t_{j+1}$ , et si l'on s'attache à deux teneurs en eau voisines  $\theta_k$ ,  $\theta_{k+1}$ , le volume unitaire d'eau stocké par le sol entre ces deux teneurs en eau sera :

$$\Delta w = (\theta_{k+1} - \theta_k) \Delta x$$

avec  $\Delta x$  = avancement moyen du profil hydrique entre  $\theta_k$  et  $\theta_{k+1}$  entre  $t_j$  et  $t_{j+1}$ .

Soit  $\bar{v}_{k,j} = \lim_{\Delta t} \frac{\Delta x}{\Delta t}$  la vitesse d'avancement moyenne au point  $\frac{\theta_{k+1} + \theta_k}{2}$  du profil hydrique au temps  $t_j$ ; montrons d'après (3.5) la contribution du débit au passage de la teneur en eau  $\theta_k$  à la teneur en eau  $\theta_{k+1}$  au temps  $t_j$  est représentée par l'accroissement :

$$\Delta q = \lim_{\Delta t} \frac{\Delta w}{\Delta t} = \Delta t \cdot \bar{v}_{k,j} \quad (3.6)$$

Si l'on écrit en effet (3.5) en suivant la teneur en eau  $\theta_k$  on a :

$$d\theta_k = \frac{\partial \theta}{\partial x} dx + \frac{\partial \theta}{\partial t} dt = 0$$

$$\frac{\partial q}{\partial x} = - \frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot \frac{dx}{dt} \quad (3.7)$$

# Infiltration horizontale, "Mont Cenis"

Variation des vitesses d'avancement  
 Paramètre: Temps  $t$ , min

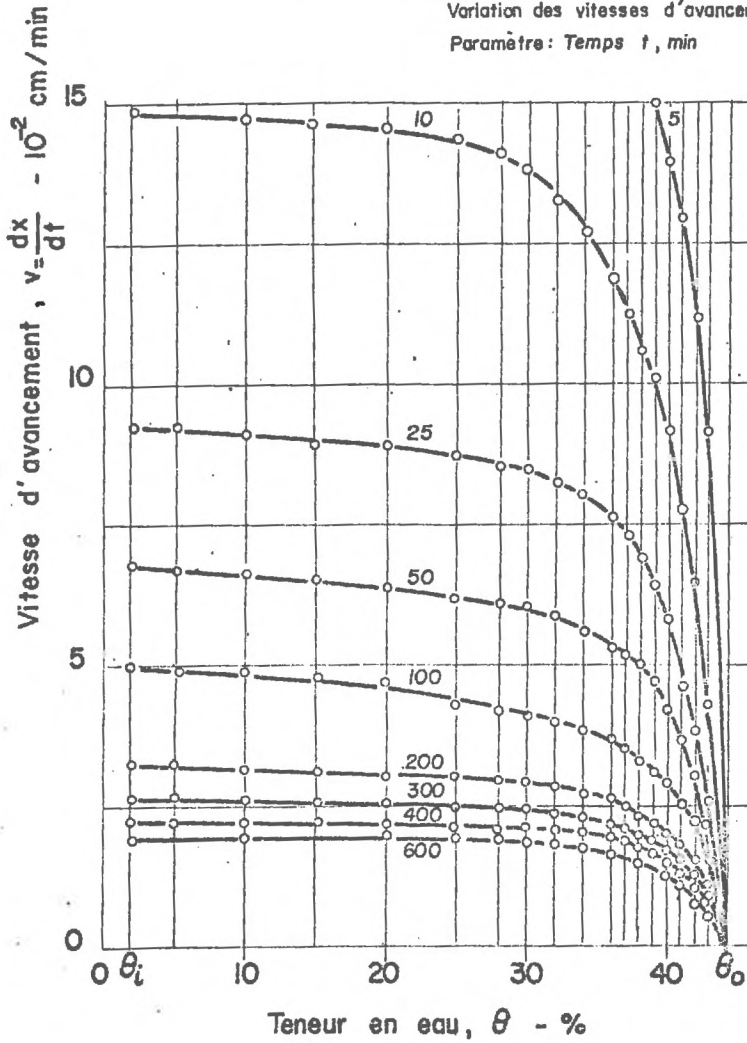
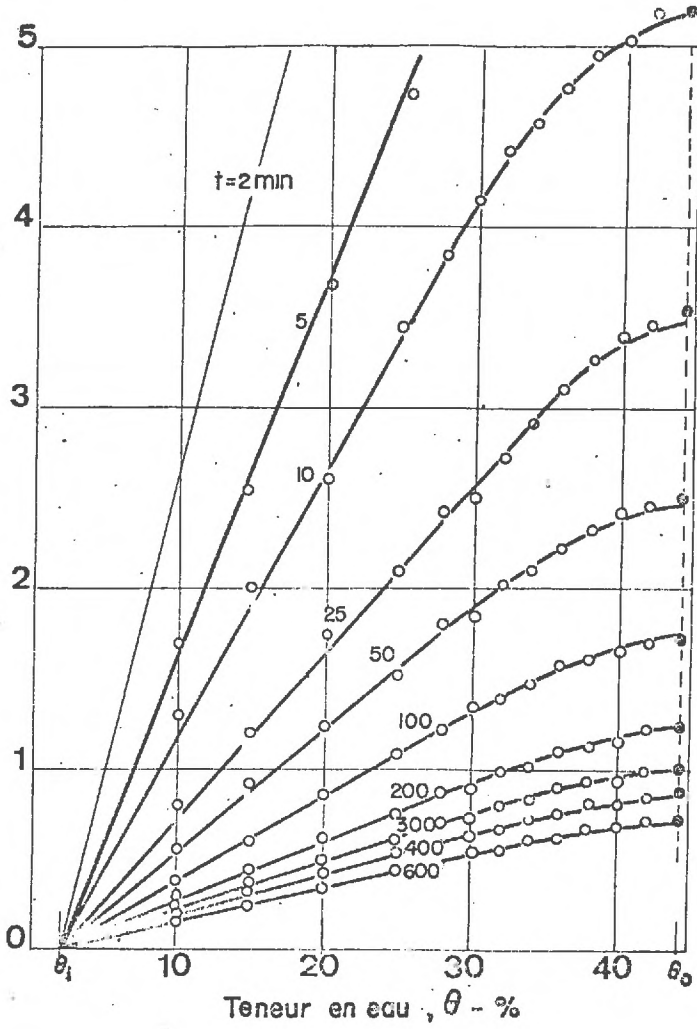


FIG 3-9

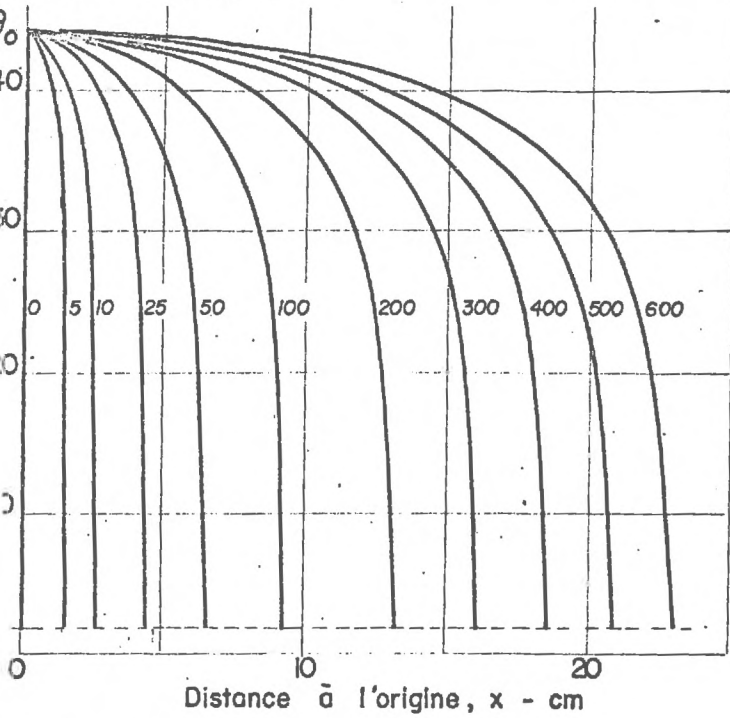
# Infiltration horizontale, "Mont Cenis"



Variation du débit unitaire en fonction de la teneur en eau pendant l'infiltration  
 Paramètre: Temps,  $t$  min

# Infiltration horizontale, " Mont Cenis "

Evolution des profils hydriques



Calcul du coefficient de diffusivité

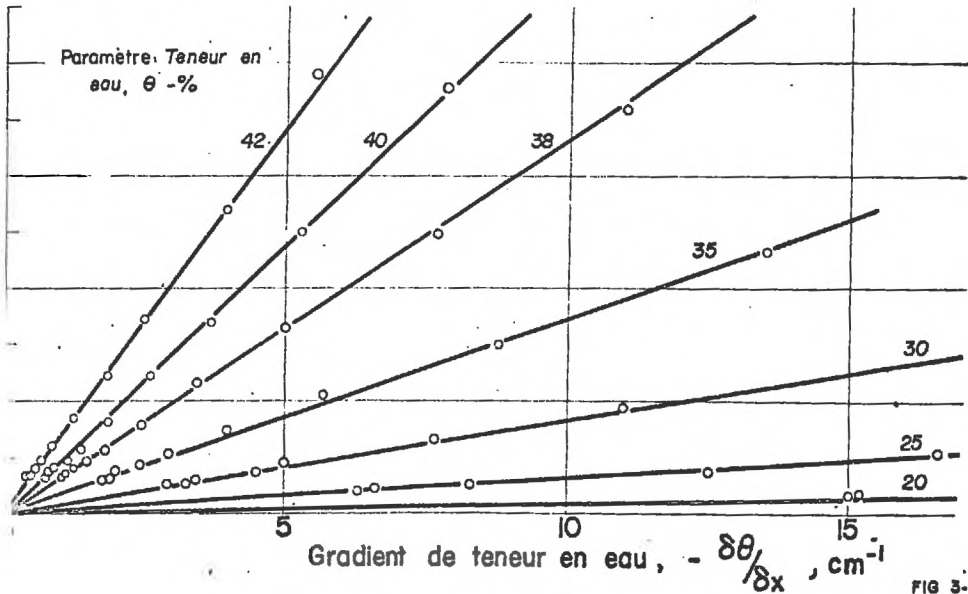


FIG 3-11

t	$\sigma=0,75$		$\sigma=0,55$		$\sigma=0,35$		$\sigma=0,35$		$\sigma=0,50$		$\sigma=0,25$		$\sigma=0,20$	
	q	$-\frac{\partial\theta}{\partial x}$	q	$-\frac{\partial\theta}{\partial x}$	q	$-\frac{\partial\theta}{\partial x}$	q	$-\frac{\partial\theta}{\partial x}$	q	$-\frac{\partial\theta}{\partial x}$	q	$-\frac{\partial\theta}{\partial x}$	q	$-\frac{\partial\theta}{\partial x}$
5	7,55	5,5	7,5	7,8	7,2	11	6,8	19,8	5,8	—	4,75	—	3,7	—
10	5,15	4	5,05	5,4	4,95	7,7	4,65	13,5	4,15	—	3,45	—	2,60	—
25	3,45	2,5	3,39	3,7	3,26	5	3,0	8,75	2,50	15,2	2,10	—	1,71	—
50	2,45	1,82	2,42	2,7	2,32	3,4	2,12	5,66	1,84	11	1,52	25	1,23	—
100	1,73	1,25	1,68	1,85	1,65	2,45	1,48	4,0	1,31	7,65	1,10	17,5	0,88	—
200	1,21	0,835	1,15	1,4	1,12	1,8	1,04	2,94	0,89	5	0,745	12,5	0,62	33,3
300	0,99	0,68	0,95	1,16	0,93	1,5	0,87	2,42	0,71	4,5	0,62	10	0,5	28
400	0,86	0,59	0,815	0,87	0,81	1,33	0,75	2,0	0,62	3,43	0,53	8,33	0,42	20
500	0,78	0,50	0,75	0,82	0,73	1,15	0,67	1,92	0,55	3,25	0,47	6,66	0,38	15,2
600	0,71	0,435	0,68	0,75	0,67	1,07	0,61	1,79	0,525	2,9	0,43	6,32	0,34	15
D	1,321		0,962		0,655		0,343		0,162		0,0587		0,014	
q(0)	0,900		-1,168		-0,260		0,575		0,393		0,485		—	
u	0,632		0,594		0,346		0,380		0,209		0,154		—	
r	0,9991		0,9994		0,9997		0,9996		0,9990		0,9983		0,9791	

UNITES

$\theta$ ,  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$

q,  $10^{-2}$  cm/min

D,  $\text{cm}^2/\text{min}$

t, min

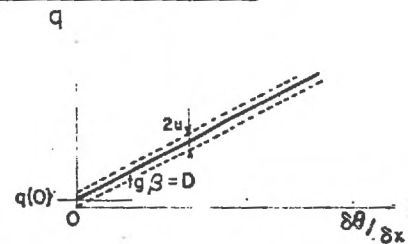
$\frac{\partial\theta}{\partial x}$ ,  $10^{-2}$   $\text{cm}^{-1}$

q(0),  $10^{-3}$  cm/min

u,  $10^{-3}$  cm/min

r, Coefficient de corrélation linéaire

TAB-3-IV



$\frac{\partial\theta}{\partial x}$

# Infiltration horizontale, "Mont Cenis"

$$q_{K+1} = q_K + \bar{v}_K (\theta_{KH} - \theta_K)$$

Calcul des débits unitaires au temps  $t = 100$  min

	$\theta$	$v$	$\bar{v}$	$\Delta q$	$q$		
$\theta_i$	0,019	0,050	0,0495	0,00153	0	$q_i$	
	0,05	0,049	0,049	0,00245	0,00153		
	0,10	0,049	0,0485	0,00242	0,00398		
	0,15	0,048	0,0475	0,00237	0,00640		
	0,20	0,047	0,045	0,00225	0,00877		
	0,25	0,043	0,0425	0,00127	0,01102		
	0,28	0,042	0,045	0,00083	0,01229		
$\theta_K$	0,30	0,041	0,0405	0,00081	0,01312		$q_K$
$\theta_{K+1}$	0,32	0,040	0,0392	0,00078	0,01393		
	0,34	0,0385	0,0377	0,00075	0,01471		
	0,36	0,037	0,036	0,00036	0,01546		
	0,37	0,035	0,034	0,00034	0,01592		
	0,38	0,033	0,032	0,00032	0,01616		
	0,39	0,031	0,030	0,00030	0,01648		
	0,40	0,029	0,027	0,00027	0,01678		
	0,41	0,025	0,0235	0,00023	0,01705		
	0,42	0,022	0,0185	0,00018	0,01728		
	0,43	0,015	0,0075	0,00009	0,01746		
$\theta_o$	0,442	0			0,01755	$q_o$	

UNITES

$$\theta = \text{cm}^3 / \text{cm}^3$$

$$v = \text{cm} / \text{min}$$

$$q = \text{cm} / \text{min}$$

valeur du débit obtenu par la mesure du volume infiltré : 0,018 cm/min

# Determination du débit unitaire $q(\theta, t)$

Cas de l'infiltration dans un sol sec

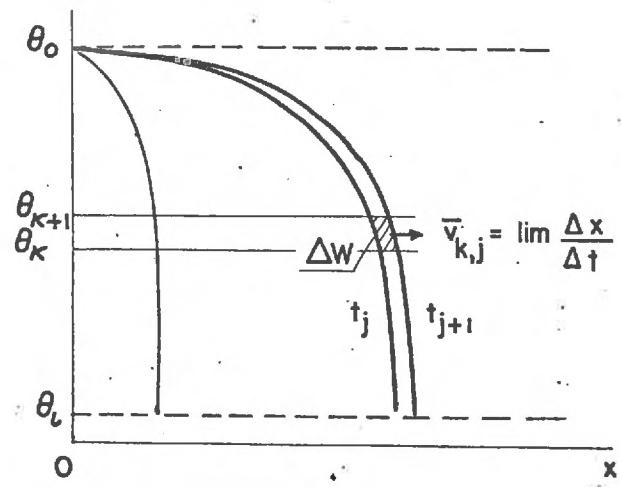


FIG- 3-8

En supposant qu'entre deux valeurs voisines de la teneur en eau la vitesse d'avancement  $\frac{dx}{dt}$  varie très peu, et si  $v_k$  est sa valeur moyenne,  $\frac{dx}{dt}$  apparaît comme une constante dans l'équation (3.6) qui s'intègre immédiatement au temps  $t_j$  sous la forme :

$$q_{k+1} - q_k = (\theta_{k+1} - \theta_k) \cdot \overline{v_k} \quad (3.8-a)$$

équivalente à (3.6).

Le calcul du débit unitaire se ramène donc à un calcul itératif avec, comme condition initiale :

$$q_k = 0 \quad \text{pour} \quad \theta_k = \theta_i \quad (3.8-b)$$

Lorsqu'on arrive à  $\theta_0$  on voit, d'après la *fig. 3.8* et l'équation (3.3) que le débit unitaire final doit être, au temps  $t_j$ , égal au débit unitaire global  $q_0$  obtenu à partir du volume infiltré et donné par la courbe  $q_0(t)$  de la *fig. 3.7*, ce qui permet une vérification du bouclage final.

La vitesse d'avancement du profil est donnée directement par la pente des courbes de la *fig. 3.5*. Notons que dans le cas où l'équation (3.1) est vérifiée on doit avoir :

$$v = \frac{dx}{dt} = \frac{1}{2} \cdot \frac{\lambda(\theta)}{t^{1/2}} \quad (3.9)$$

La variation des vitesses d'avancement  $v(t_n, \theta)$  est portée *fig. 3.9*. Le découpage des teneurs en eau correspond au découpage choisi pour le calcul de (3.8), de façon à pouvoir considérer dans chaque tranche que la valeur moyenne  $\overline{v_k}$  est bien la moyenne des vitesses :

pour	$\theta < 25 \%$	$\Delta\theta = 5 \%$
	$28 \% < \theta < 36 \%$	$\Delta\theta = 2 \%$
	$\theta > 36 \%$	$\Delta\theta = 1 \%$

Un exemple de calcul de l'équation (3.8) est donné  
 tableau 3.III pour  $t=100$  mn.

Les courbes donnant la variation du débit unitaire  
 fonction de la teneur en eau, pour différents temps, sont  
 également reportées *fig. 3.10* (on trouvera des valeurs numé-  
 riques correspondantes *tableau 3.IV* et *tableau 3.V*). Les  
 points correspondant à  $\theta_0$  sont les valeurs de  $q_0$  obtenues  
*tableau 3.II*. Les courbes en trait plein sont obtenues à partir  
 la courbe  $\bar{\alpha}(\theta)$  par (3.9):

#### 1.4. Détermination du coefficient de diffusivité.

Une fois connue la valeur du débit unitaire  $q(\theta_n, t)$   
 est facile de vérifier la validité de la loi de Darcy sous  
 forme :

$$q = -D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (3.10)$$

regroupant, pour une teneur en eau  $\theta_n$  les couples de va-  
 leurs  $q(\theta_n, t)$  et  $-\frac{\partial \theta}{\partial x}(\theta_n, t)$  et en recherchant s'il existe  
 corrélation linéaire entre ces valeurs. Dans ce cas, la pente  
 demi-droites ainsi déterminées est identique à la valeur du  
 coefficient de diffusivité  $D(\theta)$ .

Comme nous l'avons noté plus haut (cf. § 1.1)  $\frac{\partial \theta}{\partial x}$   
 directement donné par la pente des profils hydriques  
 $(t_n, x)$  reportés *fig. 3.11*. Cette pente est négative. La déter-  
 mination du gradient de teneur en eau se ramène donc simplement  
 à un problème géométrique. Les couples de valeurs de  $q(\theta_n, t)$   
 et  $-\frac{\partial \theta}{\partial x}(\theta_n, t)$  sont reportés *tableau 3.IV*.

Pour chaque teneur en eau nous avons calculé, par la méthode des moindres carrés, et par double régression (en  $x$  et en  $y$ ), la valeur :

- de la bissectrice des deux droites de régression  $D$  ;
- de l'ordonnée moyenne à l'origine  $q(0)$  (en  $10^{-3}$  cm/mn) ;
- du résidu quadratique moyen  $u$  (en  $10^{-3}$  cm/mn), représentant la demi-largeur de la bande de dispersion autour de la droite de régression moyenne pour 68 % des valeurs ;
- du coefficient de corrélation linéaire  $r$ .

$q(0)$ ,  $u$  et  $r$  n'ont pas été calculés pour  $\theta = 20\%$  car d'une part les points ne sont pas assez nombreux, d'autre part les valeurs de  $\frac{\partial \theta}{\partial x}$  sont trop élevées pour être déterminées avec précision pour  $t < 100$  mn.

Sauf pour  $\theta = 25\%$  - où les conclusions relatives à  $\theta = 20\%$  peuvent être partiellement reprises - on voit que dans tous les autres cas  $q(0) \leq^{+} .2u$ . On peut donc en déduire que l'ordonnée à l'origine de chaque courbe n'est pas statistiquement différente de l'origine des axes.

D'autre part, le coefficient de corrélation linéaire étant extrêmement voisin de 1, il est possible d'assimiler ces courbes à des demi-droites issues de l'origine, et par là de vérifier la validité de l'hypothèse de DARCY généralisée, écrite sous la forme (3.10).

Signalons cependant deux lacunes dans cette vérification :

- a- pour les très faibles temps, l'écoulement n'est pas accessible à la mesure, compte tenu de la méthode employée. Il est possible que les vitesses élevées (théoriquement  $q_0 \rightarrow \infty$  pour  $t = 0$ ) conduisent à l'existence de termes d'inertie non négligeables.