

Utilisation des méthodes tensio-neutroniques pour l'étude des transferts hydriques dans le sol en milieu ferrallitique Guyanais

J.-M. GUEHL *

SOMMAIRE

Des essais de caractérisation hydrodynamique (détermination de la relation conductivité hydraulique - potentiel matriciel) ont été effectués après coupe rase de la forêt primaire dans deux types de sols représentatifs de la région des schistes Bonidoro en Guyane française septentrionale.

Les relations obtenues ont permis de confirmer l'opposition entre sols à drainage vertical libre (couverture ferrallitique initiale) et sols à drainage vertical fortement ralenti (couverture transformée), où l'on note, lors des saisons des pluies, la présence d'une nappe d'eau perchée avec une composante latérale d'écoulement.

INTRODUCTION.

La quantification des flux hydriques dans le sol répond à deux préoccupations majeures dans l'étude des conditions et des facteurs de la production végétale :

- Evaluation de l'intensité des transferts des éléments solubles ou des colloïdes dans le cadre d'études pédologiques ou agronomiques (ROOSE, 1979 ; ROOSE, 1981) ;
- Estimation de l'évapotranspiration réelle du couvert végétal. L'équation du bilan hydrique d'un volume de sol intéressant une profondeur Z supérieure au domaine de prospection racinaire s'écrit pour une période considérée :

$$ETR = -\Delta S + P_i - D_v - D_L - R \quad (1)$$

ETR : évapotranspiration réelle du couvert végétal, y compris l'interception par le couvert.

ΔS : variation du stock d'eau dans le volume considéré.

P_i : précipitations incidentes au-dessus du couvert.

D_v : bilan des flux hydriques verticaux à la cote Z compté positivement en cas de drainage et négativement en cas de remontées capillaires.

D_L : bilan des flux latéraux.

R : bilan du ruissellement à la surface du sol.

L'estimation de l'ETR nécessite donc une évaluation de l'ensemble des termes du second membre de l'équation (1).

En milieu tropical pluvieux, l'évaluation des flux hydriques dans le sol (termes D_v et D_L) a généralement été entreprise à l'aide de dispositifs de recueil des eaux d'écoulement (BLANCANEAUX, 1979 ; ROOSE, 1979 ; CALES, 1982) dans le cadre d'études des transferts de matière. Mais, ces méthodes entraînent une perturbation des conditions de l'écoulement (JOURDAN et al., 1979) et notamment ne permettent pas la mise en évidence de flux hydriques ascendants (remontées capillaires). Les méthodes tensio-neutroniques sont plus satisfaisantes à cet égard, mais nécessitent la détermination de la conductivité hydraulique du sol (K) tant en conditions saturées que non saturées (DAUDET et VACHAUD, 1977).

* I.N.R.A. - C.N.R.F., Station de sylviculture et de production, Champenoux - 54280 SEICHAMPS.

Le présent article rapporte les résultats de tels essais de caractérisation hydrodynamique des sols effectués en zone ferrallitique guyanaise (région des schistes Bonidoro), dans le but de préciser les flux hydriques verticaux dans un système pédologique dont le fonctionnement hydrologique a déjà fait l'objet d'une première présentation (GUEHL, sous presse), et fait état des problèmes soulevés par leur utilisation en milieu forestier (forêt primaire). Cette étude fait partie d'une opération pluridisciplinaire (*) menée sur l'Ecosystème forestier guyanais et sa mise en valeur (SARRAILH, 1980).

MILIEU ET METHODES D'ETUDE.

I. - LE MILIEU.

Le climat est de type sub-équatorial avec une moyenne du total des précipitations annuelles voisine de 3.000 mm dans la zone étudiée, une « grande saison sèche » d'août à novembre, généralement bien accusée, et un « petit été de mars » d'expression plus aléatoire. La température moyenne annuelle est voisine de 26 °C avec une amplitude saisonnière d'environ 1,5 °C.

Les sols de la région des bassins-versants ECEREX se caractérisent par l'existence d'une forte différenciation latérale entre des zones à dynamique de l'eau verticale et des zones à dynamique d'eau essentiellement latérale lors des périodes de fortes précipitations (BOULET, 1978; HUMBEL, 1978; BOULET et al., 1979; GUEHL, sous presse).

Dans un précédent article (GUEHL, sous presse), nous avons décrit la dynamique de l'eau dans un système de transition entre ces deux types de zones dans une situation légèrement en contrebas du sommet d'interfluve du bassin-versant I de l'opération ECEREX. Le transect étudié est caractérisé d'amont en aval, d'une part, par un amincissement progressif (incision de la surface topographique initiale), puis la disparition d'une couverture pédologique de type ferrallitique bien structurée et à forte porosité inter-agrégats et dont la densité apparente ne dépasse pas 1,35 en profondeur et, d'autre part, par la remontée progressive vers la surface d'un matériau sablo-limono-argileux présentant une structure d'altération de la roche-mère (pegmatite) de densité apparente plus élevée (1,65) et d'aspect plus compact. La très faible perméabilité (méthode de MUNTZ) de ce matériau entraîne l'apparition, lors des périodes pluvieuses, d'une nappe d'eau perchée s'écoulant latéralement vers le bas de la pente.

Pour la présente étude, nous avons retenu deux sites extrêmes de ce transect d'étude distants de 21 m horizontalement avec une pente moyenne de 10 % ; nous n'en donnerons ici qu'une description pédologique sommaire (les numéros des horizons sont ceux de GUEHL, sous presse) :

- I_s : horizon 1 de 0 à 70 cm : humifère, puis sablo-argileux, brun jaune à micro-agrégats.
 - horizon 2 de 70 à 115 cm : argillo-sableux à micro-agrégats.
 - horizon 3 de 115 à 180 cm : argileux (kaolinite) à micro-agrégats, rouge.
- I₁ : horizon 7 de 0 à 65 cm : ensemble humifère, puis sablo-argileux à agrégation biologique polyédrique, porosité tubulaire et inter-agrégats bien développée. Argillo-sableux à la base.
 - horizon 9 de 65 à 80 cm : sableux à sable grossier, chenaux millimétriques dans le sens de la pente.
 - horizon 6 au-delà de 80 cm : sablo-limono-argileux, blanc à volumes rouges, faces structurales verticales lissées au sommet.

(*) Projet ECEREX (ECologie, ERosion, EXpérimentation) supporté financièrement par le Comité « Gestion des ressources naturelles renouvelables » de la D.G.R.S.T.

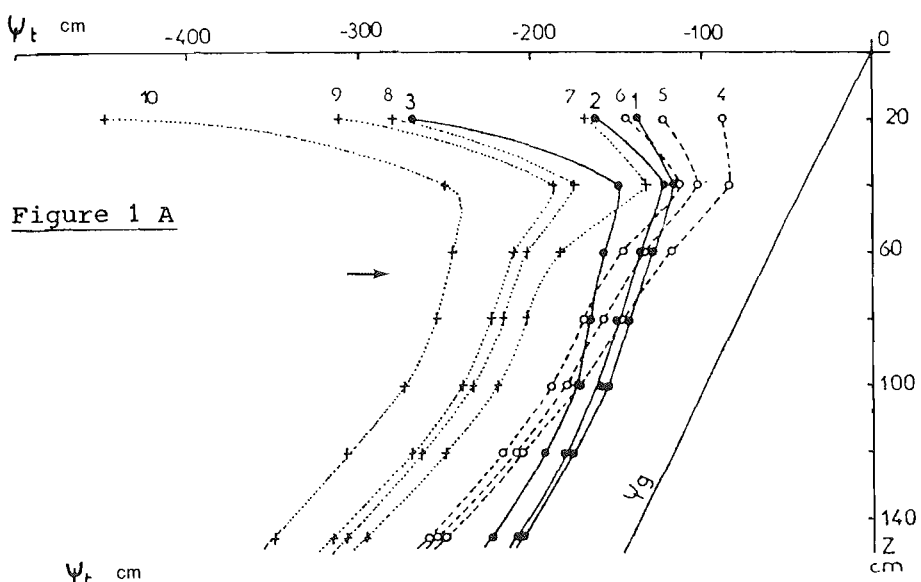


Figure 1 A

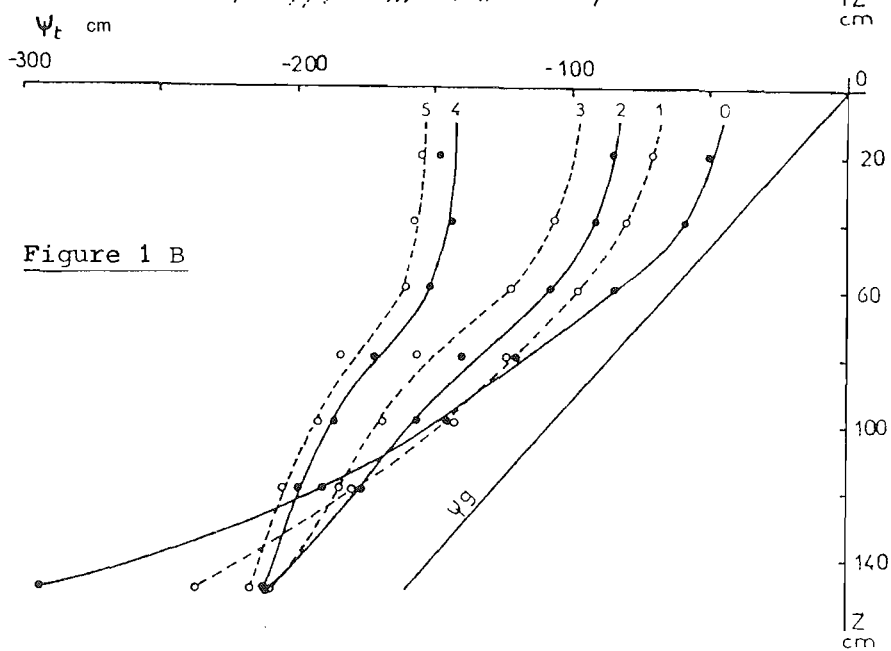


Figure 1 B

FIGURE I. — Evolution des profils verticaux de Ψ_t lors des essais de caractérisation hydrodynamique.

Figure 1 a : méthode du plan de flux nul au site I₁.

→ : niveau d'apparition du matériau d'altération

Figure 1 b : méthode du drainage interne au site I₅.

Les intervalles de temps Δt compris entre deux profils successifs sont les suivants :

Figure 1 a : profils	1-2	2-3	4-5	5-6	7-8	8-9	9-10
Δt (heures)	24.0	143.3	73.0	47.2	121.2	23.7	144
Figure 1 b : profils	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5		
Δt (heures)	20.8	20.5	22.5	73.0	23.5		

FIG. I. — Evolution of the vertical profiles of Ψ_t during the hydrodynamic characterization tests.

Fig. I a : « natural balance » method for site I₁.

→ : appearance of the altered rock material.

Fig. I b : « internal drainage » method for site I₅.

II. - METHODES ET MATERIEL D'ETUDE.

Lors d'une étude antérieure (mai 1980 à juin 1981), nous avons, pour chacun de ces deux sites et en situation de forêt primaire, effectué un suivi des profils d'humidité volumique (Θ , cm³/cm³) à l'aide d'un humidimètre neutronique SOLO 20 et de tubes d'accès en duralumin d'une profondeur utile de 170 cm, et des profils du potentiel hydrique total à l'aide de tensiomètres à manomètre à mercure installés aux profondeurs 10, 20, 40, 60, 80, 100, 120 et 150 cm.

Nous nous proposons ici :

- de déterminer la conductivité hydraulique du sol pour les horizons 3 et 6 à la cote — 135 cm ;
- de revenir sur les données précédemment acquises en situation de forêt primaire, afin de déterminer à cette même cote la composante verticale des flux hydriques (D_v) et d'établir un bilan hydrique complet [équation (1)] dans certaines situations favorables.

En effet, pour une période $\Delta t = t_2 - t_1$ et une profondeur z données (l'axe vertical oz est orienté positivement vers le bas), le bilan des flux verticaux est :

$$D_v(z) = \int_{t_1}^{t_2} \overline{\Phi}(z, t) dt \quad (2)$$

où t représente le temps et $\Phi(z, t)$ est la composante verticale de la densité du flux hydrique instantané à la cote z déterminé par la loi de Darcy étendue aux conditions non saturées :

$$\overline{\Phi}(z, t) = -K(\Psi_m) \frac{\partial \Psi_t}{\partial z} \quad (3)$$

où K est la conductivité hydraulique du sol qu'on se propose de déterminer en fonction du potentiel matriciel Ψ_m . Ψ_t est le potentiel hydrique total exprimé en cm de hauteur d'eau.

On remarquera, à propos de l'équation (3), qu'en raison de l'hystérésis caractérisant la relation $\Theta(\Psi_m)$, il eût été préférable d'utiliser la relation $K(\Theta)$ (VACHAUD et al., 1978). Le choix de $K(\Psi_m)$ est lié au fait que l'on aura à regrouper plusieurs niveaux de mesure d'un même horizon pour l'établissement de ces relations ; en raison des variations spatiales brusques de Θ observées parfois dans un même horizon (Fig. II), nous avons utilisé Ψ_m variable intensive spatialement plus stable.

Détermination de $K(\Psi_m)$.

Dans le cas d'un écoulement monodirectionnel vertical en milieu non foisonnant (la kaolinite est une argille non gonflante) et en l'absence de source ou de puits hydrique (extraction racinaire), l'équation de conservation de la masse s'écrit :

$$\frac{d\theta(z, t)}{dt} = - \frac{d\Phi(z, t)}{dz} \quad (4)$$

Soit en intégrant entre deux niveau de profondeur z_1 et z_2 ($z_2 > z_1$) :

$$\frac{1}{dt} \int_{z_1}^{z_2} d\theta(z, t) dz = \frac{dS_{z_1}^{z_2}(t)}{dt} = \overline{\Phi}(z_1, t) - \overline{\Phi}(z_2, t) \quad (5)$$

où $S_{z_1}^{z_2}(t)$ représente le stock d'eau instantané entre les cotes z_1 et z_2 .

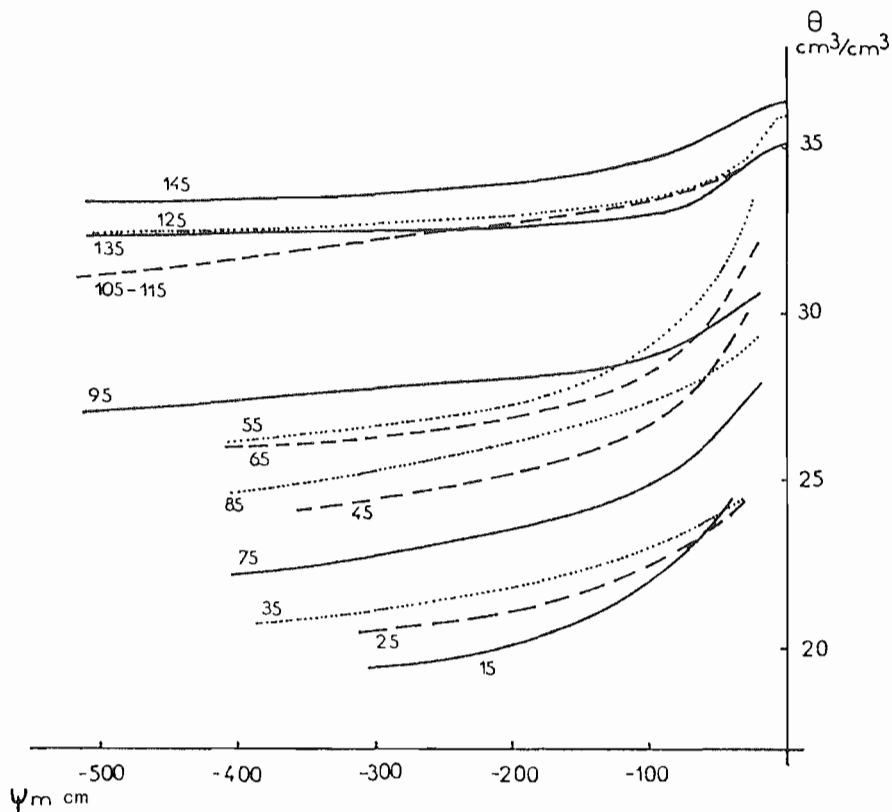


FIGURE II. — Relations $\Psi_m(\Theta)$ pour le tube d'accès neutronique NI_n à différentes profondeurs (cm).

FIG. II. — Soil matrix potential - soil water content $\Psi_m(\Theta)$ relationships at different depths (cm) for the neutron tube NI_n .

Deux conditions expérimentales intéressantes peuvent être créées :

1^{er} cas : Méthode de drainage interne (HILLEL et al., 1972).

Après infiltration d'une lame d'eau apportée en quantité suffisante pour humecter l'ensemble du profil, on recouvre le sol de façon à annuler le flux hydrique à la surface du sol [$\Phi(0, t) = 0$]. L'équation (5) devient alors, appliquée entre la surface du sol et une profondeur z et en combinaison avec (3) :

$$\frac{d S_O^z(t)}{dt} = -\Phi(z, t) = K(\Psi_m) \frac{d \Psi_t}{dz} \quad (6)$$

Dans la pratique, pour l'estimation de $K(\Psi_m)$, on considère deux états suffisamment rapprochés dans le temps pour pouvoir écrire :

$$\frac{\Delta S_O^z}{\Delta t} = K(\Psi_m) \frac{d \Psi_t}{dz} \quad (7)$$

$\frac{d\Psi_t}{dz}$ représentant la valeur moyenne au cours de la période $t, t + \Delta t$ du gradient du potentiel total indiqué par deux tensiomètres situés de part et d'autres de z (moyenne arithmétique entre l'instant t et l'instant $t + \Delta t$).

2° cas : Méthode du plan de flux nul (DAUDET et VACHAUD, 1977).

On étudie ici le ressuyage du sol en partant d'un état initial analogue au cas précédent et en laissant le sol à découvert. Il y a alors établissement d'un plan de flux nul (z_0) progressant plus ou moins rapidement en profondeur et séparant deux zones hydrodynamiquement indépendantes : au-dessus de z_0 , il y a flux ascendant d'origine évaporatoire, en dessous de z_0 , il y a drainage (Fig. 1 a).

En considérant ici pour l'équation (5) un niveau z_1 (prise en compte de la zone située sous z_0 , ce qui sera toujours le cas dans la présente étude) ou z_2 (prise en compte de la zone située au-dessus de z_0), confondu avec z_0 , on se ramène à des conditions très voisines de celles du cas précédent (mais z_0 varie dans le temps ici), pour chaque détermination de K on considère alors la valeur moyenne

$$z_0 = \frac{z_0(t) + z_0(t + \Delta t)}{2}$$

RESULTATS.

I. - DETERMINATION DES RELATIONS $K(\Psi_m)$.

A la suite du défrichement du bassin I en juillet 1981 (aménagement en abattis de type traditionnel), il nous a été possible de maintenir une zone sans végétation autour du site d'étude (suppression de l'extraction racinaire) et d'y effectuer des essais de caractérisation hydrodynamique en septembre-octobre 1982 (grande saison sèche).

1.1. En I, (méthode du plan de flux nul).

L'évolution des profils verticaux de Ψ_t au cours de la période d'étude du 9 septembre au 21 octobre 1982 est représentée sur la figure 1 a. En raison de l'occurrence de pluies orageuses durant cette période, nous avons été amenés à considérer 3 séries distinctes de profils correspondant chacune à des phases sans précipitations, le passage d'une série à l'autre (profils 3-4, puis 6-7) ne faisant pas l'objet d'une détermination de K .

A cause d'une panne de l'humidimètre neutronique, il ne nous a pas été possible d'établir de façon indépendante l'évolution des profils d'humidité. Nous avons alors

déterminé S à partir des mesures tensiométriques par l'intermédiaire des relations

$\Psi_m(\Theta)$ établies préalablement en phase de désorption comme dans le présent essai pour chaque niveau de mesures neutroniques. L'ensemble de ces courbes apparaissent pour le site I, (tube NI 11) dans la figure 1l.

Une condition nécessaire de validité d'un tel essai de caractérisation hydrodynamique est, bien entendu, la verticalité de l'écoulement qui ne saurait être considérée comme réalisée a priori dans un tel système de pente et de fortes variations pédo-logiques latérales.

Nous avons vu (GUEHL, sous presse) que, dans le système hydropédologique étudié, il est possible, pour les situations non trop éloignées de la saturation, de donner une description de la direction et du sens général des flux hydriques grâce à la représentation des lignes équipotentielles (potentiel total). Sans pouvoir s'appuyer sur une démonstration rigoureuse, cette représentation, reposant sur une interpolation linéaire suivant la pente topographique entre les sites de mesure, se justifie par la très bonne continuité du potentiel hydrique entre les sites de mesure (I_0 à I_5). Le tracé des équipotentielles ainsi obtenues ne prend pas en compte, bien entendu, d'éventuelles hétérogénéités locales du matériau entre les sites de mesure.

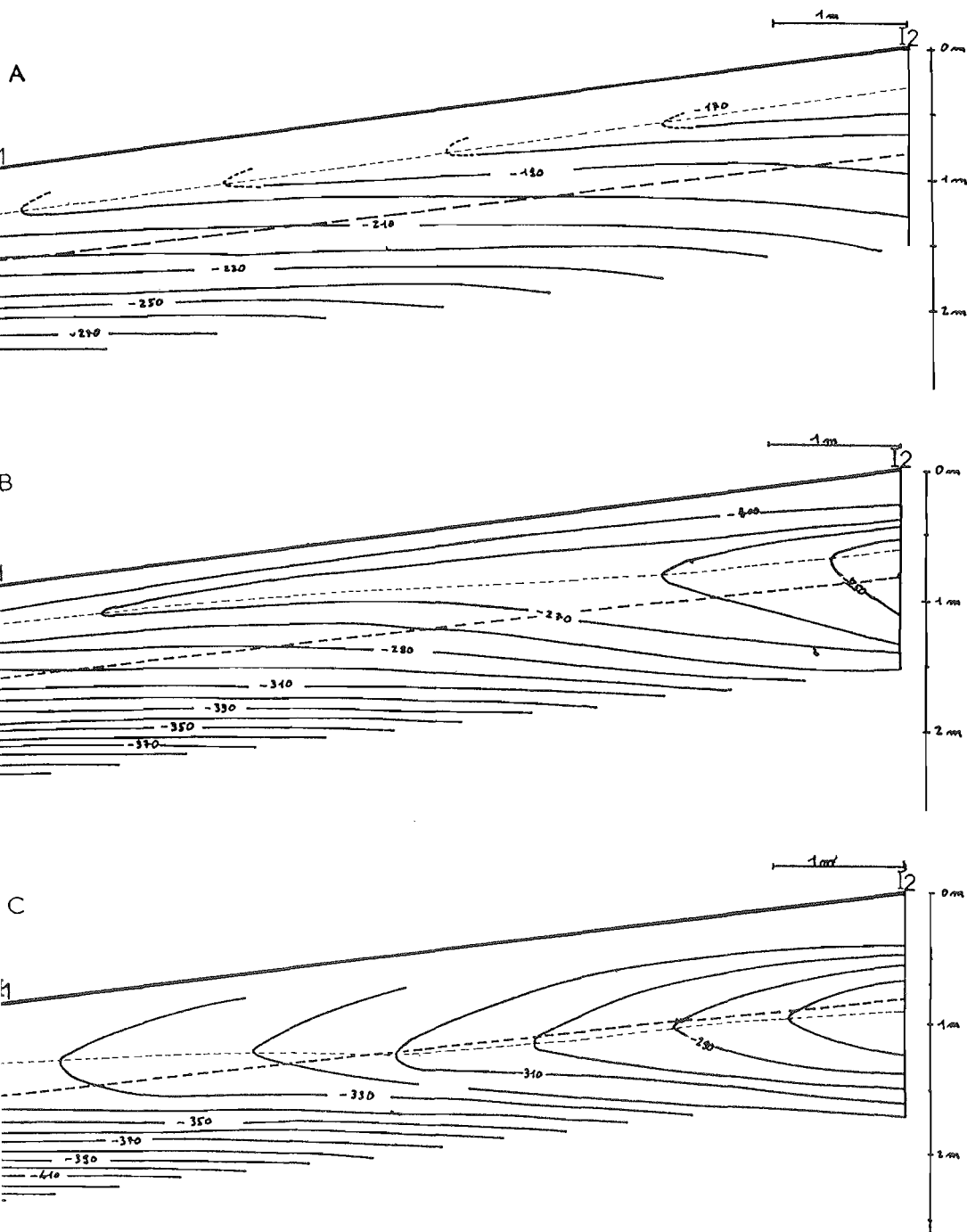


FIGURE III. — Champ du potentiel hydrique total (lignes équipotentielles) correspondant aux situations des profils 1 (3 a), 9 (3 b) et 10 (3 c) de la figure I a.

→ : niveau d'apparition du matériau d'altération

----- : surface de flux vertical nul.

Le potentiel de gravité est annulé à la surface du sol en I₂.

FIG. III. — Two-dimensional field of the total water potential (equipotentials) corresponding to the situations of the profiles 1 (3 a), 9 (3 b) and 10 (3 c) of figure I a.

→ : appearance of the altered rock material

----- : surface of vertical zero flux.

Nous avons représenté ici (Fig. III) le champ du potentiel hydrique total entre I_1 et I_2 uniquement (l'altitude de référence est la surface du sol en I_2) au début (III a) et à la fin (III b et III c) de l'essai, les 3 situations représentées correspondant respectivement aux profils 1, 9 et 10 de la figure 1 a. Les figures III a, b et c accoréditent de façon tout à fait satisfaisante la verticalité de l'écoulement (flux normaux aux équipotentielles dans l'hypothèse d'isotropie du milieu) sous le niveau z_0 en I_1 tout au cours de l'essai.

La relation $K(\Psi_m)$ d'allure linéaire en représentation semi-logarithmique obtenue pour l'horizon 6 (110 et 135 cm) par la méthode du plan de flux nul apparaît sur la figure IV.

$$\text{La relation obtenue est : } \log K = - 1.083 + 0.00521 \cdot \Psi_m \quad (8)$$

Elle fournit par extrapolation une valeur de la conductivité hydraulique à saturation ($\Psi_m = 0$) K_s égale à $0.083 \text{ mm. h}^{-1} \approx 2 \text{ mm. j}^{-1}$.

1.2. En I_1 (méthode du drainage interne).

On étudie le ressuyage du sol après apport d'eau artificiel (140 mm environ sur une surface de 10 m^2 centrée sur le site de mesure). L'évolution du profil de Ψ du 30 septembre au 7 octobre 1982 est rapportée par la figure 1 b. On notera que cette évolution est bien en accord avec l'établissement d'un gradient nul et donc d'un flux nul à la surface du sol.

Le nuage de points obtenu en I_2 (relatif aux deux tubes d'accès neutroniques les plus proches du site tensiométrique : NI_{51} et NI_{52}) pour l'horizon 3 (120 à 150 cm) (Fig. IV) couvre une plage de Ψ_m relativement faible (pas de points notamment au voisinage de la saturation), mais présente une allure linéaire bien en accord avec les valeurs fournies par la méthode d'estimation de K_s (conductivité hydraulique à saturation) du double anneau de MUNTZ (GUEHL, sous presse). Ces dernières valeurs ont également été représentées sur la figure IV (valeur centrale à 135 cm de profondeur égale à $3,5 \text{ mm. h}^{-1}$).

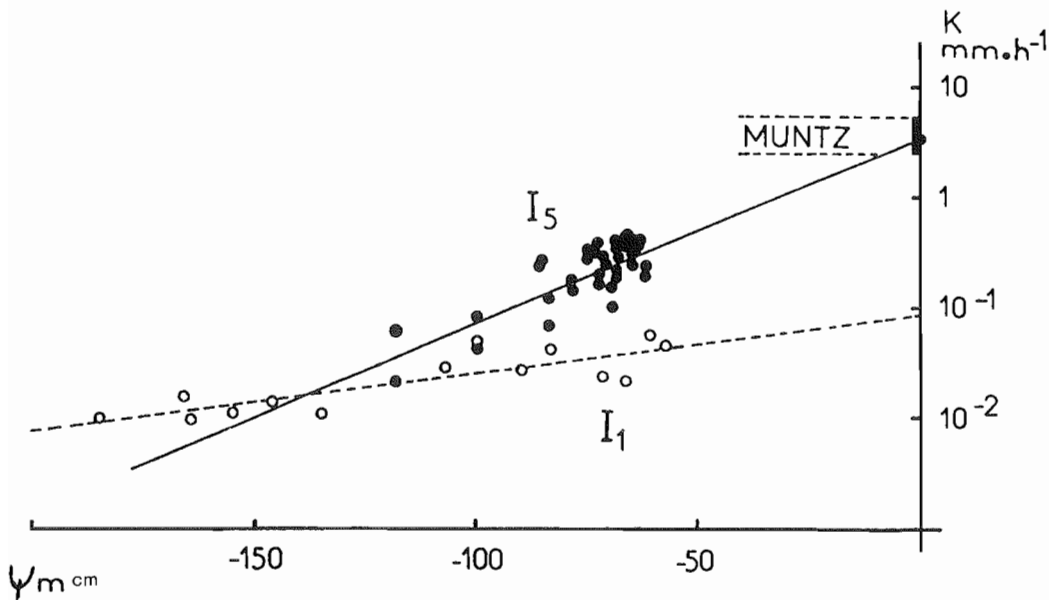


FIGURE IV. — Relations $K(\Psi_m)$ pour les sites I_1 (aux profondeurs 110 et 135 cm : horizon 6) et I_5 (profondeurs 120, 130, 140 et 150 cm : horizon 3).

FIG. IV. — Hydraulic conductivity - matric potential $K(\Psi_m)$ relationship for the I_1 site (depths 110 and 135 cm: horizon 6) and I_5 (depths 120, 130, 140 and 150: horizon 3).

h^{-1} et amplitude de variation de K_s dans l'horizon 3). On notera que ces valeurs de K_s sont de l'ordre de 40 fois plus importantes qu'en 1, pour l'horizon 6.

L'équation de régression obtenue est :

$$\log K = 0.545 + 0.01663 \Psi_m$$

II. - ESTIMATION DU DRAINAGE VERTICAL.

Lors d'une campagne de mesure antérieure, nous avons effectué, en situation de forêt primaire, un suivi des profils de Ψ_t et Ψ_m pour la période du 21 janvier au 31 mai 1981. En utilisant à la profondeur 135 cm (prise en compte des tensiomètres situés aux profondeurs 120 et 150 cm) les relations $K(\Psi_m)$ de la figure IV, il est possible de calculer $\Phi(135, t)$ pour les différents relevés (faits le matin à 9 h 00 environ) en 1_s et 1_l par application de la loi de Darcy [équation (3)].

$$\Psi_m, \frac{\partial \Psi_t}{\partial z}$$

La figure V représente l'évolution au cours de cette période de $\frac{\partial \Psi_t}{\partial z}$ et

$\Phi(135, t)$ pour les deux sites et en relation avec le régime pluviométrique. Nous n'avons représenté cette évolution sous forme de trait continu que pour les périodes pour lesquelles nous pouvions être assurés d'une variation monotone des grandeurs (le plus souvent, périodes de relevés quotidiens). Pour ces périodes, l'intégrale de la courbe $\Phi(135, t)$ pourra être considérée comme une valeur de D_v .

— En 1_s, durant les 2 saisons des pluies (séparées par le « petit été de mars »), le drainage s'effectue en permanence en milieu non saturé ($\Psi_m < 0$), les variations de $\Phi(135, t)$ sont brutales en relation avec les variations pluviométriques. L'établissement des bilans réels de D_v à l'échelle décadaire ou mensuelle supposerait donc un suivi tensiométrique au moins quotidien.

Au cours du « petit été de mars », on note, à partir du 23 mars, l'apparition d'un régime de remontées capillaires $\left(\frac{\partial \Psi_t}{\partial z} > 0 \right)$ mais, en raison des valeurs faibles de

Ψ_m et donc également de K (fig. IV), les flux sont voisins de 0. Ces faibles valeurs de Ψ_m ont pu être attribuées à une extraction racinaire encore active à 135 cm de profondeur (GUEHL, sous presse). Des remontées capillaires plus importantes auraient certainement été mises en évidence à la limite inférieure du domaine de prospection racinaire n'ayant pu être atteinte par nos appareils de mesure.

— En 1_l, l'écoulement s'effectue en milieu saturé durant la majeure partie de la saison des pluies ($\Psi_m \geq 0$). Dans un travail précédent, nous avons en effet pu attribuer à la faible perméabilité de l'horizon 6 la présence d'une nappe perchée durant les périodes pluvieuses. La méthode du plan de flux nul fournit dans la présente étude une valeur par extrapolation de K_s voisine de 2 mm. j⁻¹; cette valeur représente aussi l'importance

du drainage vertical journalier lorsque la nappe est présente, $\frac{\partial \Psi_t}{\partial z}$ reste alors très

proche de -1 (l'écoulement est limité ici par les caractéristiques du sol). Le drainage vertical apparaît ainsi comme nettement inférieur aux valeurs observées en 1_s, mais ne saurait être négligé dans l'écoulement général de la nappe.

On notera que le maximum de $\Phi(135, t)$ (4 mm. j⁻¹ environ le 15 avril) ne correspond pas ici à une valeur maximale de K ($K = K_s$ en présence de la nappe),

mais à une valeur absolue maximale de $\frac{\partial \Psi_t}{\partial z}$ lors du retour des pluies après le

« petit été de mars » (état transitoire de progression vers le bas du front de réhumectation).

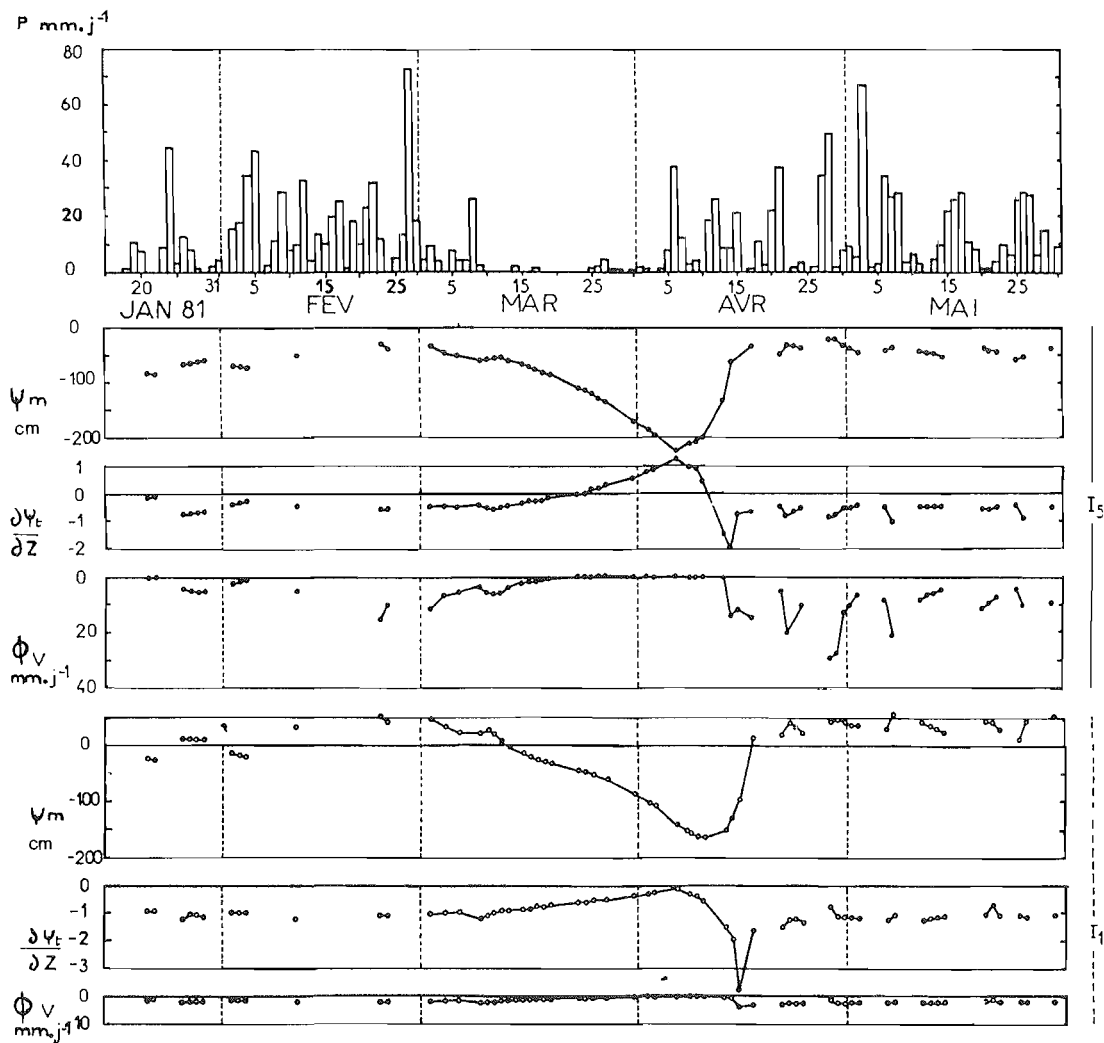


FIGURE V. — Evolution du potentiel matriciel (Ψ_m), du gradient du potentiel total et de la densité des flux hydriques verticaux Φ_v estimés à la profondeur 135 cm en I_1 et I_5 de janvier à fin mai 1981, en relation avec le régime pluviométrique.

FIG. V. — Evolution of the matric potential Ψ_m , total potential gradient and of the vertical water flow density Φ_v estimated at 135 cm depth for I_1 and I_5 from January to May 1981, as related to the rainfall regime.

En outre, on ne note pas en I_1 l'apparition d'un régime de remontées capillaires au cours du « petit été de mars ».

III. - BILAN HYDRIQUE.

L'estimation de l'ETR suivant l'équation (1) est possible :

— En I_1 pour la période du 6 mars au 30 mars 1981 durant laquelle le terme $\Phi(135, t)$ a été déterminé avec une fréquence satisfaisante (Fig. V) et durant laquelle,

d'une part, le terme D_L peut être considéré comme négligeable (la nappe est encore présente en profondeur jusqu'au 12 mars, mais à l'intérieur du matériau d'altération seulement, l'écoulement est alors vertical (GUEHL, sous presse); et, d'autre part, l'extraction racinaire n'est pas sensible sous la cote 135 cm.

— En I_2 pour la période du 6 mars au 15 mars seulement; l'extraction racinaire affecte des profondeurs supérieures à 135 cm après cette date.

Les résultats apparaissent dans le tableau 1. On a également fait figurer sur ce tableau, pour les différentes périodes, une valeur de l'évapotranspiration potentielle (ETP) estimée d'après une formule de BOUCHET modifiée (GUEHL, sous presse), ainsi

que le rapport $\frac{ETR}{ETP}$. Ce rapport n'a pas grande signification absolue ici, puisque les

valeurs d'ETR sont déterminées très localement et n'intègrent pas l'hétérogénéité spatiale de la forêt. Ainsi, par rapport à I_1 , l'environnement de I_2 se caractérise par la présence d'arbres de faibles dimensions dont le feuillage est abrité de la pleine lumière. La demande transpiratoire locale y est probablement très faible et peut expliquer la faible valeur du rapport ETR/ETP qu'on y observe du 6 au 15 mars.

On notera que, pour l'ensemble des situations présentées par le tableau 1, le terme D_L reste sensible par rapport aux autres termes de l'équation (1). Cela montre bien la nécessité de son évaluation pour l'établissement d'un bilan hydrique complet.

TABLEAU 1. — Estimation des termes du bilan hydrique (en mm) au cours de la petite saison sèche de mars 1981.

Les données relatives au tube NI_{s2} sont indiquées entre parenthèses.

TABLE 1. — Estimation of the water balance components (mm) during the short dry season 1981. The results relative to the NI_{s2} tube are given in brackets.

	Période	6.03 - 15.03	15.03 - 23.03	23.03 - 30.03
	Tube NI_{s1}	P_i	38	1
	ΔS	— 31.3	— 35.5	— 11.2
	D_v	18	10.3	3.8
	ETR	51.3	26.2	16.4
	ETP	45.9	47.5	43.3
	$\frac{ETR}{ETP}$	1.12	0.55	0.38

	Période	6.03 - 15.03
	Tubes NI_{s1} et NI_{s2}	P_i
	ΔS	— 23 (— 24.3)
	D_v	40.2
	ETR	20.8 (22.1)
	ETP	45.9
	$\frac{ETR}{ETP}$	0.45 (0.48)

D'autre part, en I, apparaît une nette diminution du rapport ETR/ETP durant le petit été de mars (de 1.12 à 0.38) traduisant une diminution sensible des disponibilités hydriques. Cette diminution tend à confirmer l'existence de problèmes de sécheresse lors des saisons sèches en Guyane (FOUGEROUZE, 1966).

DISCUSSION ET CONCLUSIONS.

Les méthodes tensio-neutroniques de caractérisation hydrodynamique apparaissent comme utilisables dans le milieu que nous avons étudié en l'absence de couverture végétale. La méthode de drainage interne généralement utilisée avec succès dans le cas de sols légers (VACHAUD *et al.*, 1978 et 1981) a pu permettre l'établissement de relations $K(\Psi_m)$ dans un milieu argileux à kaolinite. Cependant, lors de quelques mesures que nous avons effectuées épisodiquement après le 7 octobre (profil 5 de la figure 1 b), il est apparu que le profil de Ψ_t tendait rapidement vers une allure verticale (profil d'équilibre pour la tranche de sol étudiée) avec, en plus, apparition d'un plan de flux nul peu accentué, mais révélant l'existence d'un léger flux évaporatoire à la surface du sol (écran de film plastique couvert de feuilles de palmier non parfait). La tendance rapide vers l'équilibre du profil de Ψ_t réduit la gamme des valeurs de Ψ_m pouvant être atteinte pour la relation $K(\Psi_m)$. Il pourrait alors être intéressant de chercher à établir cette relation par « segments successifs » en effectuant pour un site donné plusieurs essais avec des apports d'eau soigneusement contrôlés (contrôle des profils de Ψ_t au cours de l'infiltration) pour permettre l'obtention de profils initiaux du drainage interne plus ou moins proches de la saturation. Ainsi, dans notre cas (Fig. IV), aurait-il sans doute été profitable d'effectuer un second essai en partant d'un état plus proche de la saturation (absence de valeurs de K dans ce domaine, sauf celles fournies par la méthode de MUNTZ).

La méthode du plan de flux nul apparaît comme très bien adaptée au cas du site I, où le plan de flux nul (Fig. 1 a) ne pénètre pas dans le matériau d'altération de la pegmatite tout au cours de la grande saison sèche.

Nous avons déjà indiqué que l'écoulement vertical de la nappe à travers ce matériau ne pouvait être négligé (cf. RESULTATS 2.) ; les données du tableau 1 montrent que le terme D_v reste sensible dans le bilan hydrique tout au cours de la petite saison sèche. Cela peut être attribué en partie à la faible pente de la relation $K(\Psi_m)$ (Fig. IV). Le qualificatif de « drainage vertical fortement ralenti » plutôt que celui de « drainage vertical bloqué » (GUEHL, sous presse) devrait donc être adopté pour ce type de sol.

Les résultats obtenus dans la présente étude confirment cependant la nette opposition au plan hydrodynamique des deux types de sols étudiés. Il conviendrait maintenant d'étudier la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques à l'intérieur de chacune de ces deux zones représentatives des sols de la région des schistes Bonidoro (NIELSEN *et al.*, 1973).

L'utilisation des méthodes de caractérisation hydrodynamique en forêt soulève des problèmes spécifiques. Il s'agit alors à la fois de supprimer l'extraction racinaire (difficulté que nous n'avons pas rencontrée, puisque nous avons pu exceptionnellement profiter d'un défrichement) et d'atteindre la base du domaine de prospection racinaire. Dans les conditions d'extraction racinaire profonde que nous avons rencontrées, la mise en place de monolithes de sol (IBRAHIM, 1979) ne peut être envisagée. La solution pourrait alors être d'effectuer les essais non à partir de la surface du sol, mais au fond de fosses ayant les dimensions suffisantes pour atteindre les horizons profonds (profondeur des fosses) et supprimer l'extraction racinaire (dimensions latérales).

Dans l'optique de l'établissement d'un bilan hydrique (équation 1), cette condition d'extension en profondeur des dispositifs de mesure doit également être réalisée lors de la phase de mesures en conditions naturelles, notamment lors des périodes de déficit hydrique. Cela aurait supposé, dans le cas de la présente étude, l'utilisation de tubes d'accès neutroniques et de tensiomètres nettement plus profonds (la profondeur précise restant à déterminer). LIVET (1976) donne une description de techniques pouvant être mises en œuvre pour une telle implantation profonde.

Le terme D_v étant supposé connu dans ces conditions favorables, le passage à un bilan hydrique complet (cf. tableau 1) est permis pour les zones à drainage vertical libre (I_s) pour lesquels le terme D_L peut être considéré comme nul, ainsi que le terme R , sauf dans les situations de pente importante (SARRAILH, 1981) et éventuellement dans les cas de végétations autres que la forêt.

Dans les zones à drainage vertical fortement ralenti (I_s), il faudra également évaluer le terme D_L (sauf durant les périodes de déficit hydrique où $D_L = 0$). Ce terme étant étroitement lié à la configuration interne du matériau plancher de la nappe (matériau d'altération), des systèmes particuliers de délimitation spatiale favorable pourront être recherchés, supposant une connaissance préalable de la structure pédologique. Ainsi, dans le cas du transect que nous avons étudié, pourrait-on définir comme limite amont d'un système à étudier le site I_s (GUEHL, sous presse), au niveau duquel les flux hydriques latéraux peuvent être considérés comme négligeables.

Il suffirait alors de contrôler les flux sortant à la limite aval du système (dispositif de recueil des eaux de circulation latérale, détermination de la transmissivité latérale de la nappe).

Enfin, concernant la représentativité des estimations de l'ETR pouvant être obtenues par de telles mesures locales, il ne saurait être question ici d'intégrer à notre avis toute l'hétérogénéité spatiale de la forêt primaire (l'échelle des méthodes hydrologiques (ROCHE, 1982) est mieux adaptée à cette intégration). L'intérêt des méthodes tensio-neutroniques est justement de pouvoir fournir une information à une échelle très fine dans l'espace (zone pédologique donnée, placette de mesures ou d'expérience), mais aussi dans le temps (relations avec la dynamique de croissance - développement des végétaux).

REMERCIEMENTS.

Mes remerciements vont à :

- M. DUCREY, directeur de la Station de recherches forestières des Antilles-Guyane (I.N.R.A.), qui a rendu ce travail matériellement possible ;
- D. FINKELSTEIN (volontaire à l'aide technique, I.N.R.A.) et J.-M. SARRAILH (C.T.F.T. Guyane) pour l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée sur le terrain.

Reçu pour publication : mai 1983.

Références bibliographiques

- BLANCANEUX Ph. (1979). — Dynamique des sols ferrallitiques sur granito-gneiss en Guyane Française. Relation avec l'érosion, le ruissellement et le lessivage oblique. Rapport O.R.S.T.O.M. Cayenne, 162 p. + annexes.
- BOULET R. (1978). — Existence de systèmes à forte différenciation latérale en milieu ferrallitique guyanais : un nouvel exemple de couvertures pédologiques en déséquilibre. Science du sol, Bulletin de l'A.F.E.S., 2, 75-82.
- BOULET R., BRUGIERE J.-M., HUMBEL F.X. (1979). — Relations entre organisation des sols et dynamique de l'eau en Guyane Française septentrionale : conséquences agronomiques d'une évolution déterminée par un déséquilibre d'origine principalement tectonique. Science du sol, Bulletin de l'A.F.E.S., 1, 3-18.
- CALES G. (1982). — Premières observations sur l'installation d'une case ERLO. Bulletin de liaison ECEREX n° 6, O.R.S.T.O.M., Cayenne, 47-70.
- DAUDET F.-A., VACHAUD G. (1977). — La mesure neutronique du stock d'eau du sol et de ses variations. Application à la détermination du bilan hydrique. Ann. Agron., 28 (5), 503-519.
- FOUGEROUZE F. (1966). — Quelques problèmes de bioclimatologie en Guyane française. L'Agronomie tropicale, 3, 291-345.
- GUEHL J.-M. (1984). — Dynamique de l'eau dans le sol en forêt tropicale humide guyanaise. Influence de la couverture pédologique. A paraître dans : Ann. Sci. Forest. 41 (2).
- HILLEL D., KRENTOS D., STYLANOU Y. (1972). — Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci., 114 (5), 395-400.

- HUMBEL F.-X. (1978). — Caractérisation par des méthodes physiques, hydriques et d'enracinement, de sols de Guyane française à dynamique de l'eau superficielle. *Science du sol, Bulletin de l'A.F.E.S.*, 2, 83-93.
- IBRAHIM M.-M. (1979). — Recherches sur la dynamique et le bilan de l'eau d'un écosystème à Pin pignon (*Pinus pinea* L.) sur sable dunaire. Thèse d'Etat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 256 p. + annexes.
- JOURDAN O., MARINI P., VILLEMEN P. (1979). — Etude des conditions particulières à la migration de l'eau de lysimètres : application au type monolithique. *Bulletin du G.F.H.N.*, 6, 35-51.
- LIVET M. (1976). — Etude hydrogéologique des formations de pente de la butte d'Amance. Rapport de recherche n° 52, Ministère de l'Equipement, 106 p.
- NIELSEN O.-R., BIGGAR J.-W., ERB K.-T. (1973). — Spatial variability of Field-Measured. Soil-Water Properties. *Hilgardia*, 47, 2, 215-259.
- ROCHE M.-A. (1982). — Evaporation réelle de la forêt amazonienne en Guyane. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol.*, 19, 1, 37-44.
- ROOSE E.-J. (1979). — Dynamique actuelle d'un sol ferrallitique très désaturé sur sédiments argilo-sableux sous culture et sous forêt dense humide subéquatoriale du Sud de la Côte-d'Ivoire : 1964-1976. Première partie : l'érosion et le bilan hydrique. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 17, 4, 259-281.
- ROOSE E.-J. (1981). — Dynamique actuelle d'un sol ferrallitique très désaturé sur sédiments sablo-argileux sous culture et sous forêt dense humide subéquatoriale du Sud de la Côte-d'Ivoire : 1964-1976. Deuxième partie : les transferts de matière. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, 18, 1, 3-28.
- SARRAILH J.-M. (1980). — L'écosystème forestier guyanais. Etude écologique de son évolution sous l'effet des transformations en vue de sa mise en valeur. *Bois et forêts des Tropiques* n° 189, 31-36.
- SARRAILH J.-M. (1981). — Parcelles élémentaires d'étude du ruissellement et de l'érosion. Analyse des résultats obtenus durant les deux premières campagnes de mesure. *Bulletin de liaison ECEREX* n° 4, O.R.S.T.O.M. Cayenne, 45-51.
- VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S., THONY J.-L. (1978). — Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agron.*, 29 (1), 1-36.
- VACHAUD G., VAUCLIN M., COLOMBANI J. (1981). — Bilan hydrique dans le sud Tunisien. I. Caractérisation expérimentale des transferts dans la zone non saturée. *J. Hydrol.*, 49, 1 (2), 31-52.

SUMMARY

USE OF THE TENSIO-NEUTRONIC METHODS FOR STUDYING THE SOIL WATER MOVEMENTS IN THE FERRALITIC ZONE OF FRENCH GUIANA

In french northern Guiana the detailed study of the soil cover has focused attention on the existence of soil systems with large lateral differentiation, which have been interpreted as being transformation systems of an initial ferralitic cover resulting from a slight tectonic rise of the land (a few meters) (BOULET, BRUGIERE and HUMBEL, 1979).

A previous paper (GUEHL, in press) concerned the description of the soil water dynamic of such a transition system (tensiometric and neutronic measurements in six sites (I_0 to I_5) of a 30 m long linear transect slightly sloping down from I_5 to I_0) in a rain forest situation.

In the present study, hydrodynamic characterization tests (in situ determination of the vertical hydraulic conductivity - matric potential $K(\Psi_m)$ relationships) were successfully performed, after clearcutting, for the two extreme soil types of the system (I_1 and I_5). The obtained relationships were used to estimate the deep vertical water movements on the basis of the tensiometric measurements previously carried out in the rain forest situation.

The I_5 profile (top of the hill) was representative of the initial ferralitic cover, organic and loamy-sandy in the upper 70 cm, sandy-clayish from 70 to 115 cm and clayish (kaolinite) from 115 to 180 cm (horizon 3), containing micropedic aggregates and the bulk density remaining lower than 1.35. The $K(\Psi_m)$ relationship established for horizon 3 with the « internal drainage » method (fig. I b, fig. IV) was in good agreement with the MUNTZ method (fig. IV) ($K_s = 3.5 \text{ mm. h}^{-1} = 84 \text{ mm. j}^{-1}$). The high K values observed near the saturation allowed an unsaturated vertical drainage even during periods of important rainfall (fig. V).

The I_1 site, representative of the transformed pedologic cover (incision of the initial cover) was characterized by the appearance (80 cm) of a sandy-silt-loamy pegmatite alteration material (horizon 6) with a bulk density of 1.65. The low K values of horizon 6 (« natural balance » method, fig. I a, fig. III) of about $0.083 \text{ mm. h}^{-1} \approx 2 \text{ mm. j}^{-1}$ at saturation (fig. IV) led, during the rain seasons to the appearance of a perched water table ($\Psi_m \geq 0$, fig. V) with a lateral drainage component.

A complete water balance (equation 1) could be approached for the rain forest during the short dry season of March 1981 and showed that (table 1):

- *The vertical drainage component (D_v) remained important in the water balance for both sites throughout the studied periods.*
- *The actual evaporation*

ratio decreased considerably during the short dry potential evaporation season for the I_1 site, indicating decreasing soil water availabilities for this type of soil.

An estimation of the actual evapotranspiration for the whole annual cycle would necessit:

- *The use of deeper tensiometers and neutron tubes (1.50 and 1.70 m respectively in our experiments) because of deep water uptake occurrence during the dry seasons.*
- *The estimation of the lateral drainage component (site I_1) during the rain seasons.*

