



## CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES ÉCOULEMENTS EN MILIEUX NON SATURÉS

Communication  
présentée au Comité technique  
de la Société Hydrotechnique de France  
le 12 juin 1969

PAR C. THIRRIOT \*

### Introduction

Le problème de l'humidité fait partie de la réalité quotidienne : l'eau qui sourd des murs, après une longue saison pluvieuse, les tapisseries qui moisissent et se décollent, les vêtements qui fument devant un feu de cheminée, après une giboulée imprévue, la lessive qui pend d'abord inerte, lourde d'eau, puis ensuite claque au vent, blanche et multicolore, la feuille qui pâlit, s'étiole, se dessèche pour venir craquer sous les pieds, les champs noyés sous de grandes flaques puis qui se craquellent superficiellement, lorsque le beau temps persiste, autant d'exemples qui sont l'évidence de l'évolution de la présence de l'eau dans des milieux offrant des vides ou des interstices plus ou moins lâches, c'est-à-dire des *milieux poreux*.

Mais le passage d'un milieu gorgé d'eau à l'état sec ne se fait pas brusquement comme sous l'effet d'un coup de baguette. Il y a une évolution plus ou moins lente, mais assurément continue, de l'état du milieu poreux, caractérisée par la variation du volume liquide qu'il contient. Lorsque tous les interstices ou pores sont complètement remplis d'eau (ou d'un liquide différent), on dit que le milieu est saturé. Par contre, si certains pores ne contiennent pas de liquide ou bien s'ils sont incomplètement remplis, on parle de *milieu non saturé*. Cette distinction d'ordre est nuancée par estimation du rapport entre le volume occupé par l'eau (ou le liquide) et le volume total des pores, rapport que l'on désigne par *degré de saturation*. Implicitement, lors-

qu'il parle de degré de saturation, l'hydraulicien entend le remplissage des pores en eau. Mais bien qu'il s'agisse là de circonstances très fréquentes, rencontrées dans la réalité, c'est une classe restreinte des problèmes de milieux non saturés, caractérisés essentiellement par la présence dans la matrice solide poreuse de deux ou plusieurs fluides non miscibles.

Dans les problèmes d'humidité, le deuxième fluide est l'air plus ou moins chargé de vapeur d'eau. La discrétion de sa présence tient essentiellement aux faibles valeurs de sa masse spécifique et de sa viscosité comparées aux valeurs homologues de l'eau liquide. Mais parfois, il peut se manifester par des phénomènes dont l'importance est loin d'être secondaire, comme, par exemple, dans l'infiltration des précipitations ou la recharge artificielle des nappes. Il y a alors manifestation évidente de la coexistence de deux phases et de l'écoulement de deux fluides. C'est un cas particulier de la théorie des écoulements multiphasiques, très développée en génie pétrolier qui apportera un éclairage utile au problème des mouvements d'humidité dans le sol.

Souvent, en vue de bilan, on préfère évaluer directement le volume d'eau contenu dans le volume unité de milieu poreux et l'on appelle *teneur en eau*  $\theta$  le rapport de ces volumes. A saturation, la teneur en eau est égale à la porosité ouverte. L'augmentation de la teneur en eau est appelée imbibition ou humidification. La diminution de teneur en eau peut être obtenue par séchage ou par drainage. La première opération implique une action thermique, la seconde est plutôt mécanique. En fait, dans la réalité, les deux influences thermiques et mécaniques peuvent intervenir simultanément et ceci explique, déjà en partie, la complexité du phénomène naturel ou stimulé.

\* Professeur à l'Université. Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse.

Ce phénomène peut être étudié à différentes échelles. A l'échelle d'un échantillon de quelques milliers de pores, l'intervention d'énergies mécanique et calorifique incitera, par exemple, à prendre un point de vue *thermodynamique*. Dans le cas d'évolution isotherme sans changement de phase, l'approche globale à cette grande échelle permettra la mise en évidence de quelques concepts simples, généralisation des notions habituellement utilisées par l'hydraulicien.

Si l'on désire avoir une vue plus fine du phénomène, il faut prendre comme cellule d'observation le pore ou quelques pores reliés entre eux. L'étude est alors menée avec un point de vue de *mécanique des fluides*. On pourra par exemple s'intéresser aux répartitions de pressions et de vitesses, aux déplacements des interfaces.

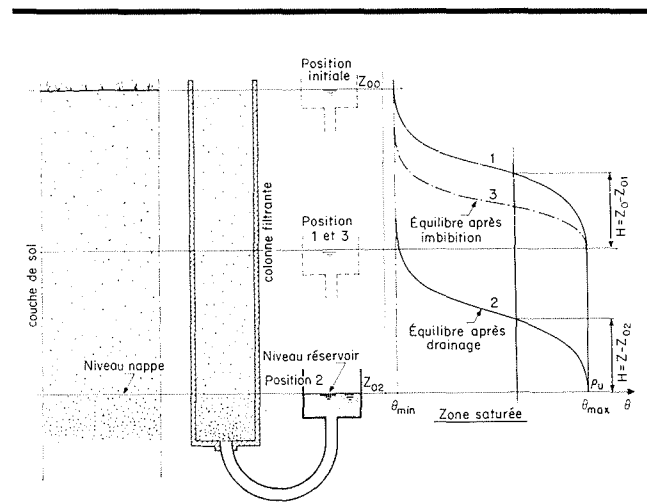
Enfin, pour assurer une bonne compréhension des problèmes de liaisons, entre liquide et solide d'une part, et fluides entre eux d'autre part, on achoppe sur un problème de physicien. Seule, en effet, la *physique de la matière* et, au-delà la physique quantique, permettront d'expliquer les phénomènes à l'échelle moléculaire, qui deviennent prépondérants dans les matériaux à interstices de très petites dimensions ou présentant des conditions de surface non neutres électriquement comme les argiles.

Ces différents points de vue, à des échelles d'observation de plus en plus fines, sont les étapes d'une démarche de recherche scientifique suscitée par le phénomène naturel ou les problèmes industriels. Ces derniers sont nombreux où apparaissent des milieux poreux non saturés en équilibre ou en évolution de teneur en eau. Nous en signalerons quelques-uns avant d'aborder la présentation des traits fondamentaux des écoulements en milieux poreux non saturés.

### Exemples de problèmes industriels de milieux poreux non saturés

Suivant les domaines d'activité, les objectifs peuvent être opposés. En agriculture, on cherchera souvent à favoriser le maintien dans le sol d'une teneur en eau optimale, du point de vue botanique, compte tenu du phénomène d'évapotranspiration. Précipitations naturelles ou irrigation renforcent par infiltration le taux d'humidité. Des mesures d'assainissement ou drainage évitent l'asphyxie des plantes dans les situations marécageuses.

En génie civil, l'impératif est d'assurer la diminution de la teneur en eau dans les fondations et durant la prise des bétons. Dans les activités du bâtiment, la diminution d'humidité est un impératif sanitaire. La qualité des bois de construction ou d'ébénisterie dépend beaucoup du déroulement de l'opération de séchage. L'évolution de la teneur en eau intervient aussi dans la dessiccation des produits ou leur conservation dans l'industrie alimentaire. Mais les plus grands volumes interviennent dans l'estimation des teneurs en eau dans les couches du sol non saturées. Pour l'hydrogéologue, ces zones contiennent des ressources en eau très impor-



1/

tantes, certes difficilement mobilisables rapidement, mais qui pèsent beaucoup dans les bilans hydrogéologiques à grandes périodes.

Aussi, un effort considérable de recherche à la fois fondamentale, technique et appliquée est réalisé aux échelles nationale et internationale. En France, sous l'égide du Comité de l'Eau de la D.G.R.S.T. et du Bureau permanent d'Etudes des Problèmes de l'Eau, un programme de recherche concertée assure, depuis quelques années, la collaboration de nombreux organismes publics et de laboratoires privés.

Plaçons provisoirement à part les problèmes de séchage où interviennent les champs thermiques, les échanges calorifiques importants et la vaporisation.

Restent à examiner les problèmes d'équilibre, avec écoulement ou au repos, et les problèmes transitoires, provenant essentiellement des variations des conditions aux limites telles que précipitations à la surface du sol et fluctuations de nappes phréatiques.

L'équilibre sera caractérisé par l'état de tension de l'eau et la teneur en eau.

Les écoulements dépendront à la fois des niveaux énergétiques et de la facilité de l'eau à circuler dans le milieu non saturé.

Les mouvements non permanents feront de plus intervenir la capacité d'accumulation disponible du milieu poreux. Dans les chapitres suivants, nous examinerons brièvement ces différentes questions.

### Cycle fondamental de drainage et d'humidification

Pour faciliter la présentation, nous examinerons un cas concret : la variation de la teneur en eau en fonction de l'altitude dans une couche de sol ou une colonne filtrante. Ce milieu poreux est suffisamment homogène pour que les mouvements d'eau soient globalement verticaux (fig. 1).

Nous supposons que le milieu poreux est initialement saturé. Un rabattement de nappe dans le cas du sol, l'abaissement du réservoir dans le cas de la colonne filtrante, vont entraîner un drainage. La teneur en eau décroît dans le massif, surtout dans la partie supérieure puis au bout

d'un temps qui peut être très long, on s'aperçoit qu'il ne s'écoule plus de débit à la partie inférieure, mais il reste une certaine quantité d'eau retenue dans le massif par les forces de tension superficielle. L'équilibre est atteint. On procède alors avec des moyens appropriés, à la mesure de la teneur en eau  $\theta$ . On obtient ainsi le graphe  $\theta(Z)$ . Si  $Z_{01}$  est l'altitude du plan d'eau où règne la pression atmosphérique, la hauteur  $Z - Z_{01} = H$  donne la mesure de l'état de tension dans les particules d'eau. Pour des grandes valeurs de  $H$ , la teneur en eau tend asymptotiquement vers une limite  $\theta_{\min}$ , qualifiée teneur en eau résiduelle ou irréductible car elle ne peut être éliminée sous la simple action des forces de gravité.

Procédons à un nouvel abaissement du plan d'eau. A l'équilibre la nouvelle répartition de la teneur en eau  $\theta(H)$  est identique à celle obtenue en fin du premier drainage. Les graphes  $\theta(Z)$  sont superposables après translation de  $Z_{02} - Z_{01}$ .

Relevons ensuite le niveau de référence jusqu'à l'altitude  $Z_{01}$  qui était celle du premier niveau de référence. Maintenant va se produire un mouvement ascendant d'humidification. Au cours du temps, le mouvement d'eau va se ralentir puis devenir imperceptible. A l'équilibre, la répartition de la teneur en eau est donnée par une courbe  $\theta(Z)$  située au-dessous du premier graphe. Ceci peut s'expliquer en partie par la difficulté d'ascension des ménisques passant dans les petits chenaux d'un col à une section élargie où la force capillaire n'est plus suffisante pour assurer la montée. Au contraire, à la descente due au drainage, il peut y avoir fractionnement des colonnes liquides et des gouttes d'eau restent suspendues dans des pores. Quelle que soit l'explication à l'échelle microscopique du phénomène, l'hystérésis due à la qualité des graphes caractéristiques de l'équilibre, après drainage ou imbibition, est un trait essentiel de l'état macroscopique des milieux non saturés. C'est peut être aussi la cause la plus profonde de la complexité et de l'ambiguïté de l'étude des mouvements de l'eau dans les sols non saturés.

En réalité, le phénomène est encore plus compliqué. En effet, à ces fluctuations de teneur en eau dues au déplacement de la frange capillaire, lié aux variations du niveau de la nappe, il faut ajouter la variation de teneur en eau due aux ondes d'humidité provenant de l'infiltration des précipitations ou à l'influence de l'évapotranspiration.

Pour simuler cet effet d'alimentation ou de drainage, prélevons dans le massif un petit élément de milieu poreux dont la teneur en eau est  $\theta_0$  et l'état de tension des molécules d'eau est caractérisé par la pression absolue  $p = p_a - \rho g H_0 = p_a + \rho g \psi$ ;  $\psi$  est appelée la succion et correspond à une pres-

sion négative. Cet état de tension n'est modifié que très lentement après le prélèvement. Nous plaçons l'échantillon dans une enceinte imperméable. Il repose sur une membrane à pores très fins, beaucoup plus fins que ceux du massif. Cette membrane est en relation avec un dispositif qui permet de fixer la pression de l'eau sous la membrane et de mesurer l'échange de volume liquide.

La pression imposée  $p$  est inférieure à la pression atmosphérique.

Si de plus,  $p < p_0$ , il va y avoir drainage de l'échantillon jusqu'à ce que la pression à l'intérieur de l'éprouvette soit égale à la pression sous la membrane.

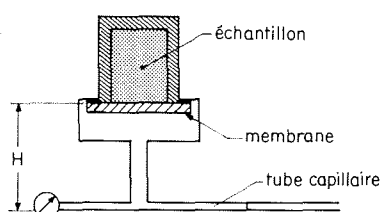
Par la mesure du déplacement de l'index dans le tube capillaire, on peut en principe évaluer le volume d'eau retiré de l'échantillon et en déduire la variation de teneur en eau. (En fait, il faut se méfier du changement de forme du ménisque dans le tube capillaire.) Fixant ainsi, plusieurs paliers de pression  $p$ , on obtiendra un graphe  $p(\theta)$  ou  $\psi(\theta)$ . La forme de ce graphe à partir du point initial  $p_0, \theta_0$ , va dépendre du mouvement antérieur à l'équilibre avant prélèvement de l'échantillon. Supposons qu'il s'agisse d'un drainage donc au cours de l'opération sur le dispositif expérimental, il n'y aura pas changement de sens du mouvement (à condition d'avoir correctement disposé l'échantillon) et le graphe reliant tension et teneur en eau sera alors sensiblement égal à celui obtenu lors du drainage du massif.

En fin de drainage, lorsqu'on aura atteint une teneur en eau qui semble impossible à diminuer par le simple jeu de dépression due à la gravité, on pourra procéder à l'opération réciproque d'humidification ou d'imbibition.

Au cours de l'augmentation de la teneur en eau, entre deux changements de pression successifs, on laisse un temps suffisant pour atteindre l'équilibre, on obtient ainsi la corrélation  $\psi(\theta)$  qui est distincte du graphe  $\psi(\theta)$  obtenu lors du drainage. La teneur en eau maximale est atteinte lorsque la succion est nulle. Cette teneur en eau  $\theta_{\max 2}$  en fin d'imbibition, peut être parfois inférieure à la teneur en eau à saturation  $\theta_{\max 1}$  avant le début du drainage (fig. 2).

Si on renouvelle plusieurs fois successivement des opérations de drainage et d'imbibition, telles que la succion  $\psi$  varie de 0 à  $\psi_{\text{ext}}$  et réciproquement après quelques évolutions, les graphes  $\psi(\theta)$  tendent vers un cycle limite qui fait nettement apparaître le phénomène d'hystérésis déjà signalé dans l'évolution de la teneur en eau d'un sol.

Ainsi, au point de vue de l'état non saturé, un milieu poreux présente un phénomène de mémoire. La relation entre teneur en eau et état de tension de l'eau interstitielle dépend du sens d'écoulement précédant l'équilibre. Cette contingence ruine l'idée d'utiliser la mesure de pression pour évaluer le volume d'eau contenu dans un sol ou plus généralement dans un milieu poreux. La relation  $\psi(\theta)$  n'est pas biunivoque. La considération du cycle d'hystérésis pourrait faire croire fallacieusement qu'il suffit d'introduire un test logique sur le sens de déplacement antérieur à l'équilibre. En fait, le phénomène est beaucoup plus complexe. En effet, dans ce qui précède, nous avons présenté le cycle limite obtenu lorsque la teneur en eau variait de manière monotone entre ses deux valeurs extrêmes.



Mais dans la réalité, une opération de drainage peut être interrompue par l'arrivée d'une onde d'humidité, alors que la teneur en eau est  $\theta_0$  intermédiaire entre  $\theta_{\min}$  et  $\theta_{\max}$ . Pendant l'opération d'imbibition, le graphe  $\psi(\theta)$  est représenté par une portion de courbe aboutissant à la branche imbibition si l'humidification dure assez longtemps et est assez efficace. Mais cette opération aussi peut être interrompue à la teneur en eau  $\theta_1$  et suivie d'un nouveau drainage.

Compte tenu du nombre de paramètres, on se rend compte que toute la surface du cycle d'hystérésis peut représenter des évolutions de l'état du milieu non saturé.

Entre  $\psi$  et  $\theta$  il n'est alors plus question de relation univoque mais plutôt de relation équivoque.

En dépit de la complexité apparemment inextricable, des essais ont été faits par quelques auteurs pour trouver des lois de similitude des cycles intérieurs au cycle limite dont nous parlerons plus loin.

Bien souvent, cependant, au point de vue pratique, l'information essentielle est le graphe  $\psi(\theta)$  afférent au drainage. Il est intéressant de pouvoir lier la forme de ce graphe à la nature granulométrique du milieu poreux ou plus précisément à sa porométrie. Dans un souci d'approche simple de ce problème, nous allons examiner maintenant l'image d'un milieu poreux constituée d'une manière simpliste mais didactique par un faisceau de tubes capillaires.

### Simulation à l'aide de faisceau de capillaires de l'état non saturé d'un milieu poreux

Schématiser la complexité d'un milieu poreux naturel ou artificiel par un ensemble de tubes capillaires est une opération téméraire depuis longtemps critiquée et souvent rejetée.

En fait, si cette représentation est faite sans prétention ni illusion, elle peut cependant être utile pour conduire à des modèles mathématiques simples, qui pourront servir de guide d'interprétation des expériences réalisées, sur des milieux poreux réels. On peut ainsi envisager successivement la simulation de l'état d'équilibre et la schématisation des écoulements.

#### Représentation des états d'équilibre.

L'idée d'utiliser des tubes capillaires pour simuler les phénomènes en milieu poreux non saturé, vient tout naturellement de l'analogie qui existe entre la remontée capillaire dans un tube cylindrique et la frange capillaire apparaissant dans les massifs à granulométrie uniforme.

Soit  $R$  le rayon du tube capillaire cylindrique. D'après la loi de Laplace, on obtient la formule de Jurin donnant la hauteur  $H$  de montée capillaire :

$$H = \frac{2 \sigma \cos \theta}{R}$$

soit pour un fluide et un état de surface donné  $HR = C$ .

Considérons un ensemble de tubes capillaires cylindriques dont la fonction de distribution soit  $f(R)$ , discrète ou continue, telle que le nombre de tubes ayant un rayon intérieur compris entre  $R_i$  et  $(R_i + dR_i)$  soit égal à  $f(R_i) dR_i$ . Pour ces tubes, la remontée capillaire aura une hauteur  $H_i = (C/R_i)$  c'est-à-dire qu'au-delà de la hauteur  $H_i$  au-dessus du plan d'eau de référence, seuls les tubes de rayon inférieur  $R_i$  contiendront de l'eau. On peut alors calculer le volume d'eau élémentaire contenu dans l'ensemble des tubes du niveau  $H_i$  au niveau  $H_i + dH_i$ , et rapportant ce volume liquide au volume élémentaire intérieur à l'ensemble des tubes pour la même hauteur  $dH_i$ , obtenir une quantité analogue à la teneur en eau.

Le volume d'eau pour cette tranche  $dH_i$  est :

$$\Omega_c = \int_0^{R_i} \pi R^2 f(R) dR dH_i$$

Le volume des vides est :

$$\Omega_v = \int_0^\infty \pi R^2 f(R) dR dH_i$$

d'où :

$$\theta = P \frac{\int_0^{R_i} \pi R^2 f(R) dR}{\int_0^\infty \pi R^2 f(R) dR}$$

Examinons la courbe de répartition de  $\theta$  pour quelques formes de la fonction de distribution.

*Porométrie uniforme :*

$$f(R) = \delta(R_0)$$

$\delta$  fonction de Dirach.

$$\theta = 0, \quad \forall R < R_0 \quad \text{ou} \quad \forall H > H_0$$

$$\theta = P, \quad \forall R \geq R_0 \quad \text{ou} \quad \forall H \leq H_0$$

S'il y a plusieurs rayons caractéristiques  $R_0, R_1, R_2, R_3$ , la courbe d'équilibre de teneur en eau s'obtient très simplement par composition comme l'indique la figure 4. Réciproquement, à partir d'un graphe  $H(\theta)$ , on peut reconstituer un spectre discret de rayon de pores.

*Porométrie uniformément étalée entre deux limites  $R_1$  et  $R_2$  :*

$$f(R) = 1 \quad \text{si} \quad R \in (R_1, R_2)$$

$$f(R) = 0 \quad \text{si} \quad R \notin (R_1, R_2)$$

$$\theta = 0, \quad \forall R < R_1 \quad \text{ou} \quad \forall H > H_1$$

$$\theta = P \frac{R_2^3 - R_1^3}{R_2^3 - R_1^3} = P \frac{H_2^3}{H_1^3} \frac{H_1^3 - H_2^3}{H_1^3 - H_2^3}$$

$$\forall R \in (R_1, R_2) \quad \text{ou} \quad H \in (H_2, H_1)$$

$$\theta = P, \quad \forall R > R_2 \quad \text{ou} \quad H < H_2$$

*Porométrie avec concentration près de la valeur médiane.*

Le graphe approché  $f(R)$  peut être choisi triangulaire, par exemple :

$$f = 0, \quad \forall R \in (R_1, R_2) \quad f = f_m \frac{R - R_1}{R_m - R_1}, \quad \forall R \in (R_1, R_m) \quad f = f_m \frac{R - R_2}{R_m - R_2}, \quad \forall R \in (R_m, R_2)$$

D'où :

$$\theta = 0, \quad \forall R < R_1 \quad \text{ou} \quad H > H_1$$

$$\theta = P \frac{3 R^4 - 4 R^3 R_1 + R_1^4}{3 R_m^4 - 4 R_m^3 R_1 + R_1^4 + \left(\frac{R_m - R_1}{R_2 - R_m}\right) (3 R_m^4 + R_2^4 - 4 R_m^3 R_2)}, \quad \forall R \in (R_1, R_m)$$

$$\theta = P \frac{3 R_m^4 - 4 R_m^3 R_1 + R_1^4 + \left(\frac{R_m - R_1}{R_2 - R_m}\right) (3 R_m^4 - 4 R_m^3 R_2 + 4 R_2 R^3 - 3 R^4)}{3 R_m^4 - 4 R_m^3 R_1 + R_1^4 + \left(\frac{R_m - R_1}{R_2 - R_m}\right) (3 R_m^4 + R_2^4 - 4 R_m^3 R_2)}, \quad \forall R \in (R_m, R_2) \quad \text{ou} \quad \forall H \in (H_m, H_2)$$

$$\theta = P, \quad \forall R > R_2 \quad \text{ou} \quad H < H_2$$

Dans le cas particulier d'une courbe porométrique symétrique :

$$R_m = \frac{R_1 + R_2}{2}$$

et :

$$\theta = P \frac{3 R^4 - 4 R^3 R_1 + R_1^4}{R_1^4 + R_2^4 - 4 R_m^3 (R_1 + R_2) + 6 R_m^4}, \quad \forall R \in (R_1, R_m)$$

$$\theta = P \frac{6 R_m^4 - 4 R_m^3 (R_1 + R_2) + R_1^4 + 4 R_2 R^3 - 3 R^4}{R_1^4 + R_2^4 - 4 R_m^3 (R_1 + R_2) + 6 R_m^4}, \quad \forall R \in (R_m, R_2)$$

*Courbe de densité porométrique sans point anguleux.*

On peut par exemple considérer la fonction :

$$f(R) = 0, \quad \forall R \in (R_1, R_2)$$

$$f(R) = \frac{f_m}{2} \left( 1 - \cos 2 \pi \frac{R - R_1}{R_2 - R_1} \right), \quad \forall R \in (R_1, R_2)$$

puisque :

$$\int_{R_1}^{R_2} R^2 \cos 2 \pi \frac{R - R_1}{R_2 - R_1} dR = R^2 \left( \frac{R_2 - R_1}{2 \pi} \right) \sin 2 \pi \left( \frac{R - R_1}{R_2 - R_1} \right) + \frac{(R_2 - R_1)^2}{2 \pi^2} \left( R \cos 2 \pi \frac{R - R_1}{R_2 - R_1} - R_1 \right) - \frac{(R_2 - R_1)^3}{4 \pi^3} \sin 2 \pi \frac{R_2 - R_1}{R - R_1}$$

$$\theta = 0, \quad \forall R < R_1 \quad \text{ou} \quad \forall H > H_1$$

$$\theta = P \left[ \frac{\left[ \frac{R^3 - R_1^3}{3} - \frac{R^2}{2 \pi} (R_2 - R_1) \sin 2 \pi \left( \frac{R - R_1}{R_2 - R_1} \right) - \frac{(R_2 - R_1)^2}{2 \pi^2} \left( R \cos 2 \pi \frac{R - R_1}{R_2 - R_1} - R_1 \right) \right]}{\frac{R_2^3 - R_1^3}{3} - \frac{(R_2 - R_1)^3}{2 \pi^2}} + \frac{\frac{(R_2 - R_1)^3}{4 \pi^3} \sin 2 \pi \frac{R - R_1}{R_2 - R_1}}{\frac{R_2^3 - R_1^3}{3} - \frac{(R_2 - R_1)^3}{2 \pi^2}} \right]$$

$$\forall R \in (R_1, R_2) \quad \text{ou} \quad \forall H \in (H_2, H_1)$$

$$\theta = P, \quad \forall R > R_2 \quad \text{ou} \quad H < H_2$$

Porométrie suivant une distribution normale :

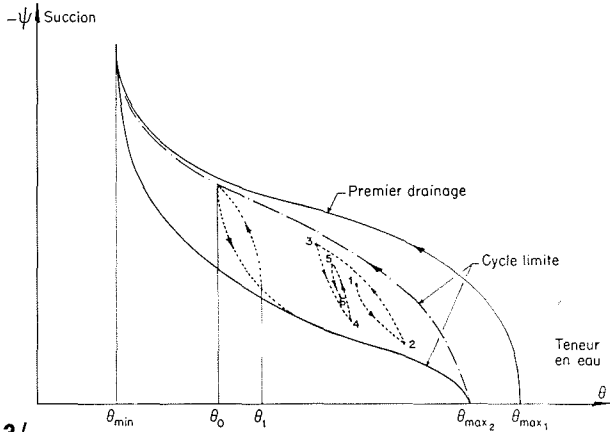
$$f(R) = f_m e^{-[(R-R_m)^2/2\sigma^2]}$$

$$\forall R > 0$$

Il faut alors faire intervenir la fonction Erf d'ordre deux. Evidemment, cette approximation dans la représentation de  $f(R)$  fait apparaître une valeur non nulle pour  $R = 0$  mais qui peut être très petite si  $R_m \gg \sigma$ .

La répartition sinusoïdale semble d'ailleurs constituer une approximation assez significative de la distribution normale.

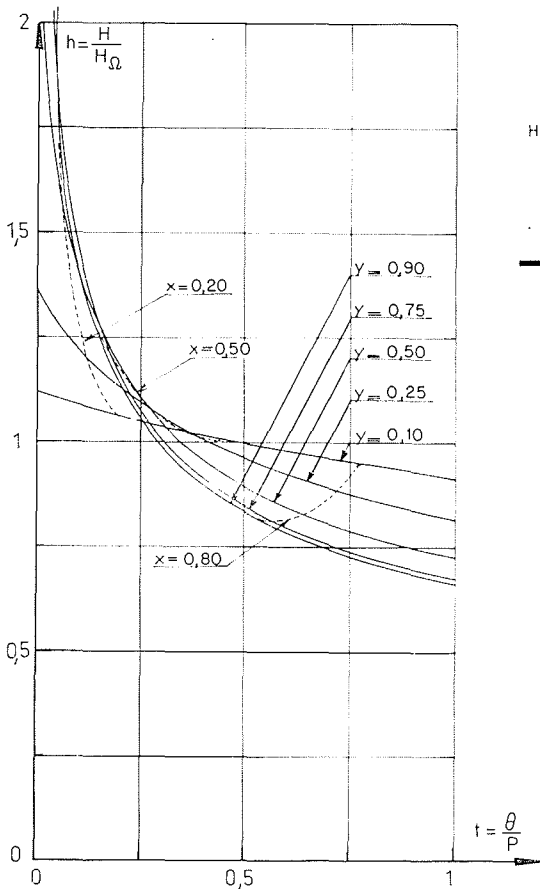
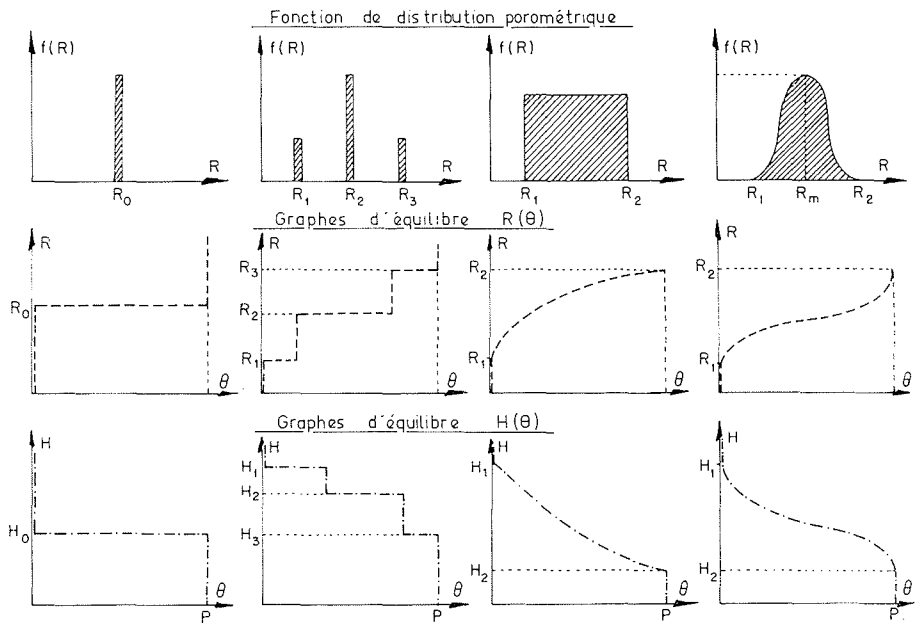
Les quelques graphes  $H(\theta)$  obtenus montrent que l'on peut simuler plus ou moins heureusement l'équilibre de l'eau dans un milieu poreux à l'aide d'un faisceau de capillaires (fig. 5, 6, 7).



3/

Corrélation entre porométrie et courbe d'équilibre de teneur en eau.  
Correlation between porometrics and humidity equilibrium curve.

4/



5/ Fonction de distribution rectangulaire.  
Rectangular distribution function.

Mais cette étude naïve est aussi l'amorce de la similitude. En effet, en supposant valable l'analogie milieu poreux/faisceau de capillaires, il apparaît que deux milieux ayant même forme de courbe porométrique seront aussi caractérisés par des courbes d'équilibre de teneur en eau de même forme. Les coefficients d'échelle permettant d'obtenir des courbes en grandeurs réduites seront d'une part la porosité utile ou encore mieux la largeur de la plage de la variation de la teneur en eau, et d'autre part une hauteur  $h$  pondérée.

Cette pondération de la hauteur de remontée capillaire ou de succion peut être examinée sous différents aspects.

Envisageant un bilan de volume, on peut choisir la hauteur  $H_\Omega$  de la distribution uniforme qui conduirait au même volume d'eau suspendu dans la frange capillaire :

$$H_\Omega = \frac{\int \theta dH}{P}$$

ou :

$$H_\Omega = \frac{\int (\theta - \theta_{min}) dH}{\Delta\theta} \text{ si } \theta_{min} > 0.$$

On pourrait aussi faire intervenir la hauteur  $H_f$

correspondant au rayon le plus fréquent mais sa localisation sur la courbe  $H(\theta)$  est assez difficile. Bien sûr, pour chaque forme de courbe de répartition  $f(R)$ , on peut sur le graphe  $H(\theta)$  indiquer la valeur  $H_f$ . D'une manière plus générale, on peut d'ailleurs paramétrer ce graphe en fonction de  $R$ , ou mieux encore, suivant la valeur réduite  $x = (R - R_1)/(R_2 - R_1)$  avec  $x \in (0,1)$ , chaque graphe  $H(\theta)$  correspondant à une valeur du nombre  $y = (R_2 - R_1)/(R_2 + R_1)$  qui indique l'étalement relatif de la distribution de rayon de pore.

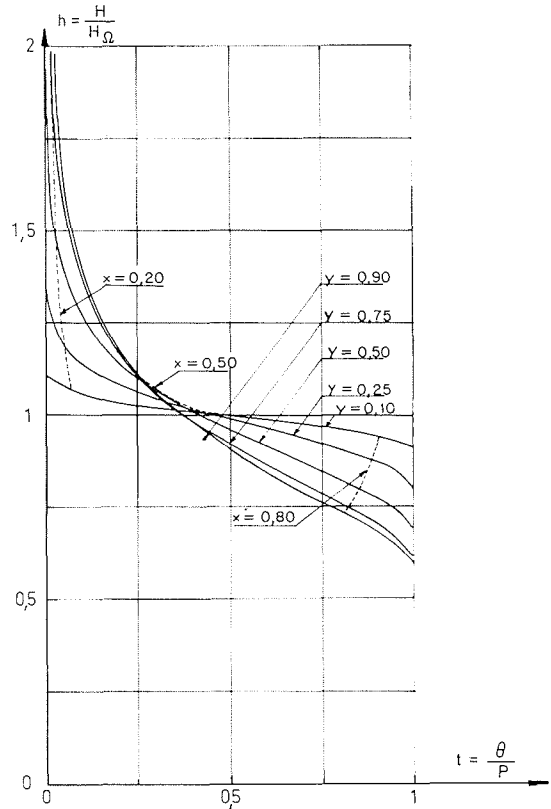
Si  $y$  est très petit, la pométrie est uniforme.

Si  $y$  est proche de 1, la distribution de pore est très étalée.

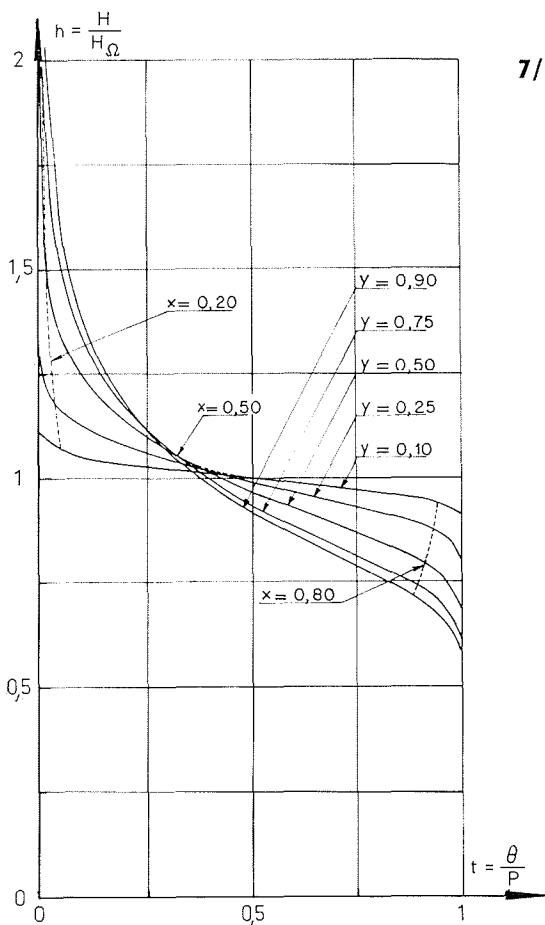
Dans les distributions  $f(R)$  symétriques, la valeur la plus fréquente  $H_f$  correspondra à  $x = 1/2$ .

Toute affinité sur  $H$  ou  $R$  n'entraîne aucune modification des paramètres  $x$  et  $y$ . Une erreur sur l'estimation de la tension superficielle ou sa modification n'aura donc aucune répercussion sur la forme des graphes réduits (tout au moins si l'hypothèse de l'analogie est convenable).

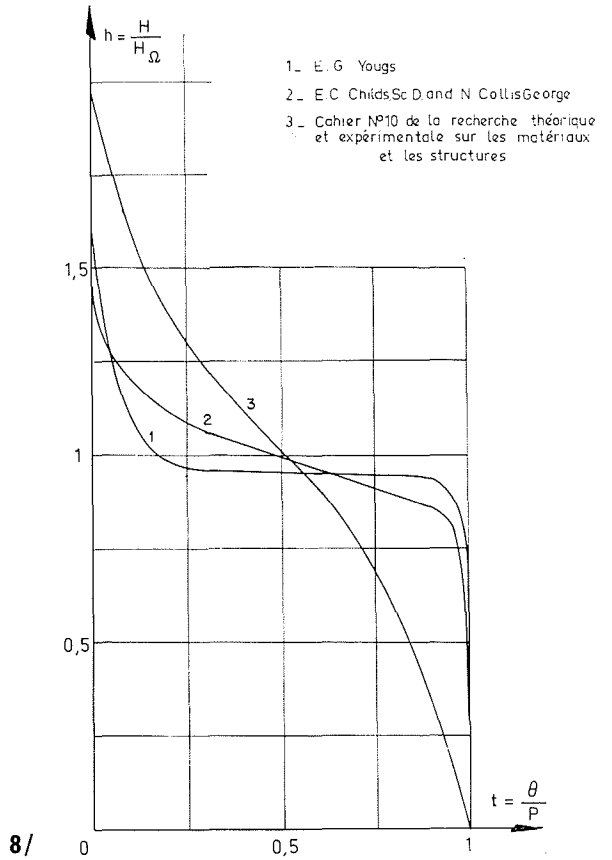
En définitive, il semble que le paramètre  $H_\Omega$  aisé à évaluer physiquement par la mesure d'une aire soit une grandeur de référence convenable. Posant  $h = (H/H_\Omega)$ ,  $t = (\theta - \theta_{\min})/(\theta_{\max} - \theta_{\min})$  on pourra déduire des courbes d'équilibre observées expérimentalement en fin de drainage ou d'imbibition, des graphes en coordonnées adimensionnelles ( $t, h$ ) qui pourront être comparés avec les graphes afférents aux différentes fonctions de répartition des tubes capillaires (fig. 6, 7, 8).



6/ Fonction de distribution triangulaire.  
Triangular distribution function.



7/ Fonction de distribution sinusoïdale.  
Sinusoidal distribution function.



- 1. E. G. Yougs
- 2. E. C. Childs Sc.D. and N. Collis George
- 3. Cahier N°10 de la recherche théorique et expérimentale sur les matériaux et les structures

8/

### C. THIRRIOT

Bien sûr, disposant des graphes réduits expérimentaux, on peut tenter d'en déduire les courbes porométriques équivalentes suivant l'analogie.

Posant  $H = C/R$  on obtient le graphe :

$$\begin{aligned} \frac{\theta}{P} \left( \frac{R}{R_0} \right) &= \frac{\int_0^R R^2 f(R) dR}{\int_0^\infty R^2 f(R) dR} \\ &= \int_0^{(R/R_0)} \left( \frac{R}{R_0} \right)^2 g \left( \frac{R}{R_0} \right) d \left( \frac{R}{R_0} \right) \end{aligned}$$

avec :

$$g \left( \frac{R}{R_0} \right) = \frac{f(R) R_0^3}{\int_0^\infty R^2 f(R) dR}$$

$R_0$  est une grandeur de référence qui peut correspondre à  $H_\Omega$  par exemple.

En posant  $r = R/R_0$  il vient :

$$g(r) = \frac{1}{r^2} \frac{dt(r)}{dr}$$

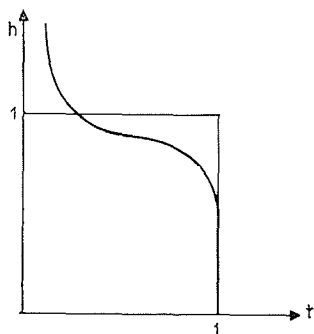
L'examen du graphe  $g(r)$  permet de définir une bande passante approximative ( $r_1, r_2$ ) comme il a été déjà fait *a priori* dans le choix des distributions.

Mais disposant du graphe  $H(\theta)$ , on peut envisager de procéder de manière variationnelle en assurant la description du graphe réduit  $h(t)$  à l'aide des moments successifs.  $H_\Omega$  correspond au moment d'ordre 0.

Ces moments peuvent être pris par rapport à l'axe des  $t$  ou à l'axe des  $h$ . Pour qu'ils soient toujours bornés, il faut les prendre par rapport à l'axe  $t = 0$ .

Nous aurons :

$$M_{n,t} = \int_0^1 t^n h(t) dt$$



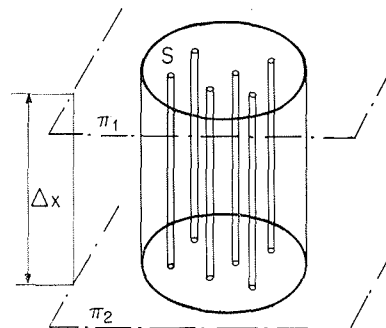
Cependant, les moments par rapport à l'axe  $h = 0$  semblent pouvoir être reliés plus aisément à la distribution des pores :

$$M_{n,h} = \int_0^\infty h^n t dh$$

#### Etude par analogie de la conductivité hydraulique en milieu non saturé.

Pour déduire des informations sur la perméabilité d'un milieu non saturé à partir du schéma à capillaires, il faut encore introduire quelques hypothèses.

Considérons la portion du faisceau de capillaire limitée par les deux plans  $\pi_1$  et  $\pi_2$  normaux à la



9/

direction générale des capillaires et distants de  $\Delta x$ . Soient  $[(P_1/\rho g) + Z_1]$  et  $[(P_2/\rho g) + Z_2]$  les charges hydrauliques dans les plans  $\pi_1$  et  $\pi_2$ .

Soit  $Q$  le débit volumique à travers la section  $S$ .

La conductivité hydraulique par définition est  $K$  telle que :

$$\frac{Q}{S} = K \frac{\Delta [(P/\rho g) + Z]}{\Delta x} = KJ$$

Nous supposons que le débit  $Q$  est fourni par la somme des débits élémentaires des tubes qui contiennent du liquide. Dans le cas du drainage ou de l'imbibition de la partie inférieure, on peut admettre que pour une certaine teneur en eau  $\theta$  du milieu poreux, seuls les tubes de rayon inférieur à  $R(\theta)$  participent à l'écoulement.

$R(\theta)$  est le graphe obtenu précédemment à partir de la loi de distribution des tubes  $f(R)$ .

La seconde hypothèse revient à admettre la même valeur de la charge hydraulique dans des plans normaux à la direction moyenne de l'écoulement. *A priori*, cette supposition semblerait entraîner dans le milieu poreux un mouvement vif concomitant de l'air dans les canalicules non remplis d'eau. En fait, on peut admettre la présence de quelques gouttes d'eau qui, piégées, assurent par une différence de forme de ménisque, les discontinuités de pressions nécessaires. Pour assurer dans le faisceau de capillaire la constance de la charge hydraulique dans les plans  $\pi$ , il suffit de prévoir des interconnexions transversales convenables.

Avant de passer au calcul du débit, définissons la section de passage  $PS$  produit de la section droite de milieu poreux par la porosité.

Dans le cylindre de section  $S$  existe l'ensemble des tubes dont la fonction de distribution est  $f(R)$ . Donc :

$$PS = \int_0^\infty f(R) \pi R^2 dR$$

Cette relation définit l'échelle  $f_m$  introduite dans les lois de répartition.

Le débit dans un tube élémentaire est donné par la loi de Poiseuille :

$$dQ = \frac{\pi g}{8 \nu} R^4 J$$

où :

$$J = \frac{\Delta [(P/\rho g) + Z]}{\Delta x}$$



Il vient donc pour le débit total :

$$Q = \int_s dQ = \int_0^{R(\theta)} f(R) \frac{\pi g}{8 \nu} R^4 J dR$$

et :

$$K = \frac{Q}{SJ} = \frac{Pg}{8 \nu} \frac{\int_0^R f(R) R^4 dR}{\int_0^\infty f(R) R^2 dR}$$

On note la disparition prévisible du coefficient d'échelle  $f_m$ . En faisant intervenir une grandeur de référence  $R_0$  pour les rayons, telle que  $R = rR_0$ , il vient :

$$K = \frac{PgR_0^2}{8 \nu} \frac{\int_0^r f(r) r^4 dr}{\int_0^\infty f(r) r^2 dr}$$

La perméabilité  $K$  dépend donc du facteur d'échelle  $V_0 = Pg(R_0^2/8 \nu)$  et du facteur de forme lié à la loi de distribution :

$$\frac{\int_0^r f(r) r^4 dr}{\int_0^\infty f(r) r^2 dr}$$

Si  $K_0$  est la perméabilité du milieu saturé, on obtient l'expression relative de  $K$  :

$$K = K_0 \frac{\int_0^r f(r) r^4 dr}{\int_0^\infty f(r) r^2 dr} = K_0 G(r) = K_0 C(\theta)$$

car  $\theta = \theta(r)$ .

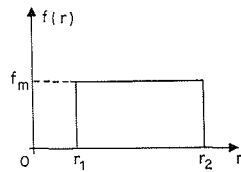
Examinons l'évolution du coefficient  $G(r)$  dans quelques cas particuliers.

a) *Distribution en créneau :*

$$f(r) = f_m, \quad \forall r \in (r_1, r_2)$$

$$f(r) = 0, \quad \forall r \notin (r_1, r_2)$$

$$G(r) = \frac{r^5 - r_1^5}{r_2^5 - r_1^5}$$



Comme :

$$\frac{\theta(r)}{P} = \frac{r^3 - r_1^3}{r_2^3 - r_1^3}$$

Il vient :

$$r = \left[ r_1^3 + \frac{\theta}{P} (r_2^3 - r_1^3) \right]^{1/3}$$

et :

$$C(\theta) = \frac{[r_1^3 + (\theta/P)(r_2^3 - r_1^3)]^{5/3} - r_1^5}{r_2^5 - r_1^5}$$

Si  $r_1$  est proche de 0 :

$$C(\theta) \approx \left( \frac{\theta}{P} \right)^{5/3}$$

b) *Distribution sinusoidale :*

$$f(r) = 0, \quad \forall r \notin (r_1, r_2)$$

$$f(r) = \frac{f_m}{2} \left( 1 - \cos 2\pi \frac{r - r_1}{r_2 - r_1} \right)$$

$$G(r) = \left\{ \frac{r^5 - r_1^5}{5} - \frac{r^4 (r_2 - r_1)}{2\pi} \sin 2\pi \frac{r - r_1}{r_2 - r_1} - \frac{r^3 (r_2 - r_1)^2}{\pi^2} \cos 2\pi \frac{r - r_1}{r_2 - r_1} + \frac{r_1^3 (r_2 - r_1)^2}{\pi^2} \right. \\ \left. + \frac{3}{2} \frac{r^2}{\pi^3} (r_2 - r_1)^3 \sin 2\pi \frac{r - r_1}{r_2 - r_1} + \frac{3}{2} \frac{r}{\pi^4} (r_2 - r_1)^4 \cos 2\pi \frac{r - r_1}{r_2 - r_1} - \frac{3}{2} \frac{r_1}{\pi^4} (r_2 - r_1)^4 - \frac{3}{4} \frac{(r_2 - r_1)^5}{\pi^5} \sin 2\pi \frac{r - r_1}{r_2 - r_1} \right\} \\ \times \frac{1}{\frac{r_2^5 - r_1^5}{5} - \frac{(r_2 - r_1)^2}{\pi^2} (r_2^3 - r_1^3) + \frac{3}{2} \frac{(r_2 - r_1)^5}{\pi^4}}$$

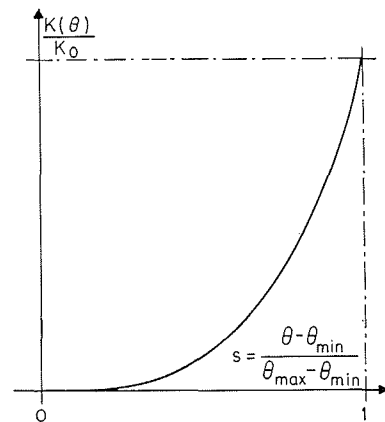
Compte tenu de l'encombrement de la formule, le graphe  $C(\theta)$  ne peut être obtenu qu'à l'aide d'une tabulation numérique.

### Etude expérimentale de la conductivité hydraulique en milieu non saturé

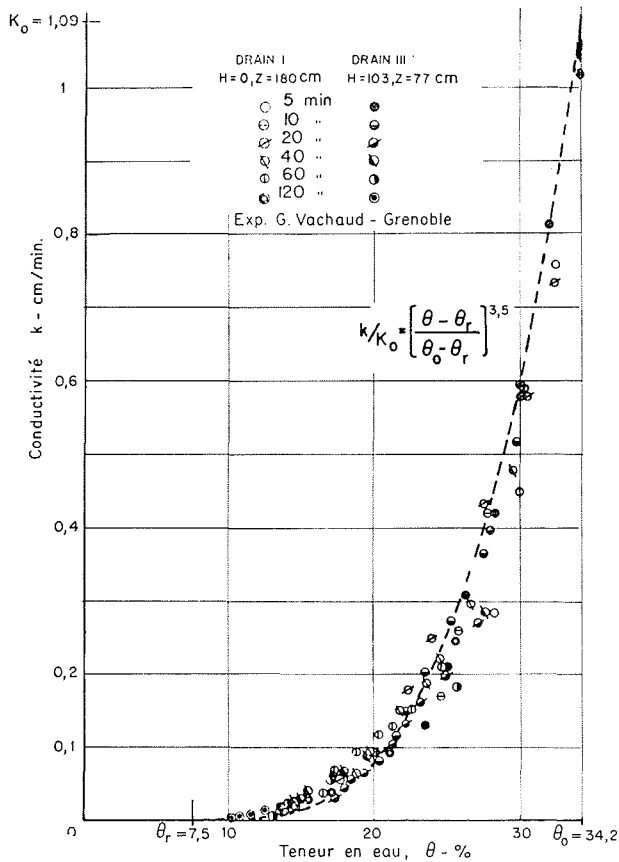
Les expériences de détermination directe de la perméabilité en milieu non saturé sont encore assez peu nombreuses. Souvent la conductivité hydraulique est déduite de bilan de volume effectué au cours de drainage comme l'a réalisé Georges Vachaud.

En écoulement permanent, les mesures s'inspirent des procédés utilisés par les laboratoires de pétrophysique pour assurer la détermination des perméabilités relatives en écoulement polyphasique.

La perméabilité relative est le rapport entre la perméabilité du milieu poreux à l'écoulement d'un fluide occupant une portion  $n$  des pores à la perméabilité du même milieu complètement rempli par ce fluide.



Dans le cas de l'écoulement de l'eau dans les sols non saturés, le graphe donnant la perméabilité relative en fonction du degré de saturation à l'allure d'une cubique. Par exemple, la figure 10 représente les résultats obtenus par G. Vachaud à l'issue de drainages de différentes intensités. L'auteur présente comme formule de lissage de ses résultats



10/

C = s<sup>7/2</sup>. S. Irmay de son côté a proposé une formule inspirée de la formule de Kozeny.

Il semble que pour un sens d'écoulement bien déterminé, le graphe de perméabilité relative soit unique. Il reste encore à effectuer des expériences décisives pour savoir s'il existe ou non un phénomène d'hystérésis pour la conductivité hydraulique comme il en existe pour le graphe ψ(θ) représentant l'état d'équilibre. Cependant, d'ores et déjà, il semble que la loi de Darcy puisse être convenablement généralisée au cas d'écoulements en milieu non saturé.

### Similitude des écoulements en milieu non saturé

Pour que l'on puisse parler de similitude des équilibres en deux milieux non saturés, il semble suffisant que les deux cycles construits dans le plan des valeurs réduites (h, t) soient confondus ou au moins très proches l'un de l'autre. La hauteur H<sub>Ω</sub> ou la variation de pression équivalente Δp = ρgH<sub>Ω</sub> constitueront alors les grandeurs de référence respectivement des dimensions verticales et des pressions.

Au point de vue écoulement, la condition de similitude impose d'abord une similitude de forme du graphe réduit k(t). L'échelle des temps reliant les grandeurs T\* de référence des temps sera déterminé à l'aide d'un bilan de volume.

La variation pendant un intervalle de temps ΔT du volume d'eau contenu dans l'échantillon de milieu poreux de volume ΔΩ sera :

$$\Delta\Omega\Delta\theta = - \int_{\Delta\Omega} \vec{V} \cdot \vec{n} dS \Delta T$$

avec :

$$\vec{V} = - \frac{K(\theta)}{\rho g} \vec{\text{grad}}(p + \rho g z)$$

Utilisons les grandeurs réduites :

$$\Delta t = \frac{\Delta\theta}{\theta_{\max} - \theta_{\min}}$$

$$x = \frac{x}{H_{\Omega}}, \quad y = \frac{y}{H_{\Omega}}, \quad z = \frac{z}{H_{\Omega}}, \quad t = \frac{T}{T^*}$$

$$\pi = \frac{p}{\theta g H_{\Omega}}, \quad \omega = \frac{\Delta\Omega}{H_{\Omega}^3}, \quad s = \frac{S}{H_{\Omega}^2},$$

$$H_{\Omega}^2 \left( \frac{\theta_{\max} - \theta_{\min}}{K_0 T^*} \right) \Delta t = \left[ \frac{1}{\Delta\omega} \int \frac{K(\theta)}{K_0} \vec{\text{grad}}(\pi + z) ds \right] \Delta t$$

D'où la définition de la grandeur de référence des temps :

$$T^* = \frac{H_{\Omega}^2}{K_0} (\theta_{\max} - \theta_{\min})$$

L'échelle des temps λ<sub>T</sub> dépend donc directement du rapport des variations extrêmes des teneurs en eau qui à la limite sont égales à la porosité ouverte.

Elle dépend aussi, par l'intermédiaire de H<sub>Ω</sub><sup>2</sup>/K<sub>0</sub> de l'inverse du rapport des puissances quatrièmes de la dimension porométrique caractéristique car :

$$H_{\Omega} \sim \frac{C}{R_0}$$

et :

$$K_0 \sim \frac{g R_0^2}{\nu}$$

Bien sûr, pour que l'on puisse considérer deux écoulements en similitude, il faut que les effets de surface ne viennent pas modifier de façon décisive la nature de l'écoulement.

Sous cette hypothèse, on voit qu'en gros les échelles de temps varieront comme l'inverse de la puissance quatrième de la dimension caractéristique de la granulométrie. L'accélération sur modèle de laboratoire d'un écoulement afférent à l'écoulement en milieu naturel à pore très fin peut être sensible. Si le rapport des dimensions caractéristiques est de 17 par exemple, une durée d'une seconde sur modèle représente une journée sur le prototype.

Une autre circonstance physique peut moduler l'échelle des temps : c'est le choix du fluide et parlant la modification de la tension superficielle et surtout de la viscosité. L'augmentation de viscosité

par l'addition de produit Pluracol par exemple, permet de ralentir à volonté le phénomène observé sur le modèle et ceci est d'autant plus intéressant que la longueur de référence  $H_0$  est faible.

En conclusion, les variations de grandeurs de référence ne semblent pas un inconvénient majeur pour la similitude. Mais on doit s'attacher à resti-

tuer sur modèle des graphes  $h(t)$  et  $c(t)$  analogues à ceux observés en nature.

On pourra vraisemblablement atteindre cet objectif en constituant par exemple des massifs avec des billes de verre de différents diamètres dosés convenablement pour obtenir la fonction porométrique souhaitée.

## Discussion

Président : Pr. L. ESCANDE

En ouvrant la séance, M. le Président exprime sa vive satisfaction de se retrouver dans l'ambiance si sympathique d'une séance du Comité Technique; des circonstances qu'il déplore ne lui avaient pas permis, ces temps derniers, de suivre aussi étroitement que par le passé, les travaux de la Société Hydrotechnique de France, et c'est avec un grand plaisir qu'il reprend contact avec tous ses collègues.

M. le Président donne ensuite la parole à M. DEGALLIER qui présente l'exposé introductif ci-après aux travaux de la Session.

### EXPOSÉ DE M. DEGALLIER

Dans les années 20, le sol non saturé a été appelé le *no man's land* de l'hydrologie.

Ceci pour plusieurs raisons.

Tout d'abord, peu de spécialistes s'intéressaient directement à la connaissance de l'ensemble de phénomènes qui s'y passent. Les seuls qui étaient directement concernés par certains de ces phénomènes étaient les agronomes, mais leurs investigations ne dépassaient pas celle des racines, c'est-à-dire une profondeur de l'ordre de 2 m seulement.

Les hydrologues de surface étaient surtout préoccupés par des problèmes de crues dans lesquels l'intensité de la pluie est le facteur prépondérant et où la saturation du sol n'intervient qu'en raison inverse de cette intensité.

Les hydrogéologues, de leur côté, avaient fort à faire avec leur outillage élémentaire de loupes et de marteaux pour implanter des points d'eau dans des zones où ces méthodes suffisaient.

Les mécaniciens des sols centraient leur intérêt sur les mouvements des sols plus que de l'eau et pouvaient simplifier leurs approches car les influences biologiques, si complexes en milieu organique, n'affectent que rarement la stabilité des ouvrages d'art.

Les céramistes, de leur côté, ne travaillaient point sur les sols mais utilisaient des phénomènes identiques à ceux qui se passent dans les sols pour moduler l'épaisseur de leurs matériels sanitaires en aspirant dans des moules en plâtre l'excès d'eau de suspensions d'argile.

Dans de très nombreuses techniques, et principalement dans celles du séchage, ces mêmes phénomènes étaient aussi étudiés : potiers, briquetiers, industrie du bois, des aliments, etc.

Dans les sols, l'une des caractéristiques des mouvements des fluides est que l'eau se déplace en même temps que l'air. C'est par cette analogie de comportement que les pétroliers ont pris en charge l'étude de cet aspect polyphasique puisqu'ils avaient à traiter des mouvements simultanés de trois phases : le pétrole, le gaz et l'eau.

Une autre raison pour classer les sols dans un *no man's land* était l'extrême complexité des phénomènes. En effet, alors que, dans des couches homogènes saturées d'eau — dans lesquelles la perméabilité est constante ainsi que la teneur en eau —, il est déjà fort malaisé d'étudier comment cette eau circule, les choses deviennent vite inextricables dans les sols non saturés constitués de plusieurs couches dans chacune desquelles les différents paramètres de perméabilité et de teneur en eau varient constamment, à travers lesquelles les plantes forent des trous pour leurs racines et y exploitent l'eau selon des régimes qui varient en fonction du climat et de leur activité végétative, et dans lesquelles ont lieu de nombreux transports solides et en solution modifiant constamment les conditions de colmatage ou de précipitation.

De plus, tous ces paramètres évoluent différemment en fonction des phénomènes antérieurs ; l'histoire du matériau, c'est-à-dire la succession de phases de mouillage ou de drainage, de gonflement ou de compaction, est mémorisée par la disposition des éléments constitutifs du matériau et par celle de l'eau.

Cependant, chacun cherchait de son côté, indépendamment des autres, à pénétrer dans cette zone interdite, si bien que, finalement, il ne s'agissait plus d'un « *no man's land* » mais plutôt d'une usine secrète. Chacun se contentait d'une réponse partielle à son problème, sans réaliser que l'ensemble de toutes les réponses aurait permis de dévoiler la totalité du secret.

Maintenant, l'on sait que cette usine fabrique essentiellement de la vapeur, qui est remise dans l'atmosphère et qui se recondensera plus loin, et dont une part importante est productive, puisqu'elle participe activement à l'élaboration des plantes. En outre, cette usine fabrique quelques sous-produits en quantités très variables, qui sont nos ressources en eau de surface et en eau souterraine.

Comment arriver à prévoir ces différentes productions ? Où en sommes-nous dans les différentes voies traditionnelles de recherche ?

Les recherches théoriques au bureau ont la faveur du plus grand nombre, et on assiste à une floraison de méthodes mathématiques élégantes, remplies de simplifications arbitraires et souvent abusives. Ces théories préparent certainement les travaux à venir mais, pour le moment, on n'en voit que quelques retombées en laboratoire et presque pas sur le terrain.

Au laboratoire, beaucoup de chercheurs se préoccupent « d'isoler les facteurs ». Ceci est fort justifié dans des systèmes compliqués comme les sols mais, en fait, ce n'est qu'une illusion car si l'on supprime certains facteurs gênants, on en ajoute bien d'autres que l'on peut encore moins bien contrôler ; par exemple, on travaille sur des échantillons petits, peu représentatifs du milieu et jamais intacts, ou sur des colonnes remplies de matériaux divers dans lesquels les effets parasites d'extrémités et de parois deviennent rapidement importants. De plus, au laboratoire, on perd souvent de vue l'objet des recherches, il suffit pour s'en rendre compte d'examiner le nombre de publications qui exposent des méthodes de remplissage de colonnes expérimentales et de les comparer à celles qui traitent des mouvements d'eau dans ces colonnes.

Certains sont conscients de ces inconvénients et tentent de transporter leur laboratoire sur le terrain. On voit alors apparaître des installations insolites telles que des simulateurs de pluie, des lysimètres, ou des parcelles expérimentales.

Enfin, sur le terrain, où il faudra bien retourner pour mesurer les phénomènes qu'il s'agit de simuler, on dispose de trois méthodes de mesure principales; ces méthodes ne fourniront cependant que quelques points connus dans l'ensemble de phénomènes mouvants que l'on cherche à circonscrire. Le rôle des modèles sera de simuler ces phénomènes, de reproduire les mesures disponibles, de façon à permettre un calage des paramètres non mesurés qui sont nécessaires pour des études quantitatives.

Ces trois méthodes principales sont : les mesures de teneur en eau, les mesures de potentiel, et le « traçage » direct des molécules d'eau.

Les mesures de teneur en eau par pesées ou par des méthodes plus précises, telles que l'utilisation d'humidi-

mètres à neutrons, fournissent des résultats directement utilisables en agronomie si l'on a pris soin de préciser certains paramètres, tels que la capacité au champ, la rétention, le point de flétrissement. C'est là la principale méthode utilisée jusqu'ici et qui a fourni des centaines, sinon des milliers de « profils » disponibles et qui seraient utilisables pour le calage de modèles existants. Par ces mesures seules, différents paramètres sont déjà accessibles car, dans la nature, il est possible aussi d'isoler certains phénomènes. La diffusivité du sol paraît être accessible par des mesures en période d'arrêt de végétation avec pluie; la diffusivité due aux végétaux le serait dans une période de croissance végétale. La courbe de succion n'est autre que le profil d'équilibre que l'on obtiendrait après une longue période sans pluie et sans croissance de végétation. Les limites de cette méthode par mesures de teneur en eau sont, cependant, que toute la composante permanente du régime reste inaccessible et que la précision reste insuffisante en dessous du sol agricole, en raison des limites de précision des méthodes de mesure actuellement disponibles.

La mesure de potentiels amène à considérer des différences ou gradients de potentiels lorsque l'on peut admettre une continuité entre deux points, qu'il s'agisse de potentiels capillaire, mécanique, osmotique, thermique, d'air piégé, etc. Dans ces domaines, on dispose de méthodes de mesure extrêmement précises; considérer les potentiels, c'est-à-dire les moteurs des mouvements de l'eau, permet souvent de faire abstraction des hétérogénéités du sol et de mieux faire apparaître la continuité des phénomènes. Les difficultés sont qu'il faut connaître, pour chaque potentiel, et chaque valeur de potentiel, les coefficients de proportionnalité, tels que la diffusivité, et les paramètres d'interaction entre les différentes formes d'énergie. Ces paramètres devront être fournis par des modèles qui seront calés sur les mesures de potentiel.

Quant au « traçage » direct des molécules d'eau, il est susceptible de fournir directement leur vitesse; mais, toute propagation entraîne un certain étalement et un certain déphasage que l'on appelle la dispersion. Pour revenir à des paramètres caractérisant le transfert moyen de l'eau, il faut alors déterminer un ou des coefficients de dispersion qui caractériseraient un spectre de perméabilités partielles correspondant aux différentes classes de chenaux de circulation utilisés.

Ces coefficients, encore mal connus en régime saturé, deviennent, en régime non saturé, constamment variables avec la teneur en eau. On peut, cependant, s'affranchir de leur mesure en travaillant en régime permanent, notamment par les techniques de jaugeage par dilution. Par ailleurs, on peut les définir globalement par le calcul à rebours que constituent les méthodes dites de déconvolution.

Si chacune de ces méthodes peut déjà être utilisée seule, et fournir des points de calage à des modèles dans lesquels beaucoup de choses devront être imaginées, il est bien évident que l'emploi simultané de plusieurs de ces méthodes réduit très rapidement la multiple infinité des solutions, à une simple infinité de solutions, parmi lesquelles le praticien pourra mieux choisir la plus raisonnable. »

M. le Président remercie M. DEGALLIER de son exposé qui a parfaitement placé dans son cadre historique et pratique la question qui nous occupe aujourd'hui. Il exprime l'espoir que les communications insérées à l'ordre du jour auront des « retombées » fort appréciables dans le domaine des applicables.

Il donne, ensuite la parole à M. le Professeur THIRRIOT pour sa communication, intitulé : *Considérations générales sur les écoulements en milieux non saturés.*

Après l'exposé de M. le Professeur THIRRIOT, M. le Président remercie celui-ci pour la clarté et l'originalité de son mémoire qui présente diverses conceptions dont il faudra suivre le développement; il ouvre, ensuite, la discussion.

M. VACHAUD se montre sceptique sur l'intérêt de la simulation à l'aide de faisceaux « capillaires » de l'état non saturé d'un milieu poreux et de la recherche d'une distribution de capillaires satisfaisant à une courbe d'équilibre observée expérimentalement en fin de drainage ou d'imbibition.

Dans l'état actuel des méthodes et des possibilités de calcul numérique, est-il encore intéressant de chercher à approcher les courbes  $\Psi(\theta)$  par des développements en série faisant intervenir des dimensions de pores? Ne vaut-il pas mieux introduire plus simplement la courbe  $\Psi(\theta)$  point par point?

M. THIRRIOT justifie l'emploi de l'analogie « capillaires » comme un procédé pédagogique de transition entre la courbe porométrique et la courbe d'équilibre.

En effet, si la distribution des rayons des capillaires ne peut donner une représentation exacte de la courbe d'équilibre, elle peut en suggérer une image permettant de discerner quelques paramètres caractéristiques. Lorsque l'on fait évoluer le type de porométrie — distribution uniformément étalée entre deux limites, distribution en créneau, distribution sinusoïdale — les résultats obtenus à partir du modèle « capillaire » se rapprochent assez bien de ceux fournis par l'expérience. On peut ainsi — comme on le fait dans la méthode porométrique d'injection de mercure de Purcell — déterminer une valeur caractéristique, plus ou moins conventionnelle, du rayon des pores.

Quelle est la signification géométrique du « rayon des pores » puisque dans un « pore » un ménisque peut avoir une infinité de rayons? demande M. VACHAUD.

On peut, par l'analogie visée, déterminer deux valeurs extrêmes de ce rayon, répond M. THIRRIOT qui espère, dans quelques mois, pouvoir présenter un film concrétisant cette conception.

Quel usage comptez-vous faire de la dimension des pores ainsi déterminés? demande M. HOUPEURT.

Je voudrais essayer, répond M. THIRRIOT, de relier porométrie et courbe d'équilibre en faisant intervenir les moments successifs de la courbe d'équilibre par rapport à l'un ou l'autre des axes et les moments successifs de la courbe porométrique par rapport à ces mêmes axes. On peut alors, à partir de ces moments, envisager le processus inverse, c'est-à-dire, une reconstitution des graphes d'équilibre ou de porométrie en faisant intervenir des fonctions orthogonales. Il s'agit là d'un problème de développement en série convergent qu'il semble possible de résoudre en pratique.

Mais ce qui est intéressant, c'est de voir quelle est la corrélation entre les moments d'ordre successifs, c'est-à-dire entre la forme des courbes porométriques et la forme des courbes d'équilibre.

Dans la définition des courbes d'équilibre et des courbes porométriques, on peut considérer un effet « d'échelle » et un effet de forme. L'effet « d'échelle » sera déterminé par une dimension caractéristique, définie arbitrairement, mais que l'on suppose être reliée de manière à peu près univoque aux autres grandeurs caractéristiques de la morphologie du milieu.

On peut faire la même chose pour le graphe d'équilibre et pour le graphe porométrique, mais le problème est de distinguer la « forme » de « l'échelle ».

M. le Président clôt la discussion en remerciant, à nouveau, M. THIRRIOT.