

# Étude de la macroporosité des sols par des tests de perméabilité : Application d'un modèle de filtration aux sols ferrallitiques du Cameroun

François-Xavier HUMBEL\*

avec la collaboration technique de B. FARDIN  
et L.C. YOUMOU\*\*

## RÉSUMÉ

Dans les tests de perméabilité en régime saturé l'écoulement de l'eau se fait surtout à travers la macroporosité, qui a donc une fonction de transfert des fluides. La loi de Poiseuille permet de modéliser cette fonction, bien que l'écoulement laminaire et le modèle tubulaire soient peu aptes à représenter le processus de filtration dans un sol. D'ailleurs le calcul des paramètres du modèle nécessite d'autres simplifications qui éloignent encore celui-ci d'un système poral naturel.

L'observation directe de l'écoulement, ainsi que les mensurations de pores sur lames minces, sur monolithes et au champ, indiquent que la plus grande partie du débit est assurée par un petit nombre de gros tubes. Ainsi une fraction réduite de la macroporosité est concernée par cette approche.

La conductivité hydraulique tirée des tests de perméabilité, et rapportée à des mesures globales de macroporosité, renseigne cependant sur l'organisation de l'espace poral. Des répétitions à valeur statistique sont nécessaires pour englober et caractériser l'hétérogénéité naturelle des horizons. En faisant varier aussi les conditions des tests, notamment la direction du flux et le mode d'humectation, on apprécie l'anisotropie du système poral et l'irrégularité des formes des pores.

La démarche peut être uniquement comparative, mais l'interprétation est alors délicate et limitée. Le calcul des paramètres du modèle permet au contraire une confrontation directe du modèle avec les mensurations des pores, et avec le comportement hydrique du sol in situ. Mais il faut connaître la signification physique des

hypothèses introduites. En pratique on ne peut calculer que les limites de certains paramètres, comme le nombre et le rayon des tubes, en supposant connu l'ordre de grandeur, ou le sens de variation, d'autres paramètres comme la tortuosité et l'obliquité des tubes, ou le taux d'ouverture des pores.

Les données recueillies sur les sols ferrallitiques du Cameroun fournissent l'illustration de cette approche. Toutefois, comme l'hétérogénéité y est très grande et les effectifs statistiques peu importants, les résultats obtenus demanderaient à être confirmés. La différenciation zonale propre à ce milieu et mise en évidence dans un précédent article (Humbel, 1974) apparaît nettement cependant : par exemple la composante verticale de l'anisotropie décroît du sud vers le nord. Le modèle bi-diamétrique qui a été appliqué à ces sols rend assez bien compte de leur comportement saisonnier.

## ABSTRACT

In the permeability tests performed in saturated conditions, water mainly flows through the macroporosity, which acts as a transfer locus for fluids. Poiseuille's law allows to characterize this function, although the laminar flow and tubular model are not quite suited to represent a percolation process in

\* Pédologue, S.S.C. de l'ORSTOM à Bondy.

\*\* Centre ORSTOM de Yaoundé, Cameroun.

soils. Moreover, calculating the parameters of the model requires further simplifications which make the model still more different from a natural porous medium.

By observing the flow directly, as well as measuring the pores, in thin sections, or in monoliths or in field, it shows up that the larger part of the flow is carried by a small number of big pipes. Thus, only a portion of the macroporosity is concerned by this method.

The hydraulic conductivity derived from the permeability tests and referred to the global value of the macroporosity gives information, however, concerning the organisation of the poral space. Statistical repetitions are necessary to include and characterize the natural heterogeneity of soil horizons. Also, by changing the tests conditions, particularly the flux direction and wetting method, it is possible to determine the anisotropy of the poral system and the irregularity of pore shapes.

This can only be a comparative procedure, but the interpretation is difficult and restricted. On the contrary, by calculating the parameters of the models it is possible to compare directly the model with the pore measurements and the soil hydric dynamics. But the physical significance of the hypotheses introduced must be known. In fact, only the limits of some parameters such as the numbers and radii of pipes can be calculated. The ord of magnitude, or the sign of variation, of other parameters such as the tortuosity and obliquity of pipes, or the opening rate of pores, are supposed to be known.

Collected information concerning the ferrallitic soils of the Cameroons illustrate this approach. However, as the heterogeneity is very large and the statistical sample size is small, the results obtained need to be confirmed. Yet the zonality peculiar to this environment described in a previous paper clearly appears: for example the vertical component of the anisotropy decreases from South to North. A two-diameter model applied to these soils fits well their seasonal dynamics.

#### PLAN

1. Introduction
2. La méthode d'étude
  - 2.1. Approche théorique
  - 2.2. Signification des tests
  - 2.3. Démarche pratique
3. Application aux sols ferrallitiques
  - 3.1. Les sols étudiés
  - 3.2. Mesures effectuées
  - 3.3. Résultats obtenus

- 3.4. Essai de modélisation
  - 3.4.1. Formulations du modèle
  - 3.4.2. Le modèle bi-diamétrique
  - 3.4.3. Indices caractéristiques
- 3.5. Confrontation du modèle à l'observation
4. Conclusions
5. Bibliographie

## 1. INTRODUCTION

La macroporosité désigne la fraction grossière de porosité qui est occupée par de l'air dans le sol ressuy . Sa valeur  $G$  peut être obtenue à partir de la densité apparente  $d$ , de la densité de solides  $D$ , et de l'humidité pondérale à la capacité de rétention,  $h$ , par la relation:  $G = 1 - d/D - hd$ , dans laquelle  $1 - d/D$  représente la porosité totale, c'est-à-dire le volume occupé par les fluides air et eau, et  $hd$  le volume occupé par l'eau retenue (on néglige l'air piégé dans la microporosité). Les mesures de  $d$ ,  $D$  et  $h$  doivent caractériser le même échantillon ou la même maille d'hétérogénité du terrain.

Cette valeur globale  $G$  ne renseigne évidemment pas sur les formes, dimensions, orientations, distributions et connexions des pores, c'est-à-dire sur l'organisation de l'espace poral. Or ce sont ces caractéristiques qui commandent la circulation de l'air ou de l'eau. L'exploration directe de la macroporosité présente de grandes difficultés car les pores sont finement associés à la matière solide. En particulier les coupes planes, même rapprochées, ne permettent guère d'étudier les rétrécissements et les connexions des pores tubulaires, qui déterminent cependant le phénomène d'emprisonnement d'air (Gras, 1972 et 1974). De plus l'hétérogénité naturelle du sol est toujours importante et pour la circonscrire il faut des mesures qu'on puisse multiplier aisément, ou appliquer à de grands volumes. Ce n'est pas le cas des observations et mensurations directes, sur lames minces ou sur monolithes.

Par contre les tests de « perméabilité » ont cet avantage et chaque mesure fournit, par application de la loi de Darcy, une valeur de conductivité hydraulique en régime saturé permanent. Mais, du fait de l'irrégularité et de l'anisotropie du réseau poral, cette valeur dépend aussi des conditions opératoires et de la direction du gradient hydraulique. En faisant varier ces facteurs sur un même échantillon on obtiendra

donc des renseignements sur l'organisation de l'espace poral. On peut même tenter de chiffrer certains paramètres de la porosité, ou du moins ceux d'un modèle équivalent. La loi de Poiseuille relative à l'écoulement tubulaire en régime laminaire est un moyen de modéliser la filtration dans un sol, bien que le système poral de celui-ci soit différent d'un faisceau de tubes, et que le régime puisse être turbulent dans certains pores au cours des tests de perméabilité.

Les données ainsi recueillies seront moins complètes que celles qu'on pourrait tirer d'une exploration directe du volume sol, et elles ne concernent que la fraction de porosité servant effectivement à la circulation de l'eau dans les conditions des tests. Mais elles sont plus globales et donc plus représentatives. D'ailleurs la géométrie de l'espace poral est trop complexe pour être décrite synthétiquement, même si on réussissait à la reconstituer en trois dimensions.

Il paraît donc logique de demander aux mesures de conductivité hydraulique des renseignements qualitatifs sur la macro-porosité qui seraient difficiles à obtenir directement. Pour cela on compare les résultats de mesures globales de la macroporosité aux résultats de tests de perméabilité, variés par leurs conditions d'obtention, mais d'interprétation simple. Ces mesures doivent être répétées en nombre suffisant pour couvrir l'hétérogénéité naturelle du milieu étudié (approche statistique).

Les sols ferrallitiques du Cameroun fournissent l'illustration de cette approche bien que la collecte des données n'ait pas été organisée dans ce but. Le modèle de l'écoulement tubulaire de Poiseuille leur a été appliqué : sa confrontation avec le comportement du sol et avec l'observation de lames minces et de monolithes montre l'intérêt et les limites de cette tentative.

## 2. LA MÉTHODE D'ÉTUDE

### 2.1. Approche théorique

#### 2.1.1. COMPLEXITÉ DE L'ÉCOULEMENT DANS LE SOL

Au début d'une mesure de conductivité hydraulique en régime « saturé », la macroporosité, et même la microporosité, peuvent contenir de l'air. Une partie de cet air reste emprisonné pendant la mesure. Il est divisé en petits volumes dont la répartition dépend de l'état initial et des conditions opératoires (Gras 1974).

Les différents « effets d'air » qu'il provoque modifient l'écoulement de l'eau de gravité (Morel-Seytoux 1973). Ainsi la conductivité hydraulique ne dépend pas seulement de l'organisation de l'espace poral mais aussi des conditions de mesure. L'eau en mouvement est en contact, selon les endroits, soit avec des parois solides de mouillabilités variées : squelette quartzeux, plasma argileux ou hydroxydique, argilanes, organanes, etc. (Brewer 1964), soit avec des volumes d'eau immobiles, soit avec des volumes d'air offrant leur propre résistance visqueuse à l'écoulement.

Lorsque la capacité de rétention du sol est satisfaite par l'humectation, le potentiel matriciel est négligeable devant le potentiel gravitaire, qui règle alors seul le mouvement de l'eau. Le régime permanent est atteint. Son débit moyen, qui dépend de la viscosité de l'eau et du gradient hydraulique appliqué, est donné par la loi de Darcy. Mais la vitesse réelle de circulation des particules d'eau diffère en chaque point : elle est déterminée par la configuration des veines liquides et par les forces existant sur leurs bords (Hillel 1974).

La loi de Poiseuille indique que le débit à travers un tube cylindrique de paroi lisse et homogène est, en régime laminaire, proportionnel à la puissance quatrième du rayon. Ainsi les gros pores « ouverts » fournissent l'essentiel de l'écoulement mesuré, leur section efficace étant cependant celle des rétrécissements qu'ils présentent. Mais le débit dépend aussi de la longueur de chaque rétrécissement, et de sa profondeur sous le plan d'eau superficiel. En outre les rugosités et les irrégularités des pores font que le régime d'écoulement peut être turbulent, au moins dans les plus gros pores.

#### 2.1.2. LA SIMPLIFICATION ADOPTÉE

En schématisant à l'extrême on va considérer ici que l'écoulement est limité à la macroporosité et que celle-ci a deux *fonctions* distinctes pendant les tests : le *transfert* de l'eau par gravité, et le *stockage* des fluides air et eau. La loi de Poiseuille relative à l'écoulement tubulaire servira à *modéliser la fonction transfert en termes dimensionnels*, comme la loi de Laplace pour la rétention en milieu capillaire. La référence à la loi de Poiseuille signifie que l'on schématise la porosité de transfert par des tubes lisses de section régulière, de parois à mouillabilité uniforme, et reliant dans l'échantillon deux faces opposées, perpendiculaires au flux (fig. 1). Elle implique aussi que l'écoulement y est laminaire, non turbulent. Elle convient à des tubes obliques par rapport à la direction du gradient, et on considérera qu'elle est compatible avec une tortuosité modérée des tubes.

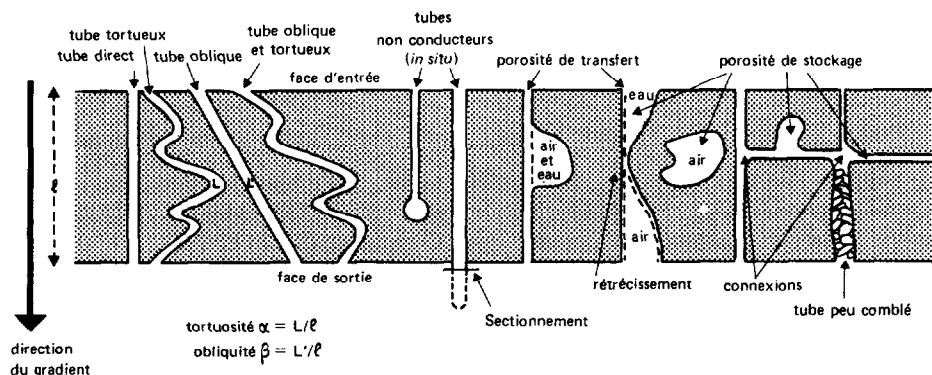


FIG. 1. — Formes et fonctions des macropores, schématisées.  
Schematized shapes and functions of the macropores.

La fonction transfert a pour support de modélisation l'écoulement tubulaire en régime laminaire, mais elle n'a pas l'exclusivité du modèle tubulaire. En effet la fraction de porosité ayant fonction de stockage n'est pas constituée uniquement de pores fermés : elle comprend notamment les tubes ouverts mais ne débouchant pas à la face inférieure de l'échantillon, ou obstrués par de l'air piégé. Elle comprend même une partie des tubes conduisant l'eau car le régime laminaire réalise le débit maximum possible dans un tube : chaque tube du modèle a un rayon inférieur, ou au plus égal, à celui du tube réel qu'il représente.

Cette modélisation introduit un paramètre *d'anisotropie* du milieu car les gradients, et donc les flux qu'ils provoquent, ont un caractère *directionnel*. Elle tient compte des rétrécissements des tubes, mais non des variations de mouillabilité de leurs parois : une diminution locale de celle-ci ayant l'effet d'un rétrécissement sur l'emprisonnement d'air (GRAS 1972) ce type d'hétérogénéité du milieu est donc traduit en termes géométriques et englobé dans l'effet « rétrécissement ».

### 2.1.3. PARAMÈTRES ET ÉQUATIONS DU MODÈLE

Il est difficile de prévoir la perméabilité d'un massif poreux complexe dont on connaît la géométrie, même en régime saturé (Gardner 1974). Dédire inversement celle-ci d'une mesure de perméabilité est, a fortiori, impossible. Il existe toutefois deux relations entre les paramètres du modèle tubulaire précédent et les mesures globales de la porosité et de la perméabilité :

— La loi de Poiseuille qui, rapportée au coefficient  $k$  de conductivité hydraulique de la loi de Darcy, et à des tubes obliques et tortueux, indique que le flux est proportionnel à la puissance quatrième du rayon  $r$  des tubes conducteurs de l'eau, à leur nombre  $n$  par unité de surface (d'entrée ou de sortie), et inversement proportionnel à leur tortuosité  $\alpha$  et à leur obliquité  $\beta$  (fig. 1), soit en unités CGS\* et pour une pression d'eau à l'entrée des tubes égale à la pression atmosphérique (gradient hydraulique égal à 1) :

$$k = \frac{978 \pi}{8 \mu} \sum_{i=1}^j \frac{n_i^4 r_i}{\alpha_i \beta_i}$$

$\mu$  étant la viscosité du fluide utilisé (0,01 poise pour l'eau à 20 °C) et  $i$  les nombres entiers désignant chaque classe de tubes ayant même rayon  $r_i$ , même tortuosité  $\alpha_i$  et même obliquité  $\beta_i$  (distribution groupée en  $j$  classes).

— L'équation du volume qui lie la macroporosité  $G$  à ses deux composantes fonctionnelles, l'une,  $v$ , ayant globalement fonction de stockage\*\*, l'autre  $\pi \sum \alpha_i \beta_i n_i r_i^2$  ayant fonction de transfert (volume des tubes conducteurs) :

$$G = v + \pi \sum_{i=1}^j \alpha_i \beta_i n_i r_i^2.$$

\* A l'équateur l'accélération de la pesanteur est de 978 cm/s<sup>2</sup>.

\*\* On dira pour simplifier que la porosité est plus ou moins « fermée » ou « ouverte » selon les valeurs du rapport  $v/G$ , mais dans un sens différent de celui donné par Gras à la « porosité ouverte ».

Le système formé par ces deux équations ayant  $1 + 4j$  inconnues est impossible à résoudre, même pour  $j = 1$ . Le modèle devra donc être encore simplifié.

2.1.4. ADAPTATION AU MILIEU NATUREL

L'écoulement dans le sol ne s'effectue pas seulement par des tubes, même irréguliers, tortueux, obliques et connectés. Il utilise aussi des vides planaires, des vides d'assemblage, etc. Mais la modélisation précédente tient compte à sa façon de cette irrégularité des pores. Celle-ci se répercute à l'échelle globale par ce qui apparaît comme deux caractéristiques essentielles du milieu naturel, l'hétérogénéité et l'anisotropie. Le modèle doit pouvoir les intégrer.

Hétérogénéité

On constate habituellement une grande dispersion des résultats de mesure de conductivité hydraulique in situ. Cette dispersion s'explique par la combi-

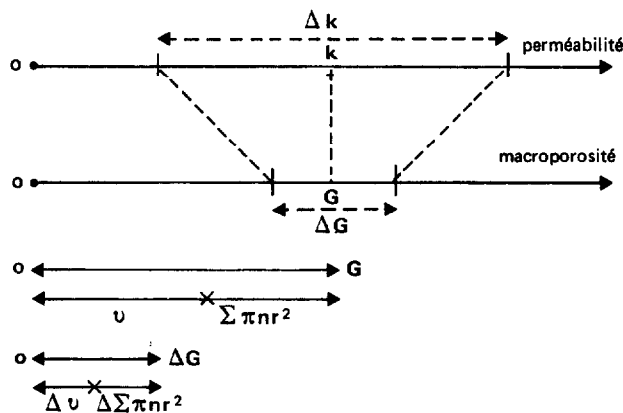


FIG. 2. — Relations entre  $k$ ,  $G$ , et  $v$ .  
Connections between  $k$ ,  $G$  and  $v$ .

Si la taille de l'échantillon n'atteint pas celle de la maille d'hétérogénéité naturelle (fig. 3), on obtient un couple différent de valeurs  $k$  et  $G$  pour chaque échantillon. Les répétitions statistiques renseignent alors sur la distribution et donnent, par réduction des données, une valeur centrale qu'on notera simplement  $k$  ou  $G$ , et un indice de dispersion noté  $\Delta k$  ou  $\Delta G$ . Les paramètres du modèle sont les valeurs de  $v$ ,  $\alpha_i$ ,  $\beta_i$ ,  $n_i$  et  $r_i$  dans l'échantillon central et les variations  $\Delta v$ ,  $\Delta \alpha_i$ ,  $\Delta \beta_i$ ,  $\Delta n_i$  (ou  $\Delta r_i$ ) de ceux-ci sur une

raison suivante :

— Les plus gros conduits assurent l'essentiel du débit.

— Leur répartition est la plus irrégulière.

Ainsi, lorsque le gradient hydraulique est égal à 1, l'ajout par  $dm^2$  de terrain d'un seul tube de rayon : 0,1 mm augmente le débit de 0,014 cm/h et la porosité de 0,0003 % ;

0,5 mm augmente le débit de 8,7 cm/h et la porosité de 0,078 % ;

1,0 mm augmente le débit de 138,7 cm/h et la porosité de 0,03 % ;

2,0 mm\* augmente le débit de 2 219 cm/h et la porosité de 0,13 %.

Si le tube présente une tortuosité  $\alpha$  le débit doit être divisé par  $\alpha$ , du fait de l'allongement du trajet, et la porosité multipliée par  $\alpha$ . Il en est de même si le tube présente une obliquité  $\beta$ . Par exemple lorsque  $\alpha$  passe de 1 (trajet direct) à  $\pi/2$  (contournement de sphères) le rapport  $k/G$  est divisé par 2,5.

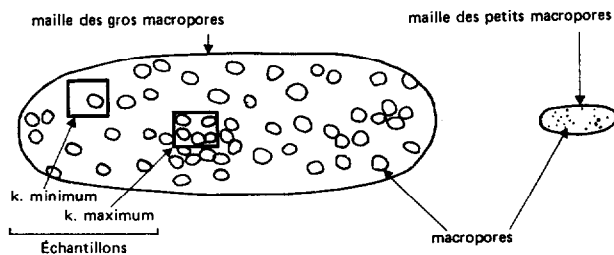


FIG. 3. — Echantillonnage et mailles d'hétérogénéité naturelle.  
Sampling and scales of the natural heterogeneity.

certaine étendue de la dispersion (fig. 2). Quatre équations les relient alors aux paramètres mesurés  $k$ ,  $G$ ,  $\Delta k$ , et  $\Delta G$  (chap. 3.4.1.) : cette modélisation de la dispersion suppose que  $G$  et  $k$  varient dans le même sens d'un échantillon à l'autre d'un même horizon, et qu'ainsi l'échantillon le plus poreux est aussi le plus perméable, et inversement.

\* L'écoulement n'est plus forcément laminaire dans un tube, mais ce débit s'observe dans les sols étudiés.

### Anisotropie

L'anisotropie de la fonction transfert est exprimée globalement par les différences de valeur de  $k$  selon la direction du gradient hydraulique appliqué. Ces différences sont reportées par le calcul sur les paramètres du modèle, et en particulier sur la porosité de stockage  $v$ . La quantité  $1 - v/G$  caractérise globalement ce qu'on appellera « le taux d'ouverture » de la macroporosité, qui commande le flux de fluide, et dont les variations directionnelles peuvent servir à caractériser l'orientation du réseau poral. Mais si l'anisotropie est faible on peut reporter celle-ci uniquement sur l'obliquité  $\beta$  des tubes servant au transfert (fig. 1 et chap. 3.4.1.).

## 2.2. Signification des tests

### 2.2.1. OBTENTION DE $k$

Les tests de perméabilité dont il est question ici sont ceux qui consistent à faire circuler de l'eau dans un système poral naturel, sous l'action et dans la direction d'une différence de potentiel gravitaire, et à mesurer le débit obtenu en régime saturé permanent. La loi de Darcy permet d'exprimer ce débit indépendamment de l'aire de mesure et du gradient hydraulique, en calculant le coefficient de conductivité hydraulique  $k$ . Une correction de température rend  $k$  indépendant aussi de la viscosité de l'eau. Si l'on désigne la hauteur de l'échantillon par  $h$ , l'épaisseur de la lame d'eau en surface par  $e$ , la viscosité de l'eau à 20 °C par  $\mu_{20}$ , et à la température de mesure par  $\mu_t$ , et si  $Q/S$  représente le débit obtenu par unité de surface,  $k$  est donné par la relation :

$$k = \frac{Q}{S} \times \frac{h}{h+e} \times \frac{\mu_t}{\mu_{20}}$$

Dans la *méthode in situ* Muntz il y a incertitude sur la valeur de  $h$ , épaisseur de sol saturé concernée par l'écoulement. On fixe  $e = 3$  cm et on considère le gradient hydraulique  $(h+e)/h$  égal à 1. En fait  $e$  n'est pas négligeable devant  $h$ , et  $k$  est légèrement surestimé. Par ailleurs, l'enceinte de mesure est entourée d'un anneau de garde plus grand dans lequel on peut aussi mesurer  $k$  : les différences obtenues peuvent être interprétées en termes de succion matricielle latérale, d'anisotropie, de piégeage d'air ou de maille d'hétérogénéité.

Dans les *mesures directionnelles*, effectuées sur échantillons isolés du sol par un sectionnement cubique, on

peut calculer exactement le gradient hydraulique appliqué et choisir la direction du flux. Ces tests permettent donc d'étudier l'anisotropie et aussi, on va le voir, l'irrégularité du réseau poral.

### 2.2.2. ETUDE DE L'IRRÉGULARITÉ DE LA FORME DES PORES

On sait que les conditions opératoires des tests modifient le résultat de la mesure et que les différences obtenues proviennent des irrégularités du réseau de pores. Deux aspects sont à considérer spécialement : les relations de l'échantillon avec l'extérieur et son mode d'humectation préalable :

1. *Relations avec l'extérieur.* Dans les mesures Muntz le volume concerné est mal défini, surtout sa hauteur, et il subit la succion matricielle de la terre encaissante. S'il n'y a pas de possibilité d'écoulement latéral, une couche sous-jacente moins perméable peut modifier le débit.

Dans les mesures directionnelles, l'échantillon est isolé du sol par des sectionnements dont les effets sont multiples :

- suppression des contraintes naturelles de pression, d'où une possibilité de foisonnement par relaxation, puis par humectation, ce qui modifie la forme des pores ;

- suppression de la succion matricielle éventuelle du terrain alentour ;

- introduction d'eau par la face d'entrée dans des pores qui, in situ ou pour d'autres plans de découpe, auraient eu fonction de stockage ;

- sectionnement sur la face de sortie de pores en cul de sac, ou rétrécis, d'où augmentation du débit ;

- si la face de sortie est libre ralentissement du débit des capillaires par effet d'air, c'est-à-dire par accroissement des interfaces avec l'air.

L'*effet-sectionnement* est donc complexe. Cependant si l'échantillon est contenu latéralement par un cadre rigide, le gonflement ne peut s'exercer que dans la direction verticale, comme en mesure Muntz. De même si l'échantillon est perméable le ralentissement du débit par effet d'air sur la face de sortie est négligeable en valeur relative. Ainsi un résultat de mesure directionnelle verticale DV supérieur à un résultat Muntz portant sur le même échantillon (ou la même maille d'hétérogénéité), le mode d'humectation préalable étant le même par ailleurs, s'explique, en terrain drainé, par le sectionnement de pores qui étaient fermés in situ.

2. *Humectation initiale.* L'échantillon directionnel peut être préalablement saturé d'eau par une humectation per ascensum, donc dans le sens opposé à celui du flux de mesure. Dans ce cas il semble que l'évacuation de l'air soit plus complète et le débit augmenté : en effet l'air piégé par les rétrécissements et connexions rencontrées dans un sens, sera partiellement chassé dans l'autre. La différence entre une mesure DV effectuée avec ce double flux et une mesure Muntz portant sur le même échantillon renseigne donc à la fois sur l'irrégularité et l'ouverture du réseau poral in situ.

REMARQUE : Dans ces tests l'apport d'eau n'est pas généralisé à l'interfluve comme sous une averse, ce qui facilite l'échappement de l'air, mais il est plus brutal. Par ailleurs, en surface, la submersion fait, dans le test, participer à l'infiltration des pores débouchant dans des positions hautes du micro-relief et qui peuvent être hors d'eau in situ. Ces tests ne reproduisent donc pas exactement les conditions naturelles de circulation de l'eau, même si la saturation est également réalisée dans celles-ci. Ils peuvent donc difficilement servir à prévoir le ruissellement.

### 2.2.3. ETUDE DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ SPATIALE

La dispersion des résultats obtenus par un même test en différents points d'un même horizon provient, dans le schéma adopté, de l'inégale répartition des pores conducteurs ou (et) de la diversité de leurs rayons. Cette hétérogénéité est une caractéristique du milieu naturel. Mais elle dépend aussi de l'échelle de la mesure car, pour des raisons pratiques, et plus particulièrement en milieu perméable gros consommateur d'eau, le volume concerné par la mesure reste inférieur à la maille de cette hétérogénéité naturelle (fig. 3). On explore donc le terrain par des répétitions statistiques dont la moyenne arithmétique tend, lorsque le nombre de résultats augmente, vers ce qu'on peut considérer comme la « perméabilité en grand » du milieu.

Dans les sols tropicaux étudiés au chapitre 3 l'étendue de la dispersion des valeurs de  $k$  est même très importante. Ces sols étant épais et les mesures coûteuses, on a donc pour chaque horizon à la fois un faible effectif statistique et une grande dispersion. Il faut cependant tenir compte de toutes les valeurs pour caractériser complètement la macroporosité. La courbe des valeurs ordonnées de  $k$  présente souvent une rupture de pente plus ou moins nette entre deux branches inégalement inclinées (fig. 8). La branche courte étant la plus pentue et correspondant aux valeurs élevées, la moyenne  $my$  est supérieure à la médiane  $mé$ . L'observation montre que cette distribution dissymétrique est due plus souvent à la pré-

sence et à la répartition irrégulière de quelques gros tubes qu'à des concentrations locales exceptionnelles de plus petits. Les pores tubulaires du sol ont des rayons très variés, comme les tailles des fousseurs ou des racines qui en forment une grande partie.

### 2.2.4. ETUDE DE L'ANISOTROPIE DE LA FONCTION TRANSFERT

Deux directions d'écoulement ont une importance particulière puisqu'elles correspondent à des flux naturels possibles : la *verticale descendante* et l'*oblique vers l'aval*. La différence entre la conductivité verticale DV et les conductivités horizontales DO caractérise l'anisotropie de la fonction transfert :

—  $DV > DO$  indique une meilleure ouverture du système poral dans la direction où s'exerce le potentiel gravitaire naturel ;

—  $DO > DV$ , avec DO isotrope, indique un espace poral plus ouvert dans le plan horizontal, c'est-à-dire dans le plan de la différenciation en horizon pédologique ;

—  $DO_{aval} > DO_{courbe}$  de niveau, indique que la porosité est mieux ouverte dans la direction convenant à un drainage oblique.

Toute *interprétation* de cette anisotropie en termes de porogénèse ou de circulation naturelle des fluides est délicate et ne peut être tentée que si les différences sont importantes et se répercutent sur la moyenne et la médiane :  $DV > DO$  pourrait témoigner d'une dynamique verticale de l'agent responsable des perforations, eau, racine ou animal ;  $DO_{isotrope} > DV$  signifier au contraire que cet agent prospecte l'horizon en quête d'eau, d'air, d'élément chimique, de nourriture vivante, etc. Mais il importe de déterminer aussi à quel fluide, air ou eau, sert in situ la macroporosité étudiée ici par de l'eau, car le facteur de porogénèse ne détermine pas la fonction actuelle du pore, et celle-ci peut être complexe.

## 2.3. Démarche pratique

### 2.3.1. ETUDE COMPARATIVE

Dans chaque milieu étudié on compare d'abord les valeurs de  $k$  données par un test de perméabilité à celles de la macroporosité  $G$  tirée des mesures de  $d$ ,  $D$  et  $h$  : on considère successivement une valeur centrale (la moyenne arithmétique  $my$  ou la médiane

mé), qu'on notera simplement  $k$  et  $G$ , un indice de dispersion (l'interquartile ou l'écart-type), qu'on notera  $\Delta k$  et  $\Delta G$ , enfin le type de distribution. Puis on compare les résultats de différents tests entre eux, par exemple les mesures DV et DO, les mesures DV et Muntz, les mesures Muntz-garde et Muntz-centre, etc.

### 2.3.1.1. Comparaison entre $k$ et $G$

*Premier exemple:  $k$  est grand et  $G$  petit:* on a un petit nombre de gros tubes et la porosité est relativement ouverte.

Si en outre  $\Delta k$  est grand et  $\Delta G$  petit: les tubes sont irréguliers en taille et répartition mais peu connectés ou peu tortueux ou peu rétrécis.

Si en outre la distribution est, pour  $k$  dissymétrique et pour  $G$  symétrique: l'échelle de mesure est très inférieure à la maille d'hétérogénéité des gros tubes.

*Deuxième exemple:  $k$  est grand et  $G$  est grand:* on a soit un grand nombre de tubes, soit une porosité fermée importante et un petit nombre de gros tubes.

Si en outre:  $\Delta k$  est grand et  $\Delta G$  petit on a une porosité fermée et un petit nombre de gros tubes. Ceux-ci sont irréguliers en taille et (ou) répartition. Ils sont d'autant plus gros qu'ils sont tortueux, connectés et rétrécis.

Si au contraire  $\Delta G$  est grand tous les pores sont irréguliers et plus ou moins connectés.

*Troisième exemple:  $k$  est petit et  $G$  est petit:* le milieu est à la fois compact et pauvre en grosses perforations, c'est-à-dire que sa porosité est fine.

Si en outre:  $\Delta k$  est grand et  $\Delta G$  petit: le milieu peut être finement fissuré à une échelle très supérieure à celle de la mesure, ou bien exceptionnellement compact avec quelques perforations irrégulièrement espacées.

Si en outre:  $k$  et  $G$  sont symétriques: une fissuration à maille large et régulière est probable.

*Quatrième exemple:  $k$  est petit et  $G$  grand:* si la porosité n'est pas fine elle est cependant fermée, avec des pores tortueux et (ou) rétrécis c'est-à-dire irréguliers. Les connexions sont nombreuses si le piégeage d'air est important. Mais la porosité peut être aussi fine et régulière.

Si en outre:  $\Delta k$  petit et  $\Delta G$  grand: la porosité n'est pas fine mais fermée et très irrégulière.

### 2.3.1.2. Comparaison entre tests Muntz, DV et DO

— DV > DO avec  $my > mé$  indique une ouverture de la porosité grossière dans le sens vertical descendant. Si  $k$ -Muntz n'est pas très supérieur à l'intensité des averses la saturation peut être atteinte, sur une épaisseur qui dépend de la durée des averses et de la porosité disponible, et la fonction sinferte est alors utilisée pour le drainage naturel. Sinon au moins le centre des plus gros tubes reste en air. Si le milieu est peu ouvert un ralentissement du drainage par emprisonnement d'air est possible.

— DO > DV indique une ouverture de la porosité soit dans tout le plan horizontal soit seulement dans une direction de celui-ci: il faut comparer alors au moins deux directions de DO, l'aval et la courbe de niveau par exemple. Si DO  $\gg$  Muntz, les pores servant au transfert dans le test DO sont en réalité fermés in situ. Si  $my \neq mé$  en DO et si DO  $\neq$  Muntz la porosité est au contraire susceptible d'assurer un écoulement latéral préférentiel à l'air ou à l'eau.

— DV > Muntz, dans les mêmes conditions d'humectation, indique que certains pores normalement fermés ou rétrécis in situ ont été sectionnés par le prélèvement. Si l'échantillon DV a été préalablement humecté per ascensum (double flux) cette inégalité peut aussi indiquer que les pores sont irréguliers en forme c'est-à-dire qu'ils comportent rétrécissements, évasements, connexions.

REMARQUE: Il est difficile de fixer en valeur absolue ce qu'est une perméabilité ou une macroporosité « grande » ou « petite » ni pour quelle valeur une différence entre tests, ou entre moyenne et médiane, devient significative. La démarche précédente doit donc surtout servir à des comparaisons entre sols ou entre horizons peu différents.

### 2.3.2. ETUDE QUANTITATIVE

Cette approche repose sur le calcul des paramètres de modèles tubulaires aptes à représenter la fonction transfert de la macroporosité. Pour cela on fait subir aux deux équations générales présentées au chapitre 2.1.3. différentes simplifications dont on connaît la signification physique et qui paraissent justifiées. Les hypothèses qui sont incluses dans le modèle sont, à ce stade:

— On peut séparer par l'esprit une porosité de stockage (caractérisée globalement) d'une porosité de transfert dans laquelle l'écoulement est tubulaire et laminaire.



— Perméabilité et macroporosité croissent dans le même sens au sein de la série d'échantillons caractérisant une station.

— La même distribution des pores en classes (de rayon, tortuosité et obliquité) peut être appliquée à tous les échantillons, et la dispersion des paramètres mesurés ( $k$  et  $G$ ) être reportée seulement sur certains d'entre eux, comme le nombre de tubes ( $\Delta ni$ ).

Ces simplifications étant encore insuffisantes pour calculer tous les paramètres on préfère laisser certains d'entre eux indéterminés et calculer les intervalles de variation des autres (paramètres-limites). Les mensurations directes permettent éventuellement d'ajuster les paramètres indéterminés.

Les autres simplifications sont propres à chaque milieu : dans les sols étudiés ni l'hypothèse de l'unicité des rayons (classe unique) ni l'hypothèse d'une porosité de stockage constante n'ont pu être retenues. Les hypothèses adoptées concernent le sens de variation, en fonction du rayon, du taux d'ouverture des pores et des classes de porosité. Un modèle bidiamétrique simple a paru convenir.

### 3. APPLICATION AUX SOLS FERRALLITIQUES

#### 3.1. Les sols étudiés

Les profils pédologiques utilisés ici proviennent d'un ensemble de 10 toposéquences échelonnées du

sud-ouest (Douala) au nord (Ngaoundéré) du domaine ferrallitique au Cameroun. En suivant cette ligne, le climat passe d'un régime de mousson (Douala) à un régime sub-équatorial avec deux saisons pluvieuses par an (Yaoundé, Centre-Sud) puis à un régime tropical humide d'altitude sur le plateau de l'Adamaoua (SUCHEL, 1972). La végétation change aussi, de la forêt dense à une forêt semi-ombrophile juxtaposée à des savanes, puis à la savane généralisée aux interfluves. La couleur du sol se modifie également, du jaune dans le sud et le sud-ouest au rouge dans le centre et le nord. Toutefois ces changements de régime climatique, de couverture végétale et de couleur du sol ne coïncident pas et ils s'effectuent d'une manière complexe par des juxtapositions et des récurrences de faciès (fig. 4).

Toutes ces toposéquences sont composées de sols épais, meubles et argileux, en sommet d'interfluve au moins. Les profils présentés ici sont situés en haut de versant (sauf les 2 profils cités en 3.3.3.) et sous végétation non cultivée. Ils sont bien drainés dans les mètres supérieurs, même en saison de pluies et le drainage externe de l'interfluve est assuré par des dénivelées de 20 à 30 m.

— Leur complexe absorbant, formé principalement de kaolinite, d'oxydes hydratés, et en surface de matière organique, est fortement désaturé en cations échangeables. L'échelonnement du sud-ouest au nord et les principales caractéristiques de six toposéquences sont données dans le tableau 1.

TABLEAU I

Caractéristiques des toposéquences de sols

Nom	Climat*	Pluies en mm	Végétation	Matériau	Couleur	% argile en B	Etude jusqu'à
KOM .....	M	2 200	forêt	arg. sableuse	jaune	42	6 m
OTT .....	SE	1 550	forêt	granite	jaune	60	6 m
MEDAL** .....	SE	1 600	savane	embrechite	rouge	72	9 m
GOY .....	t	1 550	forêt	micaschiste	rouge	64	6 m
RM .....	TH	1 600	savane	granite	rouge	65	5 m
NGD*** .....	TH	1 575	savane	granite	rouge	60	4 m

\* M : mousson - SE : sub-équatorial - t : transition avec TH : tropical humide.

\*\* Forêt en MEDAL 3.

\*\*\* Basalte, forêt claire et 80 % d'argile en NGD 256.

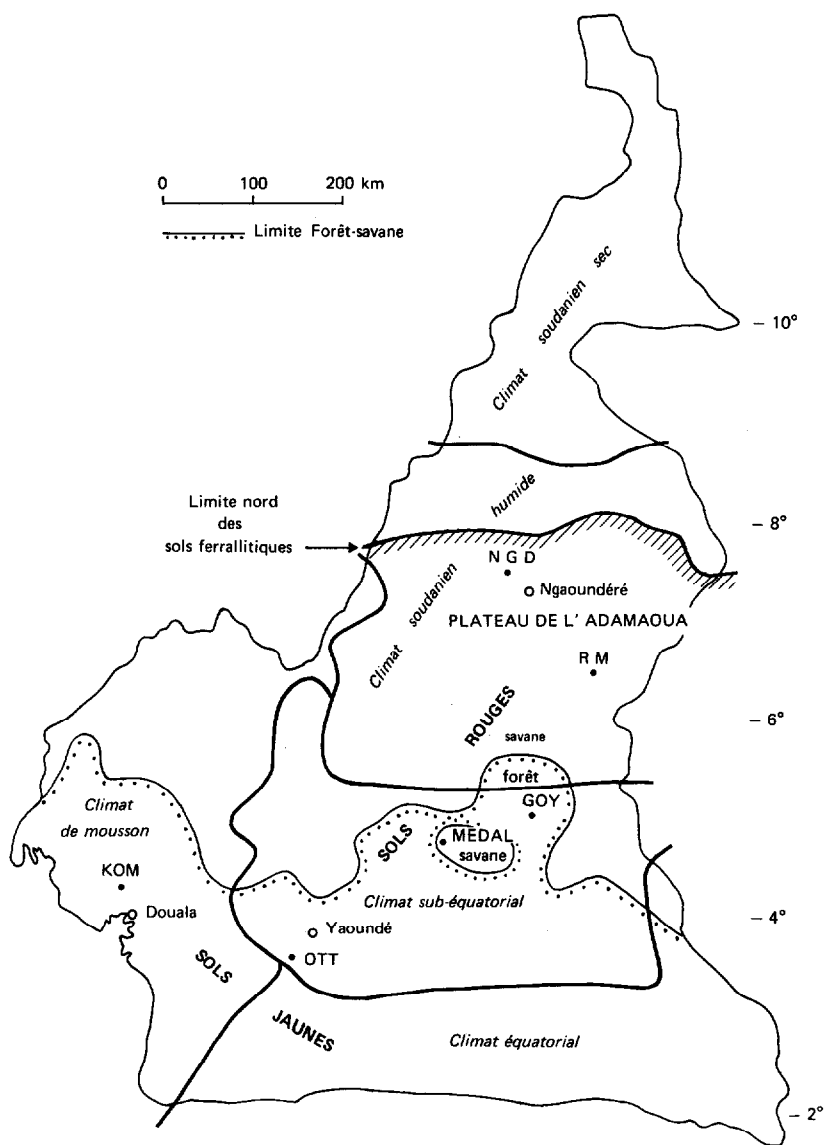


FIG. 4. — Situation des profils cités. Principaux régimes climatiques.  
 Location of studied profiles. Main climatic regimes.

L'étude des sols de cette séquence climatique révèle une importante variation zonale de plusieurs caractères d'organisation du sol, variation qui contraste avec la constance des caractères géochimiques et minéralogiques de ce milieu ferrallitique. Parmi ces caractères d'organisation on note l'individualisation de pseudo-particules de différentes tailles dans les sols rouges et aussi le développement d'un horizon compact qui est de plus en plus accusé, mince et superficiel vers le nord. Cet horizon devient alors sec et cohérent, ce qui modifie les conditions d'infiltration et d'érosion, car il isole et protège les ferrallites meubles sous-jacentes. Sous la forêt humide du sud les horizons supérieurs sont au contraire poreux et fragiles, humifères et perméables. La différenciation du haut des profils s'organise donc entre deux pôles,

l'un humide et allégé sous les forêts du sud, l'autre sec et compact sous les savanes du nord (HUMBEL, 1974).

### 3.2. Mesures effectuées

#### 3.2.1. OBTENTION DE $G$

—  $G$  est obtenu par la relation  $G = 1 - d/D - hd$ : La densité de solide  $D$  a été obtenue au pycnomètre sur des prises échantillonnées de terre tamisée, séchée à 105°. La densité apparente a été mesurée au densitomètre à membrane sur des volumes de 500 à 1 000 cm<sup>3</sup>. L'humidité  $h$  est l'humidité moyenne de saison des

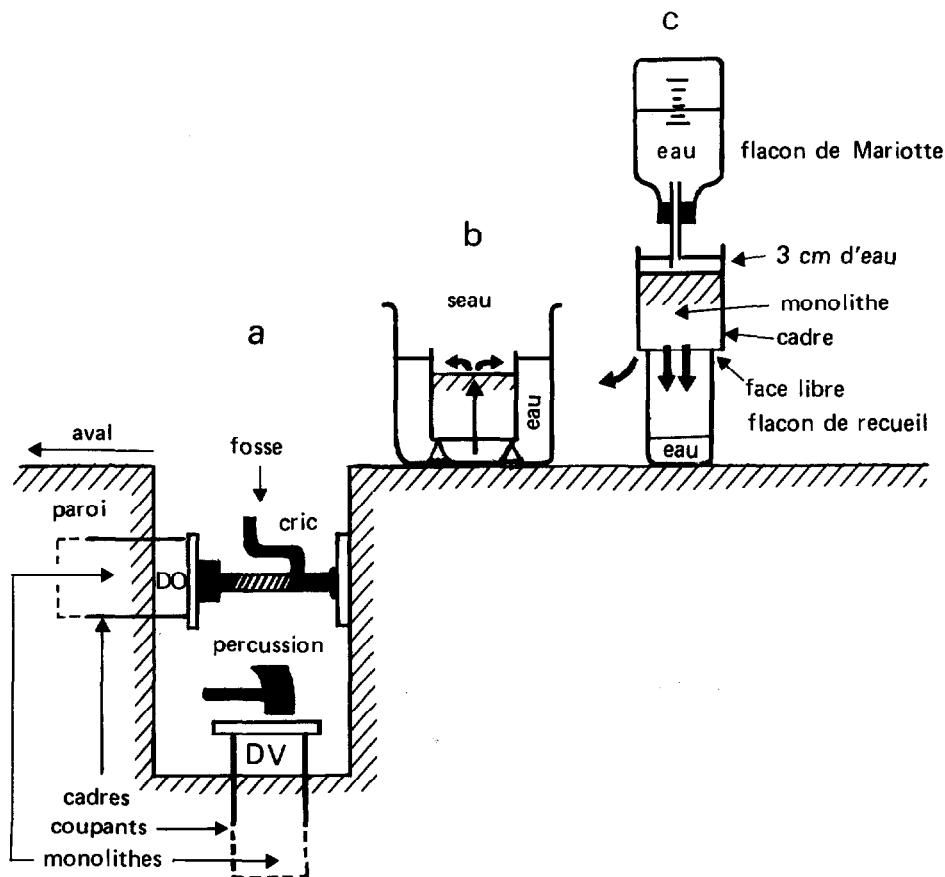


FIG. 5. — Mesures directionnelles a) prélèvement du monolithe, b) humectation « per ascensum » c) mesure de débit.  
Directional measures a) taking of the monolith b) Moistening « per ascensum » c) flow measurement.

pluies, mesurée par la méthode gravimétrique sur des prises de  $100 \text{ cm}^3$  environ prélevées à la tarière ; la capacité de rétention est alors vraisemblablement un peu dépassée :  $G$  représente donc plus exactement la capacité moyenne en air du sol en saison des pluies que la macroporosité.

—  $\Delta G$  est l'interquartile des valeurs de  $G$  ainsi calculées. Comme les variations  $\Delta h$  de  $h$  et  $\Delta D$  de  $D$

sont faibles devant celles  $\Delta d$  de  $d$ , alors  $\Delta G$  est peu supérieur à  $(h+1/D) \Delta d$ .

### 3.2.2. OBTENTION DE K

La perméabilité Muntz a été mesurée dans une enceinte de  $250 \text{ cm}^2$  de section enfoncée dans le sol de 5 cm, sous charge d'eau de 3 cm et avec un anneau

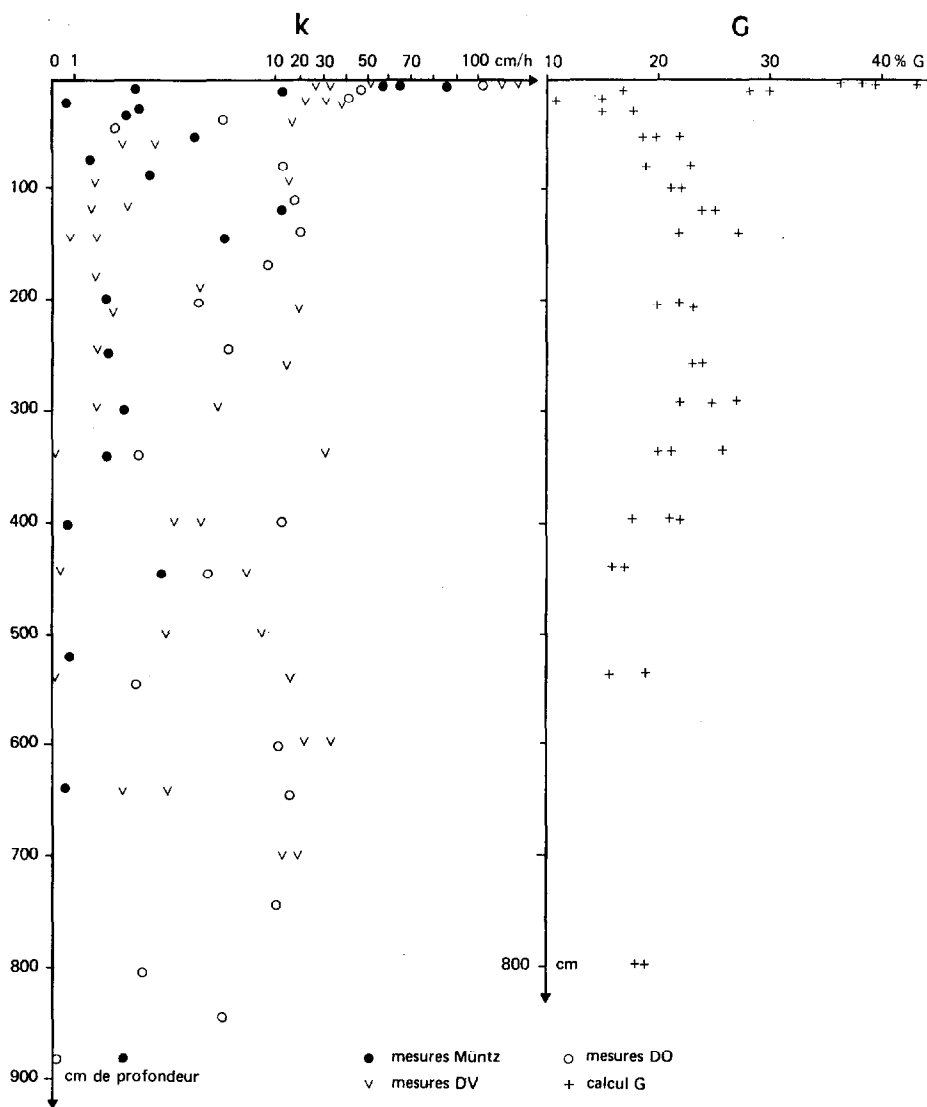


FIG. 6. — Profil MEDAL 1 : perméabilité  $k$  et macroporosité en fonction du paramètre profondeur.  
 MEDAL 1 Profile : conductivity and macroporosity as a function of the depth parameter.

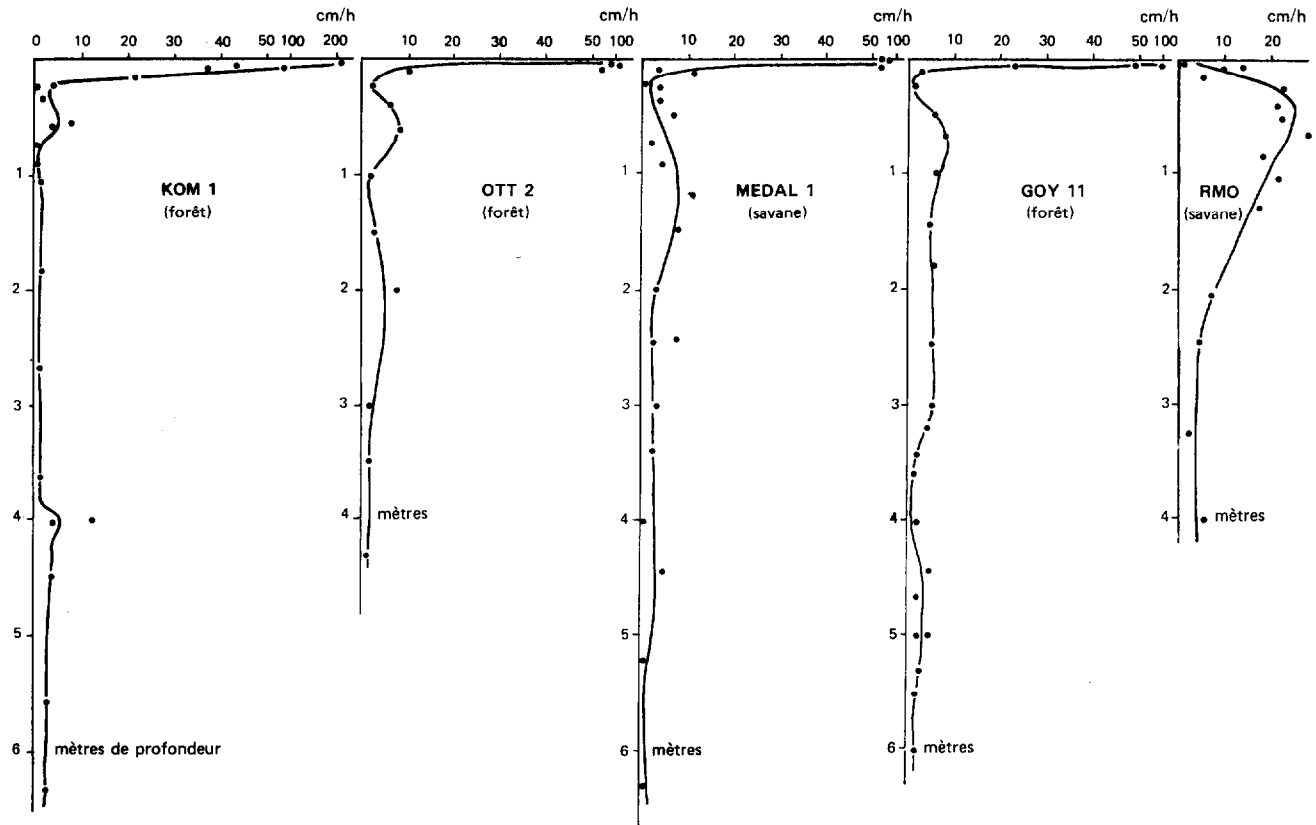


FIG. 7. — Perméabilités : mesures Muntz, profils verticaux. De gauche à droite, accentuation de la saison sèche.  
*Muntz permeability results, vertical curves, from left to right, the dry season is increasing.*

de garde de section  $2\ 500\ \text{cm}^2$ . Le gradient hydraulique a été pris égal à 1 et une correction de température effectuée (facteur correctif allant de  $1,2$  à  $13^\circ$  à  $0,8$  à  $30^\circ$ ). Le régime permanent est atteint rapidement sur sol humide et ne se modifie pas ensuite (1), même lorsque les couches sous-jacentes sont moins perméables. Les mesures ont été faites généralement en saison des pluies. En surface, où la filtration est très rapide et la porosité très hétérogène, des tests de manipulation plus simple ont été effectués, avec 20 répétitions : pas d'anneau de garde, charge décroissant de  $12$  à  $0\ \text{cm}$  pendant la mesure. Le gradient hydraulique a été pris égal à 2, après comparaison avec des mesures Muntz.

Les perméabilités directionnelles DV et DO-aval

(1) Sauf si l'on interrompt momentanément l'alimentation en eau, ce qui fait entrer de l'air.

(fig. 5) ont été effectuées sur des cubes de  $16\ \text{cm}$  de côté, prélevés et contenus dans des cadres métalliques à bord coupant et parois graissées, enfoncés au cric (DO) ou par percussion (DV). Une humectation per ascensum a été effectuée préalablement à la mesure de débit per descensum. L'absence d'effet de bordure a été contrôlée par recueil de l'eau percolée à la base de l'échantillon, dans un récipient de section moindre, ou dans un partiteur. La charge hydraulique et la température étant connues on a pu calculer  $k$ , conductivité à l'eau à  $20^\circ$ .

Toutes ces mesures ont été réalisées à des profondeurs différentes, échelonnées de haut en bas des profils car on a d'abord étudié l'influence du paramètre profondeur sur l'écoulement (fig. 6 et 7). Les résultats ont montré que le facteur horizon pédologique avait seul une influence décelable. Les mesures précédentes ont alors été regroupées pour caractériser globalement chaque horizon, et traitées comme des répétitions

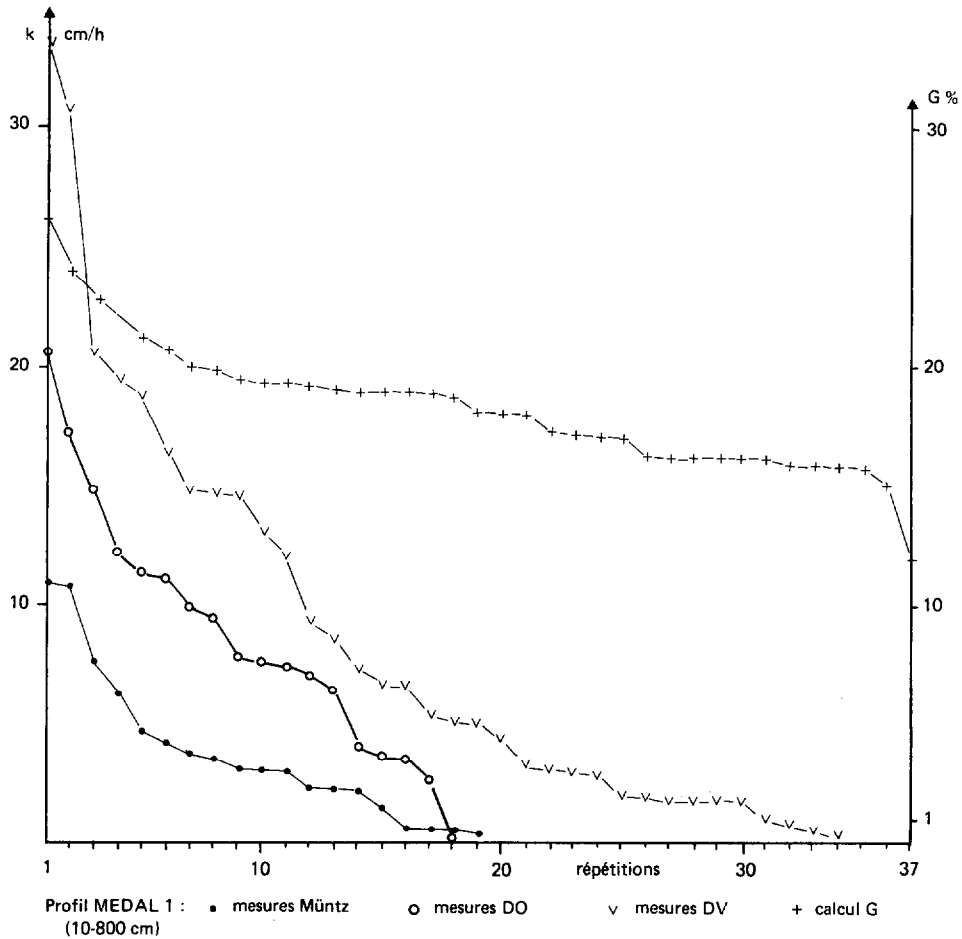


FIG. 8. — Dispersion des mesures de perméabilité  $k$  et de macroporosité  $G$  (valeurs ordonnées décroissantes).  
*Scattering of conductivity and macroporosity results (decreasing values).*

statistiques (fig. 8). De plus les déterminations de  $k$  et de  $G$  n'ont pas été faites sur les mêmes échantillons, ni même tout à fait à la même échelle. On n'a donc pas vérifié si  $k$  et  $G$  variaient dans le même sens d'un point à l'autre d'un même horizon, bien qu'on admette qu'il en est ainsi dans la modélisation tentée au chapitre 3.4.

$\Delta k$  représente, comme  $\Delta G$ , l'interquartile (1).

(1) L'écart-type est trop influencé par les quelques valeurs très élevées de  $k$ , donc moins stable. Dans les sols étudiés ci-après l'interquartile et la médiane de  $k$  sont du même ordre de grandeur. L'hétérogénéité croît donc avec la perméabilité.

### 3.3. Résultats obtenus

Le traitement des résultats donnés par 400 mesures Müntz, 500 tests simplifiés, 400 mesures DV et 330 mesures DO-aval, portant sur 29 profils ferrallitiques du Cameroun, permet de distinguer quatre types d'horizons, ou groupes d'horizons, par leurs caractéristiques mesurées de perméabilité et de macroporosité. Malgré la faiblesse des effectifs statistiques, la grande dispersion des résultats, et les imperfections signalées ci-dessus certaines tendances paraissent pouvoir être dégagées :

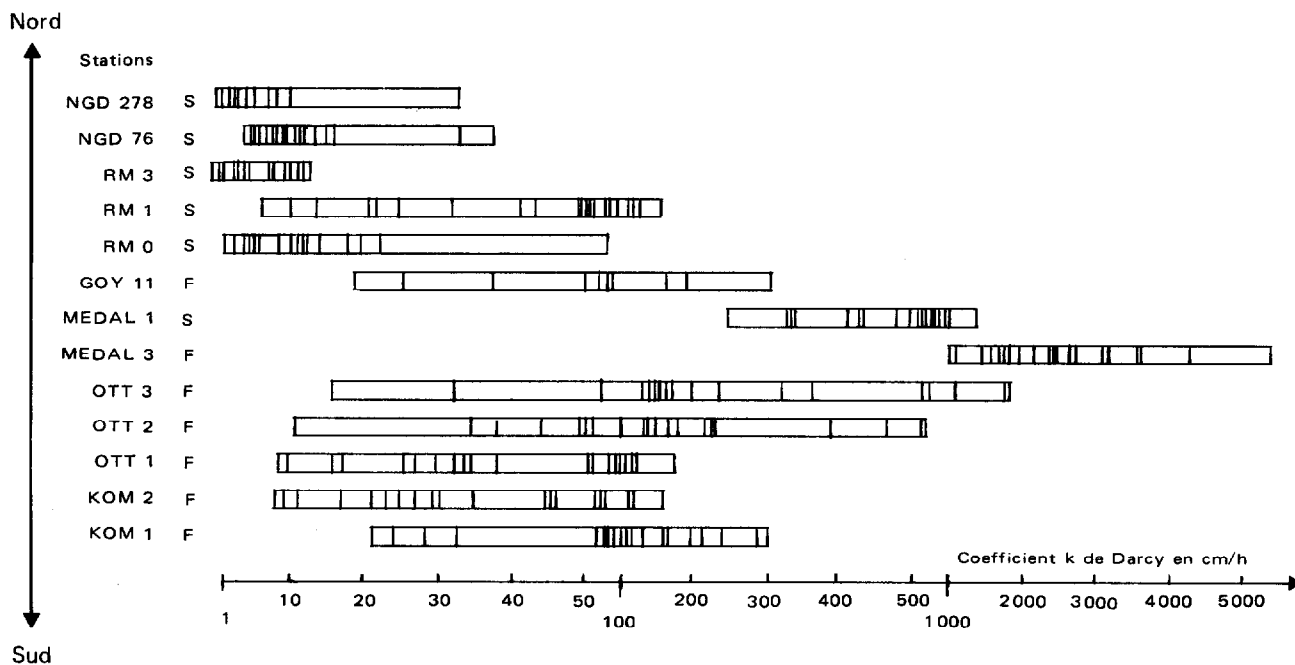


FIG. 9. — Résultats des tests simplifiés de perméabilité en surface des sols (20 répétitions, S : stations en savane, F : stations en forêt).  
Results of simplified conductivity tests on the surface of the soil.

### 3.3.1. LES HORIZONS A

#### 3.3.1.1. Dans les sols forestiers du sud et du centre

Ces horizons ont été étudiés par 20 tests simplifiés et trois mesures Muntz par station, la station représentant quelques mètres carrés. Du fait de l'enfoncement des cadres à 5 cm l'horizon  $A_1$  n'est pas seul

concerné. Les valeurs extrêmes du coefficient  $k$  obtenues sont élevées, 10 à plus de 5 000 cm/h, et la dispersion est forte, d'une station à l'autre (50 à 2 500 cm/h pour les moyennes) et au sein d'une même station (du simple au centuple en OTT3) : Le tableau 2 et la figure 9 présentent quelques résultats : la macroporosité est également très importante ainsi que ses variations (tabl. 6).

TABLEAU 2  
Perméabilité en cm/h des horizons A sous forêt

Station	Tests simplifiés			3 mesures Muntz	% porosité		% pondéraux	
	Extrêmes	Médiane	Moyenne		Totale	Macro.	Argile	Mat. Org.
KOM 1.....	21 et 300	103	123	83-85-213	62	42	21	7,1
KOM 2.....	8 et 157	32	48	71-121-352	53	25	12	3,9
OTT 1.....	8 et 180	36	60	22-30-45	55	20	23	4,6
OTT 2.....	11 et 674	147	197	62-93-100	74	32	37	10,4
OTT 3.....	16 et 1 820	201	465	1-14-90	63	27	40	4,7
MEDAL 3 ...	1 030 et 5 400	2 400	2 492	non mesurable	76	38	46	10,6
GOY 11.....	38 et 615	157	151	23-49-94	65	15	40	3,5

Perméabilité élevée, dispersion importante des résultats, moyenne supérieure à la médiane sont à attribuer ici à l'origine principalement biologique de la macroporosité. Cette porogénèse donne en effet des pores d'assemblage et des pores tubulaires fortement connectés et irréguliers en taille et répartition. Les différences stationnelles peuvent être expliquées par des biotopes particuliers comme la présence d'une natte racinaire en OTT2, de cavités termitiques en MEDAL 3, etc.

La perméabilité est plus forte dans les horizons A argileux et organiques. Cette relation avec l'abondance du complexe argilo-humique est nette entre stations d'une même séquence (KOM 1 > KOM 2, OTT 3 > OTT 2 > OTT 1) mais aussi entre séquences (MEDAL > OTT > KOM). La porosité varie dans

le même sens et il semble qu'en milieu forestier humide les facteurs suivants se combinent pour développer à la fois la perméabilité et la macroporosité : l'abondance du complexe argilo-humique, la stabilité de celui-ci (structuration) et l'activité biologique.

### 3.3.1.2. Dans les sols de l'Adamaoua à horizon supérieur compact

Ces horizons ont été étudiés comme les précédents par 20 tests simplifiés et quelques mesures Muntz. Leur porosité totale, leur macroporosité et leur perméabilité sont beaucoup plus faibles : Exemples (tabl. 3 et fig. 9).

TABEAU 3

Perméabilité en cm/h des horizons compacts superficiels

Station	Tests simplifiés			Mesures Muntz	% porosité		% pondéraux	
	Extrêmes	Médiane	Moyenne		Totale	Macro.	Argile	Mat. org.
RM 0 .....	2 et 88	7	13	2-7-9-16	52	10	32	4
RM 1 .....	7 et 163	51	58	12-14-21-30	54	15	35	4
RM 3 .....	0,5 et 12	8	7	—	53	10	40	2
NGD 256 ....	3 et 74	17	21	4-5-18	59	11	75	0,9
NGD 76 .....	4 et 38	9	12	5-39	47	8	54	1,4
NGD 278 ....	1 et 33	4	6	1-4-5	43	10	26	1,0

La dispersion est encore importante mais la moyenne est peu supérieure à la médiane. La variation  $\Delta G$  de la macroporosité est faible. Ces caractéristiques paraissent traduire le comportement, non pas d'une couche compacte continue irrégulièrement percée de trous isodiamétriques, mais de volumes assez compacts et imperméables, limités par des fissures fines à maille large et régulière.

Les stations les moins argileuses et les moins humifères sont, comme sous forêt, les moins poreuses et les moins perméables. Cette porogénèse moins développée dans les horizons supérieurs des sols de l'Adamaoua pourrait s'expliquer par le ralentissement de l'activité biologique en saison sèche et une nette dispersion du complexe argilo-humique (dont témoigne la présence d'argilanes dans des vides fissuraux).

### 3.3.2. LES HORIZONS B FERRALLITIQUES

Ces horizons épais, argileux, friables et homogènes présentent souvent une couche caillouteuse dont la perméabilité a été mesurée dans une cavité cylindrique, creusée in situ : il ne sera pas tenu compte de ces résultats, assimilables à des Muntz sans anneau de garde. L'homogénéité du sol diminue en profondeur, ainsi que la teneur en argile, mais on a cependant considéré globalement l'épaisse tranche de sol comprise entre les horizons de surface décrits précédemment et les horizons C ou BC profonds. Les résultats qui suivent concernent des profils situés en sommet d'interfluve :

Leur perméabilité est moyenne, mais les valeurs minimales sont souvent très faibles, non mesurables



(inférieures à 0,1 cm/h). Elle augmente un peu au nord, mais la macroporosité augmente nettement plus : de 10-20 % en KOM et OTT à 20-30 % en RM et NGD, et devient très irrégulière (tabl. 7). Ces horizons ont été étudiés à la fois par des mesures Muntz, des mesures DV et des mesures DO-aval, échelonnées verticalement. La pente étant faible on peut considérer

les mesures DO-aval comme représentatives de l'ensemble du plan horizontal. Les échantillons utilisés pour les mesures directionnelles ont été préalablement humectés per ascensum (double flux). Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 4 et la figure 7, et pour un profil, MEDAL 1, sur les figures 6 et 8.

TABLEAU 4

## Perméabilité en cm/h des horizons B

Profil, profondeur	Type	Nombre	Extrêmes	Médiane	Moyenne	Conclusion
KOM 1 20-620 cm Forêt Sol jaune	Muntz	18	0,7 et 12	2,1	3,0	DO < Muntz < DV en mé et my
	DV	17	0,2 et 14,1	3,7	4,7	
	DO	23	0,1 et 6,5	1,2	2,3	
KOM 2 10-600 cm Forêt Sol jaune	Muntz	17	0,5 et 3,8	1,3	1,7	DO < Muntz < DV en mé et my
	DV	17	0,3 et 8,5	4,1	4,4	
	DO	17	0,1 et 5,4	0,8	1,3	
OTT 1 20-500 cm Forêt Sol jaune	Muntz	10	0,1 et 4,7	1,4	1,6	Muntz ≤ DO < DV en mé et my
	DV	15	0,1 et 23,7	1,9	7,1	
	DO	15	0,1 et 11	1,6	2,7	
OTT 2 20-500 cm Forêt Sol jaune	Muntz	9	0,8 et 9,2	2,3	3,9	Muntz < DO ≠ DV en mé et my
	DV	12	0,6 et 13,3	4,4	5,6	
	DO	12	0,2 et 12,4	5,1	4,8	
MEDAL 1 10-800 cm Savane Sol rouge	Muntz	19	0,5 et 11	3,1	3,8	Muntz < DV ≠ DO en mé et my
	DV	34	0,3 et 33,6	5,2	8,6	
	DO	18	0,3 et 20,6	7,7	8,9	
GOY 11 15-600 cm Forêt Sol rouge	Muntz	22	0,3 et 7,8	2,4	3,2	Muntz ≠ DV ≤ DO en mé et my
	DV	49	0,1 et 26	2,0	3,5	
	DO	19	0,1 et 25	2,0	5,5	
RM 1 100-500 cm Savane Sol rouge	Muntz	22	1,3 et 18,5	6,1	6,1	DV < Muntz < DO
	DV	7	0,2 et 12,4	1,1	4,8	
	DO	14	1,2 et 50	14,1	16,4	
NGD 76 10-300 cm Savane Sol rouge	Muntz	5	2,4 et 11,4	4,9	6,6	DV < DO < Muntz en mé
	DV	15	0,0 et 25	3,3	5,8	
	DO	17	1,2 et 33	3,9	9,2	

La situation la plus fréquemment rencontrée est la suivante :

$$DV \neq DO > \text{Muntz}$$

avec  $my > mé$   $my \neq mé$

Cependant, des régions forestières humides vers les régions à climat plus contrasté, ou simplement des sols jaunes vers les sols rouges, on constate une

tendance au passage d'un réseau caractérisé par  $DV > DO$  à un réseau caractérisé par  $DO \neq DV$  ou même parfois  $DO > DV$ , accompagnée d'une augmentation de la perméabilité et de la dispersion des résultats. Ces caractéristiques demanderaient toutefois à être vérifiées par des répétitions plus nombreuses sur des tranches de sol moins épaisses.

Compte tenu de l'évolution parallèle des valeurs de  $G$ , la macroporosité des horizons B rouges apparaît

assez grossière et irrégulière en taille, forme et répartition, mais relativement peu ouverte et peu orientée, ce qui fait penser à une porogénèse en partie biologique (nombreux termites) et en partie d'assemblage de peds. Dans les sols jaunes des forêts très arrosées (drainage supérieur à 1 000 mm en KOM) la macroporosité serait moins irrégulière et, peut-être, mieux ouverte dans le sens vertical.

### 3.3.3. LES HORIZONS À DYNAMIQUE LATÉRALE PROBABLE

En profondeur, sous la forte pente convexe du modelé ferrallitique, et, à proximité, dans la partie supérieure du sol hydromorphe de bas-fond les caractéristiques suivantes ont été obtenues :

DO  $\gg$  Muntz > DV

avec my  $\neq$  mé

Le système poral pourrait donc y être principalement ouvert, régulier et à orientation latérale. D'ailleurs une dynamique latérale d'eau libre y est probable à certaines saisons, en raison :

- de teneurs en humidité proches de la saturation ;
- de la réalisation d'un gradient hydraulique latéral dû à la forte dénivelée et à l'imperméabilité de couches sous-jacentes (cuirasse, gley) ;
- d'apports d'eau visibles ou vraisemblables en provenance de l'amont.

Exemples :

TABLEAU 5

Perméabilité en cm/h d'horizons de bas de versant

Profil profondeur	Type	Nbre	Extrêmes	Mé- diane	Moy.
OTT3 100-400 cm forte pente convexe	Muntz	5	6,4 et 41	12,4	16,2
	DV	12	1,0 et 33,6	6,2	8,4
	DO	8	2,0 et 107	22	30
RM 4 5-70 cm sol hydromorphe de bas-fond	Muntz	12	0,4 et 8,0	3,5	3,4
	DV	6	0,14 et 2,6	0,45	0,87
	DO	11	0,4 et 19	4,6	5,5

### 3.3.4. CONCLUSION

Si l'on excepte les horizons particuliers précédents on peut résumer comme suit les caractéristiques du milieu ferrallitique étudié :

Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XIII, n° 2, 1975 : 93-117.

— Dans les sols des forêts humides, la perméabilité est très élevée en surface, moyenne à faible ensuite. Pratiquement tout l'apport pluvial arrivant au sol peut s'infiltrer. La macroporosité, très élevée également en surface, diminue nettement à la base des horizons A, vers 20 cm de profondeur. La saturation peut, parfois, y être atteinte.

Dans les sols rouges de l'Adamaoua, la situation tend à s'inverser : l'horizon supérieur est compact et peu perméable, les horizons B poreux et assez perméables (fig. 7). Une partie de l'eau de pluie échappe au sol par ruissellement.

— Le type de végétation ne joue pas un rôle déterminant dans la perméabilité de surface comme le montrent les sols de MEDAL qui sont extrêmement perméables même sous savane (fig. 9).

Ces résultats confirment l'importante différenciation zonale existant dans le milieu ferrallitique étudié, et qui a été décrite dans un précédent article (Humbel, 1974).

La comparaison des mesures de  $k$  et de  $G$  indique que le réseau poral est très irrégulier dans les horizons A des sols forestiers, tandis qu'il est assez régulier et vraisemblablement moins connecté dans les horizons compacts des savanes. Dans les horizons B l'irrégularité est également importante, en particulier dans les sols rouges. L'anisotropie du réseau conducteur n'est pas considérable, sauf dans la séquence KOM au profit de la composante verticale. La saturation n'étant pas atteinte dans les mètres supérieurs du sol, même en saison des pluies ; la macroporosité qui a été étudiée à l'aide d'une circulation d'eau est occupée in situ par de l'air. Elle doit donc servir à caractériser la dynamique de l'air.

### 3.4. Essai de modélisation

Le modèle tubulaire d'écoulement laminaire de Poiseuille proposé au chapitre 2.1. pour représenter la fonction transfert de la macroporosité va être maintenant testé sur les exemples précédents. Ce modèle général comporte un nombre élevé de paramètres et quatre équations seulement pour les déterminer. Il faut donc lui apporter des simplifications dont on connaisse la signification physique et dont on puisse vérifier la validité.

Le modèle le plus simple, celui dans lequel la macroporosité est formée seulement de tubes isodiamétriques, ne s'accorde ni avec l'observation ni avec le comportement du sol et il a donc été rejeté.

Par contre le modèle *bi-diamétrique* le plus simple donne aux paramètres des ordres de grandeur compatibles avec les mensurations directes et la dynamique de ces sols. Mais en fait, seules les limites de certains paramètres ont pu être déterminées, d'autres comme la tortuosité et l'obliquité des tubes étant fixés à une valeur simple et admissible.

3.4.1. FORMULATIONS DU MODÈLE

On écrit la loi de Poiseuille et l'équation du volume pour une valeur typique et pour un indice de dispersion des populations des valeurs de conductivité hydraulique *k* et de macroporosité *G*. Ici *k* et *G* désignent la valeur du premier quartile,  $\Delta k$  et  $\Delta G$  les interquartiles. Si *v* désigne globalement la porosité de stockage et  $\Delta v$  sa dispersion le système s'écrit :

$$\text{système 1} \left\{ \begin{array}{l} k = a\pi \sum n_i r_i^4 / \alpha_i \beta_i \\ G = v + \pi \sum \alpha_i \beta_i n_i r_i^2 \\ \Delta k = a\pi \sum (\Delta n_i) r_i^4 / \alpha_i \beta_i \\ \Delta G = \Delta v + \pi \sum \alpha_i \beta_i (\Delta n_i) r_i^2 \end{array} \right.$$

La distribution des rayons est supposée la même et il y a donc dans l'échantillon correspondant aux troisièmes quartiles  $n_i + \Delta n_i$  tubes de rayon  $r_i$ . On qualifiera de « en petit » les paramètres *n*, *r*,  $\alpha$  et  $\beta$  du premier quartile.

Si *k* et  $\Delta k$  sont exprimés en cm/h, *r* en cm, *n* et  $\Delta n$  par dm<sup>2</sup>, *G*,  $\Delta G$ , *v* et  $\Delta v$  en % on a :

$$a = \frac{978}{8 \times 0,01} \times \frac{3600}{100} = 4,4 \cdot 10^5, \text{ nombre élevé.}$$

Par ailleurs :

$$\frac{k/\Delta k}{G/\Delta G} = \frac{k\Delta G}{G\Delta k} = \frac{\sum n_i r_i^4 / \alpha_i \beta_i \times \sum \alpha_i \beta_i \Delta n_i r_i^2}{\sum \Delta n_i r_i^4 / \alpha_i \beta_i \times \sum \alpha_i \beta_i n_i r_i^2} \times \frac{1 - v/G}{1 - \Delta v/\Delta G}$$

soit, en posant :  $1 - v/G = x$ ,  $1 - \Delta v/\Delta G = y$ ,  $A = k\Delta G/G\Delta k$  et en désignant la grande fraction par *A'* :

$$A = A' \times x/y \text{ avec } 0 < x < 1 \text{ et } 0 < y < 1$$

Le nombre *x* sera appelé « taux d'ouverture » de la macroporosité « en petit » et *y* taux d'ouverture des pores responsables de la dispersion.

Or on constate que *A* est toujours bien inférieur à 1 et qu'il est souvent compris entre 0,1 et 0,4. Cette

condition imposée par les mesures de *k* et de *G* signifie que l'on a :

ou bien  $A' < 1$  et  $x/y < 1$ , ou bien  $A' < 1$  et  $A' \times x < y < x$ , ou bien  $A' > 0$  et  $y > A' \times x$ .

D'après les inégalités de Tchebychev sur les produits de séries finies de nombres positifs (1), la condition  $A' < 1$  est réalisée lorsque l'on a simultanément :

$$\begin{array}{l} r_1^2/\alpha_1^2\beta_1^1 < r_2^2/\alpha_2^2\beta_2^2 < \dots < r_j^2/\alpha_j^2\beta_j^2 \\ \pi\alpha_1\beta_1n_1r_1^2 > \pi\alpha_2\beta_2n_2r_2^2 > \dots > \pi\alpha_j\beta_jn_jr_j^2 \\ \pi\alpha_1\beta_1\Delta n_1r_1^2 < \pi\alpha_2\beta_2\Delta n_2r_2^2 < \dots < \pi\alpha_j\beta_j\Delta n_jr_j^2 \end{array}$$

c'est-à-dire que, quand les rayons des classes de pores sont rangés en ordre croissant  $r_1 < r_2 < \dots < r_j$  : la tortuosité et l'obliquité ne croissent pas (ou peu), la porosité  $\pi\alpha_i\beta_in_ir_i^2$  due à chaque classe décroît, tandis que la variation de cette porosité  $\pi\alpha_i\beta_i\Delta n_ir_i^2$  croît au contraire, à l'échelle des mesures (le décimètre carré).

Si on applique ces deux dernières propositions uniquement à la porogénèse faunique elles signifient que, plus le fouisseur est gros moins la fraction de porosité qu'il aménage est importante, et plus elle est irrégulièrement répartie (2). Ces conditions paraissent réalisées pour l'ensemble des pores des systèmes pédologiques étudiés : microporosité supérieure à la macroporosité, forte décroissance de  $n_i$  quand  $r_i$  croît, répartition plus irrégulière des gros pores (fig. 3) etc. Quant à la tortuosité, il est logique d'admettre qu'elle diminue quand le diamètre du tube augmente (rayon de courbure plus grand). L'obliquité varie peu, ou décroît par rapport à la verticale (chap. 3.4.2.).

On a donc admis que  $A' < 1$  et on remarque alors que *A'* est d'autant plus près de 1 que l'étalement des rayons est faible, c'est-à-dire que le système poral est proche de l'isodiamétrisme ( $j = 1$ ). *A'* est un indice d'isodiamétrisme qui varie de 0 à 1.

L'étalement des rayons étant très grand dans ces sols, d'après l'observation, on doit s'attendre à ce qu'en fait *A'* soit très inférieur à *A*, et que par conséquent on ait  $x > y$ , c'est-à-dire que les facteurs *A'*

(1) Démonstration indiquée par M. J. Déjardin du Service de Biométrie de l'ORSTOM.

(2) C'est-à-dire que la porosité aménagée par les animaux du sol décroîtrait dans l'ordre approximatif : nématodes-enchytraeides, fourmis-termites, vers de terre-larves d'insectes, rongeurs, oryctéropes, tandis que la maille d'hétérogénéité de leur répartition croîtrait au contraire.

et  $x/y$  se compensent. La condition  $x > y$  signifie que le taux d'ouverture des pores responsables de la dispersion est inférieur à celui des pores de l'échantillon « en petit ». Les mensurations de pores sur monolithes et le calcul des débits qu'il assureraient s'ils étaient complètement ouverts (très élevés, voir au chapitre 3.5.) indiquent qu'il en est forcément ainsi, et on a donc admis cette proposition, qui s'exprime aussi par  $\Delta v/\Delta G > v/G$ .

La limite supérieure de  $x$  est 1. La limite inférieure de  $y$  n'est pas zéro mais la valeur de  $y$  pour  $\Delta n_i = 1$  puisque  $\Delta k$  n'est pas nul. On obtiendra donc la limite inférieure du rayon  $r_i$  en prenant  $x = 1$ , et sa limite supérieure en prenant  $\Delta n_i = 1$ . Mais le système général qui s'écrit aussi :

$$\left\{ \begin{array}{l} k = \pi \Sigma n_i r_i^4 / \alpha_i \beta_i \\ xG = \pi \Sigma \alpha_i \beta_i n_i r_i^2 \\ \Delta k = \pi \Sigma \Delta n_i r_i^4 / \alpha_i \beta_i \\ y\Delta G = \pi \Sigma \alpha_i \beta_i \Delta n_i r_i^2 \end{array} \right.$$

a quatre équations et  $2+4j$  inconnues. Des hypothèses supplémentaires sont donc nécessaires pour le résoudre.

### 3.4.2. LE MODÈLE BI-DIAMÉTRIQUE

L'hypothèse  $j = 1$  est incompatible avec les valeurs de  $A$ . Le premier modèle à essayer est donc le modèle bi-diamétrique ( $j = 2$ ) dans sa plus simple construction : l'échantillon « en petit » comprend  $n$  tubes de rayon  $r$  de tortuosité  $\alpha$  et d'obliquité  $\beta$ , la dispersion est assurée par  $N$  tubes de rayon  $R$ , de tortuosité  $\alpha'$  et d'obliquité  $\beta'$ . Le système général devient :

$$\text{système 2} \left\{ \begin{array}{l} k = \pi n r^4 / \alpha \beta \\ xG = \pi \alpha \beta n r^2 \\ \Delta k = \pi N R^4 / \alpha' \beta' \\ y\Delta G = \pi \alpha' \beta' N R^2 \end{array} \right.$$

et la condition  $A < 1$  devient :  $\frac{r^2}{R^2} \times \frac{\alpha'^2 \beta'^2}{\alpha^2 \beta^2} \times \frac{x}{y} < 1$

La valeur minimum de  $r$  est obtenue pour  $x = 1$ , puisque :  $r^2 = \alpha^2 \beta^2 k / aGx$ . C'est donc la valeur  $r(\min) = \alpha \beta \sqrt{k/aG}$ . Le nombre  $n$  de tubes est alors maximum puisque :  $n = x a G^2 / \pi \alpha^3 \beta^3 k$  d'où  $n(\max) = a G^2 / \pi \alpha^3 \beta^3 k$ .

La valeur maximale de  $R$  est obtenue pour  $y$  minimum, soit  $N = 1$  d'où :  $R(\max)^4 = \alpha' \beta' \Delta k / a\pi$  et alors  $y(\min)^2 = \pi \alpha'^3 \beta'^3 \Delta k / a \Delta G^2$ .

Dans l'hypothèse  $x > y$  la valeur minimale du rapport  $x/y$  est  $x/y = 1$ , et alors :  $A = \frac{r^2 \alpha'^2 \beta'^2}{R^2 \alpha^2 \beta^2}$ . La valeur maximale du rapport  $r/R$  est alors  $\sqrt{A}$ .

Le système poral peut donc être approximativement caractérisé par les trois paramètres-limites :  $r(\min)$  et  $n(\max)$  de l'échantillon en petit, et  $R(\max)$  de la dispersion, et par  $A$ . Il est intéressant de se représenter aussi la porosité de stockage  $\Delta v$  lorsque  $R$  est maximum et on a choisi d'exprimer celle-ci en nombre  $N'$  de tubes fermés « équivalents » de rayon  $R$  :  $\Delta G = \Delta v + \pi \alpha' \beta' R^2$  avec  $\Delta v = \pi \alpha' \beta' N' R^2$  d'où  $N' + 1 = \Delta G / \sqrt{a/\pi \alpha'^3 \beta'^3 \Delta k}$ .

Les paramètres du modèle bi-diamétrique sont donc donnés par les relations :

$$\left\{ \begin{array}{l} r(\min)^2 = \alpha^2 \beta^2 k / aGx \\ n(\max) = x^2 a G^2 / \alpha^3 \beta^3 \pi k \quad \text{avec } x = 1 \\ R(\max)^2 = \sqrt{\alpha' \beta' \Delta k / a\pi} \\ N'(\text{équiv}) + 1 = \Delta G / \sqrt{a/\pi \alpha'^3 \beta'^3 \Delta k} \end{array} \right.$$

*Expression de l'anisotropie* : L'anisotropie peut être caractérisée simplement par le rapport  $k_0/k_v$  des conductivités hydrauliques horizontale  $k_0$  et verticale  $k_v$ . Mais si  $\beta_v$  et  $\beta_0$  désignent l'obliquité moyenne des tubes par rapport aux directions correspondantes du gradient on a,  $x$  étant supposé isotrope :

$$\alpha^2 k_v / aG = r^2 / \beta_v^2 \text{ et } \alpha^2 k_0 / aG = r^2 / \beta_0^2 \text{ avec } \beta_v / \beta_0 = \tan \theta$$

$\theta$  étant l'angle moyen des tubes par rapport à la verticale. On appellera  $\theta$  angle d'anisotropie (dans le plan des mesures DV et DO) et on désignera sa variation interquartile par  $\Delta \theta$ . Puisque :  $\tan^2 \theta = k_0/k_v$  et  $\tan^2(\theta + \Delta \theta) = (k_0 + \Delta k_0)/(k_v + \Delta k_v)$  on a :

$$\theta = \arctg \sqrt{k_0/k_v}$$

$$\text{et } \theta + \Delta \theta = \arctg \sqrt{(k_0 + \Delta k_0)/(k_v + \Delta k_v)}$$

Le milieu est isotrope vis-à-vis de l'écoulement pour  $\theta = 45^\circ$ , qui correspond à une obliquité  $\beta_v = \beta_0$ . Les paramètres  $\theta$  et  $\Delta \theta$  serviront à caractériser l'anisotropie du réseau.

*Calcul des paramètres* : Les résultats obtenus sur les sols étudiés sont présentés dans les tableaux 6 et 7 qui décrivent la séquence climatique de gauche à droite. Les paramètres mesurés  $k$ ,  $G$ ,  $\Delta k$  et  $\Delta G$  figurent avant les paramètres-limites  $r$ ,  $n$  et  $R$ . L'échantillon du premier quartile est formé de  $n$  tubes de

TABLEAU 6

Paramètres du modèle bi-diamétrique dans les horizons A

Profil	Sols jaunes du Sud				Sols rouges du Centre			Adamaoua	
	KOM 1	KOM 2	OTT 1	OTT 2	MEDAL 1	MEDAL 3	GOY 11	RM 0	NGD 25 6
$k$ (cm/h)	57	22	26	54	377	1 657	63	7	7
$G$ (%)	35	20	17	29	21	30	7	9	9
$\Delta k$ (cm/h)	114	43	68	170	252	1 419	295	10	19
$\Delta G$ (%)	17	9	6	6	5	16	13	3	4
$A$	0,24	0,23	0,13	0,06	0,37	0,62	0,40	0,23	0,15
$r$ (en $\mu$ )	38	32	37	41	128	224	90	27	27
$n/\text{mm}^2$	38	32	20	27	2	1	1,4	20	20
$R$ (en $\mu$ )	952	746	837	1 052	1 161	1 789	1 208	518	608
$N'/\text{dm}^2$	596	513	259	164	123	158	283	354	343

rayon  $r$ , celui du troisième quartile de  $n$  tubes de rayon  $r$ , plus un tube direct et ouvert de rayon  $R$ , plus  $N'$  tubes fermés de rayon  $R$ . On a supposé (1)  $\alpha\beta = 2$  et  $\alpha'\beta' = 1$ .

## COMMENTAIRE

*Horizons A.* La perméabilité « en petit » est assurée par des tubes de plusieurs dizaines de microns, qui sont au nombre de plusieurs dizaines par millimètres carrés dans les sols jaunes, mais seulement de quelques unités dans les sols rouges du centre. Le rayon maximum des tubes responsables de la dispersion est de 1 mm en moyenne, et le nombre de tubes fermés équivalents est d'environ  $3,5/\text{cm}^2$ . Le rapport  $A$  est faible dans les sols jaunes et dans les sols rouges de l'Adamaoua, élevé dans les sols rouges du centre.

*Horizons B.* La perméabilité en petit est assurée par des pores très fins, peu supérieurs à ceux de la microporosité, et qui sont plusieurs centaines par

(1) Pour un échantillon cubique et dans un milieu isotrope l'obliquité moyenne est de 1,15 et la tortuosité maximum est celle qui résulte du contournement de sphères, c'est-à-dire  $\pi/2$ . La valeur  $\alpha\beta = 2$  réalise donc à peu près la combinaison de ces deux effets puisque  $1,15 \times \pi/2 = 1,8$ . La valeur  $\alpha'\beta' = 1$  suppose que le tube  $R$  est direct dans le sens du gradient.

millimètres carrés. L'écoulement de l'eau dans un tel système poral doit être très lent. Le rayon maximum  $R$  est d'environ 0,4 mm, et le nombre des tubes fermés équivalents de  $13/\text{cm}^2$  en moyenne. Les rayons sont donc plus petits et plus étalés que dans les horizons A, ce que confirment les valeurs plus faibles de  $\sqrt{A}$ . L'angle d'anisotropie est inférieur à  $45^\circ$  dans les sols du sud et supérieur à  $45^\circ$  dans les sols rouges. Sa variation est le plus souvent négative.

## INTERPRÉTATION

*Horizons A*

Dans les sols jaunes les pores seraient assez grossiers ( $> 30 \mu$ ) et assez nombreux ( $28/\text{mm}^2$ ), l'étalement des rayons étant assez important et (ou) l'ouverture des gros macropores faible (indice  $A$  faible : 0,15). Comme l'observation indique des rayons très divers l'ouverture du système poral reste suffisante et le drainage doit y être rapide. Le rayon maximum  $R$  est de 0,9 mm pour une valeur  $\alpha'\beta'$  de 1 (1,8 mm pour  $\alpha'\beta' = 2$ ). Il est donc à l'échelle des galeries de fourmis, termites et vers. Le nombre équivalent  $N'$  en pores fermés est de  $4/\text{cm}^2$  et convient à cette porogénèse.

Dans les sols rouges du centre le rapport  $A$  plus élevé indique un système poral nettement plus homogène, ou un faible taux d'ouverture des pores respon-

TABLEAU 7

Paramètres du modèle bi-diamétrique dans les horizons B

Profil	KOM 1	KOM 2	OTT 1	OTT 2	MEDAL 1	GOY 11	RM 0	RM 1	NGD 256
Profondeur (m) ....	0,2-6	0,2-6	0,2-5	0,2-6	0,1-8	0,1-6	1,5-4	1-5	0,3-3
$k$ (cm/h) .....	1,0	0,7	0,5	1,6	1,0	1,3	2,6	2,7	1,0
$G$ (%) .....	15	12	12	15	20	15	26	27	30
$\Delta k$ (cm/h) .....	3,1	2,1	2,0	5,5	3,2	3,5	3,2	7,2	14,9
$\Delta G$ (%) .....	2,9	4,8	5,0	5,2	7,7	7,6	8,8	12,4	6,7
$A$ .....	0,06	0,13	0,10	0,10	0,12	0,19	0,27	0,17	0,01
$r$ (en $\mu$ ) .....	8	7	6	10	7	9	9,5	9,5	5,5
$n/\text{mm}^2$ .....	395	361	505	247	702	304	456	474	1 579
$R$ (en $\mu$ ) .....	387	351	347	446	390	399	390	477	573
$N'/\text{dm}^2$ .....	616	1 240	1 324	830	1 612	1 521	1 842	1 730	649
$\theta$ (degrés) .....	39	16	45	35	54	56	45	64	58
$\Delta\theta$ (degrés) .....	-9	+13	-17	+7	-12	-8	-10	-10	-25

sables de la dispersion. Ces résultats s'accordent avec la compacité de ces horizons. Dans l'Adamaoua la diminution de  $A$  peut s'expliquer par l'apparition d'un système fissural fin.

#### Horizons B

Le rayon « en petit » minimum se situe ici en limite de la microporosité. Une partie de la macroporosité est donc très fine dans ces sols argileux, ce qui pourrait expliquer la lente redistribution verticale de l'humidité constatée en saison sèche (résultats inédits). Le rayon maximum  $R$  est de 0,4 mm (0,8 mm pour une tortuosité de 2), en moyenne, et le nombre  $N'$  de tubes fermés équivalents de 13/cm<sup>2</sup>, en moyenne. La dispersion  $\Delta G$  de la macroporosité paraît due pour partie à la porogénèse termitique, active dans ces sols, pour partie à des différences d'assemblage des « peds », car on observe des pseudo-particules de tailles très variées. Enfin les valeurs négatives de  $\Delta\theta$  signifient que l'orientation des conduits responsables de la dispersion est plus verticale que celle des pores « en petit ». Cette macroporosité importante avec une fraction grossière relativement ouverte dans le plan vertical explique le drainage rapide des pluies.

La moyenne arithmétique des mesures globales de conductivité hydraulique tend vers la perméabilité « en grand » du sol, quand le nombre de déterminations augmente. Les valeurs minimales de  $k$  sont très petites dans ces horizons B, de l'ordre de 0,1 cm/h. Il faudrait donc réduire beaucoup l'échelle de mesure pour juger de la perméabilité « en petit » véritable du sol, en fait bien inférieure à la valeur du premier quartile de la dispersion à laquelle elle a été assimilée ici.

#### 3.4.3. INDICES DE CARACTÉRISATION GLOBALE DE LA MACROPOROSITÉ

Dans le modèle général on a :

$$\frac{k}{G} = \frac{\pi \sum n_i r_i^4 / \alpha_i \beta_i}{v + \pi \sum \alpha_i \beta_i n_i r_i^2}$$

Ce rapport croît lorsque la porosité de stockage  $v$ , et la tortuosité ou l'obliquité des pores diminuent. C'est donc un indice d'ouverture et de rectitude des pores. Mais il dépend aussi des rayons, par exemple

pour  $j = 1$  on a  $k/(G-v) = ar^2/\alpha^2\beta^2$ . Sa signification est donc complexe.

Le rapport  $A = k\Delta G/G\Delta k = A'x/y$  est le produit de  $A' < 1$  et de  $x/y > 1$  (hypothèses initiales). Lorsque le système poral tend à être isodiamétrique ( $j = 1$ ),  $A'$  et  $x/y$  tendent vers 1, et  $A$  tend alors aussi vers 1. Lorsque l'étalement des rayons augmente, dans les conditions « pédologiques » admises ci-dessus,  $A'$  décroît : le rapport  $A$  décroît aussi, à moins que la décroissance de  $A'$  ne soit compensée par une valeur élevée du rapport  $x/y$ .

— Une valeur faible de  $A$  indique donc la présence de tubes à rayons très divers.

— Une valeur de  $A$  plus proche de 1 indique soit une distribution plus groupée des rayons, soit une

valeur élevée du rapport  $x/y$ , c'est-à-dire un milieu où les pores responsables de la dispersion (les plus gros) sont peu ouverts. Dans les deux cas le système poral est, en ce qui concerne le transfert, plus proche de l'isodiamétrisme.

— Dans le modèle bi-diamétrique le rapport  $r/R$  a pour limite supérieure  $\sqrt{A}$ .

En conclusion l'indice  $A$  peut servir à caractériser globalement la macroporosité du système poral, en chiffrant son éloignement du modèle isodiamétrique.

Le tableau 8 présente les valeurs de  $A$  calculées avec les moyennes arithmétiques de  $k$  et de  $G$ , en distinguant les valeurs de  $k$  obtenues par les méthodes Muntz et directionnelles (verticale et oblique).

TABLEAU 8

Indice global  $A$  de macroporosité dans les horizons B

Profil	Sols jaunes				Sols rouges			
	KOM 1	KOM 2	OTT 1	OTT 2	MEDAL 1	GOY 11	RM 0	RM 1
A (DV) .....	0,15	0,43	0,49	0,29	0,21	0,32	0,22	0,26
A (Muntz) ...	0,15	0,27	0,36	0,26	0,36	0,38	0,57	0,42
A (DO) .....	0,10	0,27	0,26	0,30	0,34	0,49	0,49	0,59

COMMENTAIRE : Pour les mesures Muntz le rapport  $A$  croît du sud au nord de 0,2 à 0,5 mais il est compris entre 0,3 et 0,4 dans la plus grande partie du domaine étudié. Pour les mesures directionnelles on obtient généralement  $A(DV) > A(DO)$  dans les sols jaunes et  $A(DO) > A(DV)$  dans les sols rouges. On retrouve ici la tendance anisotropique déjà constatée en comparant les moyennes de DV et de DO : Dans le sud le système poral serait plus régulier et plus filtrant dans le plan vertical que dans le plan horizontal et ce serait l'inverse dans le nord. Ainsi, dans les sols rouges de l'Adamaoua, sous l'horizon compact superficiel la circulation verticale de l'eau serait irrégulièrement répartie, d'où une possibilité de hiérarchisation du réseau de communication verticale des fluides, et en particulier de l'eau de gravité.

### 3.5. Confrontation du modèle à la réalité

C'est l'observation directe du sol, et celle de son comportement aux tests de perméabilité, qui a fait

choisir précédemment les hypothèses  $A'$  très inférieur à 1 (grand étalement des rayons des tubes) et  $y$  inférieur à  $x$  (taux d'ouverture moindre des gros macropores, responsables de la dispersion). Il faut maintenant les justifier.

— L'étalement des rayons est visible in situ, à la loupe sur monolithes et au microscope sur lames minces, et on constate aussi que les plus gros conduits sont les plus irrégulièrement répartis.

— Des mesures de conductivité directionnelle effectuées avec un partiteur d'eau à la face inférieure de l'échantillon montrent que l'écoulement est localisé, quelques gros conduits fournissant la plus grosse partie du débit.

— Le taux d'ouverture des pores réels est faible : en effet si l'on compare la conductivité mesurée (1)  $k$  à la conductivité  $k'$  calculée en considérant

(1) Mesures DO, les coupes étudiées étant verticales.

tous les pores visibles sur une coupe comme des sections droites de « tubes de Poiseuille » directs on constate que  $k/k'$  est très faible: or le rapport  $k/k'$  est lié au taux d'ouverture  $x = 1 - v/G$ . En particulier, pour  $j = 1$  et si  $r'$  désigne le rayon des tubes réels on a:

$$k = \pi n r^4 \quad \text{et} \quad k' = \pi n r'^4 \\ G = \pi n r'^2 \quad \text{et} \quad xG = \pi n r^2$$

$$\text{d'où} \quad k/k' = (r/r')^4 = (r^2/r'^2)^2 = x^2.$$

Exemples :

A 50 cm de profondeur en KOM 1 on compte à la loupe sur 50 cm<sup>2</sup> de la surface d'un monolithe :

1 tube de  $\varnothing$  2,5 mm assurant un débit théorique de 676 cm/h et une porosité de 0,1 %,

2 tubes de  $\varnothing$  1,0 mm assurant un débit théorique de 34 cm/h et une porosité de 0,03 %,

10 tubes de  $\varnothing$  0,5 mm assurant un débit théorique de 11 cm/h et une porosité de 0,04 %.

Soit au total 26 pores/dm<sup>2</sup> dont le débit serait 720 cm/h et la porosité 0,17 %. Or les valeurs mesurées de  $k$  sont comprises entre 0,1 et 6,5 cm/h d'où  $0,01 < x < 0,1$ .

On obtient de même, pour deux profils,  $G'$  désignant la porosité correspondant à  $k'$  :

TABLEAU 9

Perméabilités théoriques, calculées sur monolithes

Profondeur	Profil KOM 1		Profondeur	Profil OTT 2	
	$k'$ (cm/h)	$G'$ (%)		$k'$ (cm/h)	$G'$ (%)
50 cm	70	0,2	0 cm	3 600	2,2
75 cm	50	0,2	30 cm	170	0,1
100 cm	7	0,1	80 cm	140	0,3
160 cm	13	0,05	150 cm	60	0,2
350 cm	7	0,1	200 cm	130	0,4
400 cm	15	0,2	260 cm	130	0,3
450 cm	7	0,1	320 cm	6	0,1

Sur photographies de lame mince on obtient généralement des valeurs de  $k$  plus faibles. Par exemple en OTT 2 à 30 cm de profondeur les résultats, rapportés au dm<sup>2</sup>, sont :

30 tubes de 0,1 mm

soit  $k' = 0,002$  cm/h et  $G' = 0,002$  %,

3 tubes de 0,6 mm

soit  $k' = 3,4$  cm/h et  $G' = 0,008$  %.

Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XIII, n° 2, 1975 : 93-117.

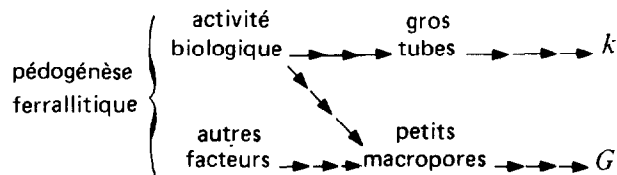
soit au total une conductivité de 3,4 cm/h et une porosité de 0,01 %.

Cette diminution par rapport aux monolithes provient de ce que les lames sont généralement taillées en dehors des gros pores.

In situ on observe des galeries fauniques de rayons beaucoup plus grands mais dont un très petit nombre fonctionne en tubes ouverts dans les tests. Donc le rapport  $k/k'$  est très faible, et plus encore pour les gros macropores que pour les petits ( $x$  et  $y$  très inférieurs à 1, avec  $x > y$ ).

La localisation de l'écoulement et les calculs précédents montrent que la majeure partie de la conductivité est fournie par un petit nombre de gros macropores (ceux pour lesquels le modèle tubulaire est le plus acceptable, si l'on excepte l'horizon compact des sols de l'Adamaoua). Ainsi la fonction transfert est assurée par un faible pourcentage de la macroporosité, ce qui enlève de l'intérêt à l'étude de celle-ci par le biais de la filtration, et indique une relative indépendance des fonctions transfert et stockage.

Cette indépendance des pores responsables de  $k$  et de  $G$  amène à chercher ailleurs l'explication du fait que, dans le milieu étudié, les sols les plus poreux sont aussi les plus perméables: les facteurs mêmes de la *porogénèse* pourraient être invoqués, une faible compacité ( $G$  grand) favorisant par exemple l'activité biologique et donc les perforations ( $k$  grand) et les cavités ( $G$  grand); celle-ci augmentant la porosité générale (rôle des matières organiques) ce qu'on peut schématiser ainsi :



#### 4. CONCLUSIONS

Trois caractéristiques du système poral d'un sol: l'irrégularité des pores, l'anisotropie du réseau et l'hétérogénéité spatiale peuvent être étudiées par des tests de perméabilité. Pour cela on fait varier les conditions opératoires, notamment le mode d'humectation initial et la direction du gradient hydraulique, et on effectue des répétitions statistiques. Seule une fraction de la porosité est concernée, celle qui a fonction de transfert de l'eau dans les conditions des tests.



La loi de l'écoulement tubulaire et laminaire de Poiseuille peut servir de base physique d'un essai de modélisation de cette fonction transfert. Le calcul des paramètres du modèle nécessite des hypothèses simplificatrices dont la signification physique doit être précisée et la validité montrée. La confrontation du modèle avec les mensurations directes des pores s'appuie sur le fait que la fonction transfert est forcément contenue dans l'espace poral réel. En effet l'écoulement « poiseuillien » représente le débit maximum possible dans un tube et il est loin d'être réalisé dans des pores naturels. Ainsi le rayon d'un tube du modèle indique la limite inférieure du rayon d'un tube réel.

Les sols ferrallitiques du Cameroun ont fourni les données qui ont servi à illustrer cette approche. Les effectifs statistiques des paramètres mesurés (macroporosité et perméabilité) étant peu importants et la dispersion des résultats des tests de perméabilité normalement très grande on a dû regrouper ensemble tous les résultats obtenus dans les horizons B meubles de chaque profil. De ce fait des variations verticales

d'organisation de la porosité ont plus ou moins exagéré la dispersion qui est attribuée ici uniquement à l'hétérogénéité horizontale. On pourra s'en rendre compte en examinant la répartition verticale des résultats de macroporosité sur la figure 6.

Un modèle bi-diamétrique simple a été retenu pour représenter la macroporosité de ces sols. Mais en fait seules les limites des paramètres principaux, le rayon et le nombre des tubes du modèle, ont pu être calculés en faisant varier le « taux d'ouverture » des pores tandis que la tortuosité et l'obliquité étaient fixés à une valeur simple et vraisemblable. Ce modèle rend assez bien compte du comportement saisonnier de ces sols. Une interprétation plus poussée de ces résultats en termes de porogénèse et de fonctionnement des différents écosystèmes ferrallitiques nécessiterait de confronter ensemble toutes les mesures et observations propres à chaque milieu. Elle ne sera pas tentée ici.

*Manuscrit reçu au S.C.D. de l'ORSTOM le 21 mars 1975.*

#### BIBLIOGRAPHIE

- AUDRY (P.) *et al.*, 1973. — Bulletin du groupe de travail sur la dynamique actuelle des sols. N° 2, 126 p. *multigr.* + 18 fiches techniques. ORSTOM, Bondy.
- BOUMA (J.), ANDERSON (J.L.), 1973. — Relationships between soil structure characteristics and hydraulic conductivity: Field soil Water Regime S.S.S.A. Special Public. n° 5 Soil Science Society of America, pp. 17-105.
- BOURRIER (J.), 1965. — La mesure des caractéristiques hydrodynamiques des sols par la méthode Vergière. *Bull. Techn. du Gén. Rur.*, n° 73, 96 p.
- BREWER, 1964. — Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley et sons New York, London, Sidney, 470 p.
- FEODOROFF (A.), 1965. — Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante. Cas d'un sol initialement sec et d'un arrosage sans formation de plan d'eau en surface. Thèse, Université de Paris, INRA, 90 p.
- GARDNER (W.R.), 1974. — The permeability problem. *Soil Science*, Vol. 117, n° 5, 243-249.
- GRAS (R.), 1972. — Effets des éléments grossiers sur la dynamique de l'eau dans un sol sableux. Comportement des éléments grossiers poreux vis-à-vis de l'eau. *Ann. agron.*, 23 (2), 197-239.
- GRAS (R.), 1974. — L'emprisonnement d'air lors de l'humectation des corps poreux. *Bull. Ass. Fr. pour l'Et. du Sol*, n° 1.
- HILLEL (D.), 1974. — L'eau et le sol. Principes et processus physiques. Vander éd. Louvain, 288 p.
- HUMBEL (F.X.), 1974. — La compacité de sols ferrallitiques du Cameroun : une zonalité dans ce milieu en relation avec la dessiccation saisonnière. *Cah. ORSTOM sér. Pédol.*, vol. XII, n° 1 : 73-101.
- MAASLAND (M.), KIRKHAM (D.), 1955. — Theory and measurement of anisotropic air permeability in soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 19, 395-400.
- MILLINGTON (R.J.), QUIRK (J.P.), 1959. — Permeability of porous media. *Nature*, 183, 387-388.
- MOREL-SEYTOUX (H.J.), 1973. — Pour une théorie modifiée de l'infiltration. 1<sup>re</sup> partie : pourquoi ? *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. X, n° 2, 2<sup>e</sup> partie : comment ? Vol. X, n° 3. 3<sup>e</sup> partie : effets de compression et de contre courant, vol. XI, n° 1, 1974.
- SUCHEL (J.B.), 1972. — La répartition des pluies et les régimes pluviométriques au Cameroun. Travaux et documents de Géographie tropicale. 5, CEGET, Talence, 287 p.