

Dynamique de l'eau dans le sol en forêt tropicale humide guyanaise. Influence de la couverture pédologique

J.M. GUEHL

*I.N.R.A., Station de Sylviculture et de Production
Centre de Recherches forestières de Nancy
Champenoux, F 54280 Seichamps*

Résumé

En Guyane française septentrionale l'étude détaillée de la couverture pédologique a permis de mettre en évidence l'existence de systèmes à forte différenciation latérale qui ont été interprétés comme des systèmes de transformation d'une couverture ferrallitique initiale suivant un déterminisme d'origine tectonique mais d'amplitude pédologique (BOULET, *et al.*, 1979).

Cet article présente les premiers résultats d'une étude des répercussions de cette variabilité du milieu sur les termes du bilan hydrique dans le sol. Il est basé sur une étude du fonctionnement hydrique *in situ* (mesures neutroniques et tensiométriques) dans un système pédologique mixte en situation de pente légère (sols sur pegmatite).

En saison des pluies, on note dans la couverture initiale (I_5 , fig. 3), en relation avec la macroporosité importante (fig. 7) des horizons à microagrégats 1 et 2 (fig. 3) et un coefficient de perméabilité (méthode de Muntz) restant supérieur à 3 mm h^{-1} dans les deux premiers mètres de sol (fig. 5), un drainage vertical en conditions non saturées même durant les périodes de très fortes précipitations (fig. 8, 10).

De I_1 à I_0 , le rapprochement vers la surface de l'horizon 6 (incision de la surface topographique initiale), de densité apparente élevée (tabl. 1), présentant une faible macroporosité (fig. 7) et des valeurs du coefficient de Muntz voisines de 0 (fig. 5), provoque l'apparition d'une nappe perchée (fig. 8) caractérisée par un écoulement latéral efficace (fig. 10 et 12) grâce à la configuration interne favorable du sommet de l'horizon 6.

Au cours des 2 saisons sèches étudiées (petit été de mars 1981 et grande saison sèche d'août-novembre 1980), caractérisées par d'importants déficits hydriques climatiques (tabl. 3), le réservoir sol est très largement utilisé pour la satisfaction des besoins hydriques de la forêt (tabl. 4 et fig. 13). Deux types bien tranchés d'évolution des profils hydriques en profondeur apparaissent :

— Dans le cas des sites amont (I_5 à I_2 , fig. 3), les variations d'humidité encore très importantes à 165 cm de profondeur attestent d'une extraction racinaire dépassant la profondeur des tubes d'accès.

— Dans le cas du site I_1 les variations profondes d'humidité sont nettement plus faibles en raison de la présence en profondeur de l'horizon 6 réduisant les possibilités de développement du système racinaire.

Dans de telles conditions d'extraction racinaire profonde, il n'a pas été possible d'estimer l'évapotranspiration réelle de la forêt à partir des mesures neutroniques, mais les modalités expérimentales devant permettre une telle estimation pour le milieu étudié sont précisées.

1. Introduction

En raison de la forte pluviométrie caractérisant le climat de la Guyane (de type subéquatorial avec rarement moins de 2 500 mm annuels d'eau), on peut être tenté de penser que le facteur hydrique ne constitue pas un facteur limitant de la production végétale. Ce serait une représentation simpliste et fausse de la réalité.

En effet si le bilan hydrique climatique annuel est toujours excédentaire, la caractéristique principale du climat guyanais est celle d'une alternance de périodes d'importants excès d'eau avec risques d'engorgement des sols et de périodes de déficit hydrique (petite saison sèche en février ou mars et grande saison sèche d'août-novembre) pouvant exercer un effet dépressif sensible sur les végétaux (FOUGEROUZE, 1966). Ainsi, dans la zone de la présente étude expérimentale, PREVOST & PUIG (1981) ont noté une diminution importante de l'accroissement diamétral des arbres de la forêt primaire et d'une forêt secondaire âgée de 6 ans lors de la grande saison sèche de 1979.

Les variations des caractéristiques hydriques des sols constituent un important facteur de modulation de l'action du facteur hydrique sur les végétaux (AUSSENAC & GRANIER, 1979 ; BALLIF, 1980).

Le but de l'étude dont nous présentons les premiers résultats ici était de préciser l'influence de telles variations sur le fonctionnement hydrique *in situ* du sol dans l'un des systèmes pédologiques à forte différenciation latérale mis en évidence dans la région des schistes Bonidoro (HUMBEL, 1978 ; BOULET, 1981). L'existence de tels systèmes a également été établie dans d'autres zones de la Guyane septentrionale (BOULET, 1978 ; HUMBEL, 1978 ; BOULET *et al.*, 1979).

Ce travail a été réalisé dans le cadre de l'opération ECEREX (ECologie, ERosion, EXpérimentation) démarrée en 1976, qui a pour objet l'étude de l'écosystème forestier guyanais et de son comportement face à différents modes de mise en valeur. Cette opération est axée sur l'étude de 10 bassins versants expérimentaux (SARRAILH, 1980).

2. Méthodologie d'étude et site d'expérimentation

2.1. Rappel théorique sur la dynamique de l'eau dans le sol

Dans le système poreux sol, la force motrice des flux d'eau est constituée par le gradient de l'énergie potentielle de l'eau. Le potentiel de l'eau dans le sol exprime l'énergie de liaison de l'eau dans un système relativement à celle de l'eau libre dans les mêmes conditions de température et d'altitude (HILLEL, 1974). Nous avons rapporté cette différence d'énergie potentielle à l'unité de volume d'eau, cela confère au potentiel les dimensions d'une pression (millibars), numériquement les grandeurs ainsi exprimées sont sensiblement égales à une hauteur d'eau exprimée en cm.

Le potentiel total (Ψ_t) de l'eau fait intervenir de façon additive un terme gravitationnel Ψ_g lié aux variations d'altitude et compté négativement vers le bas et un

terme d'état pouvant être soit négatif (potentiel matriciel dû aux forces de rétention capillaire et d'adsorption à la surface des particules), soit positif et exprimant alors une pression hydrostatique. Pour des raisons de commodité, ces deux termes d'état de nature physique différente seront désignés indistinctement par Ψ_m , ce terme pouvant prendre des valeurs négatives (domaine de l'eau liée) ou positives (domaine de pression hydrostatique) sans solution de continuité pour $\Psi_m = 0$ (eau libre).

$$\text{On a donc : } \Psi_t = \Psi_g + \Psi_m \quad (1)$$

Le potentiel hydrique a été mesuré à l'aide de tensiomètres (appareils de type classique SOIL MOISTURE à manomètre à mercure). Le principe de cette mesure (fig. 1) repose sur l'établissement d'un équilibre hydrostatatique entre l'eau du sol, l'eau à l'intérieur de la bougie poreuse et le manomètre. Cet équilibre est décrit par les équations suivantes (on adopte les symboles de la fig. 1) :

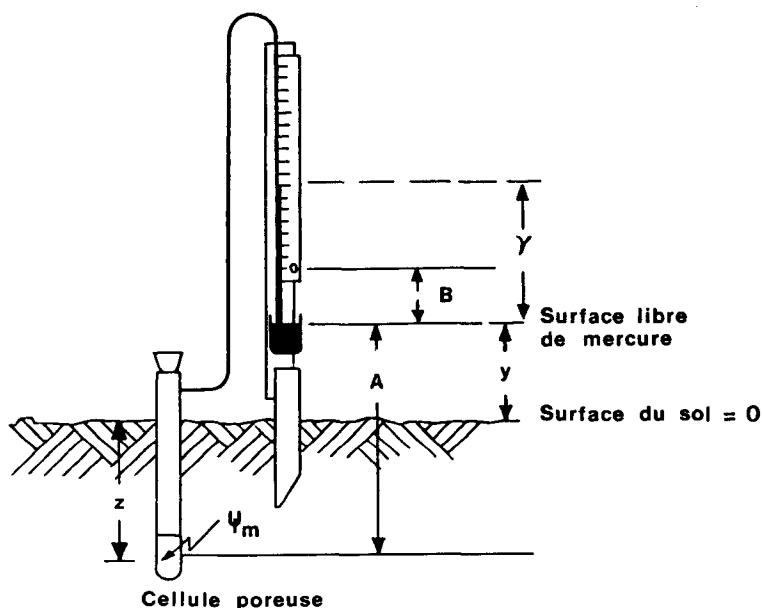


FIG. 1

Schéma de principe du fonctionnement d'un tensiomètre.

Principle of functioning of a tensiometer.

$$\Psi_m = g [\gamma (q_{\text{eau}} - q_{\text{Hg}}) + A q_{\text{eau}}] \quad (2)$$

$$\Psi_g = - q_{\text{eau}} g z \quad (3)$$

$$\Psi_t = g [\gamma (q_{\text{eau}} - q_{\text{Hg}}) + Y q_{\text{eau}}] \quad (4)$$

où q_{Hg} et q_{eau} sont respectivement les masses volumiques du mercure et de l'eau, g l'accélération de la pesanteur.

Lorsque Ψ_m devient inférieur à -800 mb, il y a accroissement rapide de l'entrée d'air et désamorçage du système dont l'utilisation reste donc confinée à des situations de potentiel hydrique relativement élevé.

Le long d'un axe Ox , la densité du flux hydrique instantané traversant un élément de surface normal à Ox est reliée au gradient de Ψ_t par la loi de Darcy étendue aux conditions non saturées :

$$\Phi_x = -K_x(0) \frac{\partial \Psi_t}{\partial x} \quad (5)$$

où K_x est la conductivité hydraulique du sol dans la direction Ox et θ l'humidité volumique du sol (cm^3/cm^3). Le signe $-$ indique une circulation dans le sens des potentiels décroissants.

Suivant la direction verticale, cette relation devient par combinaison avec (1) :

$$\Phi_z = -K_z(0) \frac{\partial \Psi_t}{\partial z} = -K_z(0) \left(\frac{\partial \Psi_m}{\partial z} + \frac{\partial \Psi_g}{\partial z} \right) = -K_z(0) \frac{\partial \Psi_m}{\partial z} - K_z(0) q_{\text{eau}} g \quad (6)$$

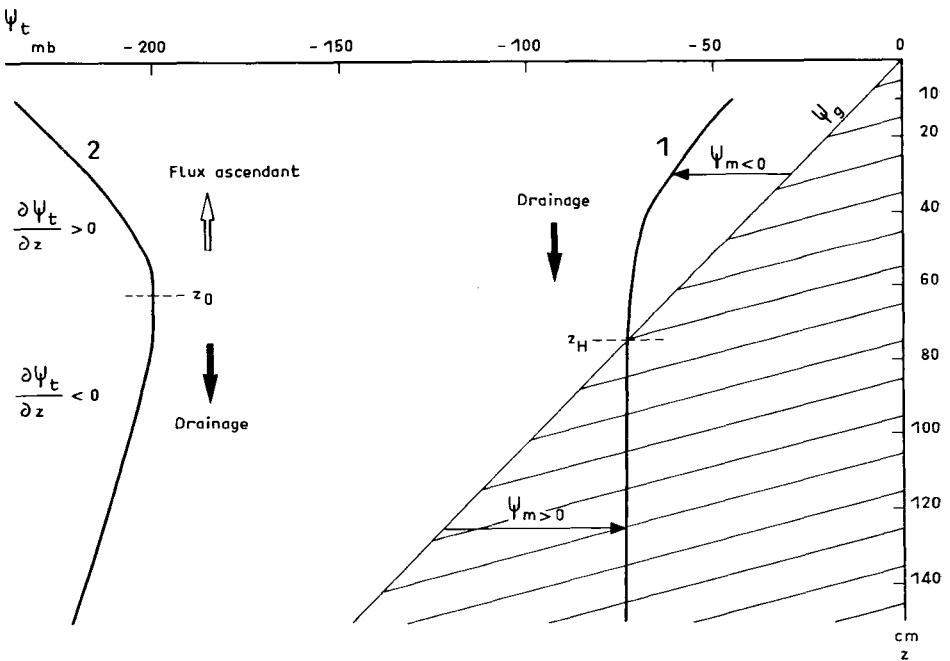


FIG. 2

Profils verticaux du potentiel hydrique total (Ψ_t) et interprétation hydrodynamique.
Vertical profiles of soil total water potential (Ψ_t) and hydrodynamic signification.

- z_0 : niveau du plan de flux nul.
- z_H : niveau de la nappe.
- $\Psi_m < 0$: potentiel matriciel.
- $\Psi_m > 0$: potentiel hydrostatique.
- $\Psi_t = \Psi_g + \Psi_m$.

La figure 2 montre 2 exemples caractéristiques de profils verticaux de Ψ_1 . Les équations (6) en permettent une interprétation hydrodynamique :

— Le profil 1, obtenu en période de fortes précipitations, se caractérise par l'existence à la profondeur z_{II} d'un niveau de potentiel matriciel Ψ_m nul sous lequel où K_x est la conductivité hydraulique du sol dans la direction Ox et θ l'humidité exactement compensées par les variations de pression hydrostatique), on se trouve en présence d'une nappe d'eau sans écoulement vertical perceptible. Au-dessus du niveau z_{II} , on est dans le domaine de l'eau liée ($\Psi_m < 0$), l'existence d'un gradient négatif vers le bas indique une alimentation de la nappe par drainage en milieu non saturé.

— Le profil 2 est totalement hors saturation. A la profondeur z_{II} , un plan de flux nul $\left(\frac{\partial \Psi_1}{\partial z} = 0 \right)$ partage le sol en 2 zones hydrodynamiquement indépendantes. Au-dessus de z_{II} , existe un flux ascendant lié au flux évapotranspiratoire, en dessous de z_{II} , il y a drainage.

En milieu isotrope, l'équation (5) se généralise aux 3 dimensions à l'aide de l'opérateur gradient (∇) :

$$\Phi = -K(\theta) \nabla (\Psi_1) \quad (7)$$

Les flux sont alors normaux aux lignes équipotentiels et dirigés vers les potentiels décroissants.

L'équation (7) combinée à l'équation de conservation de la masse :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla (\Phi) \quad (8)$$

donne localement l'équation différentielle générale de l'écoulement :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \{K(\theta) \nabla (\Psi_1)\} \quad (9)$$

où t représente le temps.

En milieu saturé incompressible $\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$ et K est constant et égal à une valeur maximale K_s pour laquelle l'ensemble de l'espace poral participe à l'écoulement.

2.2. Description du site expérimental

2.2.1. L'environnement pédologique

Une analyse structurale détaillée de l'organisation des couvertures pédologiques des dix bassins versants ECEREX a permis de préciser les relations spatiales entre des couvertures pédologiques à drainage vertical libre (DVL) et des couvertures dites à drainage bloqué (DVB) (BOULET *et al.*, 1979) dans le domaine des schistes Bonidoro et de proposer une interprétation génétique de leur différenciation (BOULET, 1981).

TABLEAU 1

Densité apparente sèche (da) et humidité pondérale (Hp en %) ainsi qu'humidité volumique ($\theta_v = da, Hp$ en %) au pF 4,2 pour les différents tubes d'accès neutronique.

Profondeur cm	NI ₁₁			NI ₁₂			NI ₂₁		
	Hp	da	θ_v	Hp	da	θ_v	Hp	da	θ_v
15	7,99	1,15	9,19	8,15	1,15	9,37	8,94	1,15	10,28
25	7,83	1,20	9,40	8,93	1,20	10,72	9,07	1,20	10,88
35	9,88	1,35	13,34	7,39	1,35	9,98	9,96	1,30	12,55
45	11,54	1,40	16,16	8,91	1,35	12,03	11,30	1,35	15,26
55	13,71	1,45	19,88	10,67	1,35	14,40	12,29	1,35	16,59
65	9,80	1,45	14,21	12,42	1,40	17,39	13,11	1,35	17,70
75	8,19	1,50	12,25	11,49	1,45	16,66	11,94	1,40	16,72
85	5,71	1,55	8,85	9,30	1,45	13,49	12,00	1,40	16,80
95	8,69	1,60	13,90	8,07	1,50	12,11	11,11	1,40	15,55
105	8,80	1,60	14,08	8,27	1,55	12,82	9,67	1,50	14,51
115	9,32	1,60	14,91	8,03	1,60	12,85	8,08	1,60	12,93
125	10,23	1,60	16,37	4,83	1,60	7,13	7,44	1,60	11,90
135	9,44	1,60	13,50	7,53	1,60	12,05	7,24	1,60	11,58
145	7,39	1,60	11,82	7,35	1,60	11,76	7,41	1,60	11,86
155	7,49	1,60	11,98	7,07	1,60	11,31	7,45	1,60	11,92
165	7,72	1,60	12,35	7,82	1,60	12,51	10,55	1,60	16,88

Les valeurs en italique correspondent à la profondeur d'apparition du matériau d'altération de la pegmatite.

The values in italics correspond to the depth of the altered pegmatite rock material.

*Bulk density (da) and soil water content (Hp g/g and θ_v g/cm³)
at pF 4.2 for the different neutron tubes.*

NI ₂₂			NI ₃₁			NI ₃₂		
Hp	da	θ_v	Hp	da	θ_v	Hp	da	θ_v
8,55	1,15	9,83	9,70	1,15	11,16	8,66	1,15	9,96
9,97	1,20	11,96	8,61	1,20	10,33	8,70	1,20	10,44
11,12	1,30	14,46	9,80	1,20	11,76	11,43	1,20	13,72
12,52	1,35	16,90	10,81	1,30	14,05	12,18	1,30	15,83
12,44	1,35	16,75	11,76	1,35	15,88	12,55	1,35	16,94
12,34	1,35	16,66	13,84	1,35	18,68	12,99	1,35	17,54
12,12	1,40	16,97	13,98	1,35	18,87	13,21	1,35	17,83
14,31	1,40	20,03	13,82	1,35	18,66	13,84	1,35	18,68
12,39	1,40	17,35	13,27	1,35	17,91	13,83	1,40	19,36
11,34	1,50	17,01	14,13	1,35	19,08	10,04	1,40	14,06
9,61	1,60	15,38	9,11	1,35	12,30	10,99	1,45	15,94
8,04	1,60	12,86	11,25	1,50	16,88	9,26	1,50	13,89
7,31	1,60	11,70	9,28	1,50	13,92	7,90	1,55	12,25
6,43	1,60	10,29	7,55	1,60	12,08	6,75	1,60	10,80
6,60	1,60	10,56	7,44	1,65	12,28	6,23	1,60	9,97
7,51	1,60	12,02	6,79	1,65	11,20	6,06	1,65	10,00

TABLEAU 1 (suite)

Profon- deur cm	NI ₄₁			NI ₄₂			NI ₅₁		
	Hp	da	0v	Hp	da	0v	Hp	da	0v
15	9,63	1,15	11,07	9,40	1,15	10,81	10,22	1,15	11,75
25	9,52	1,20	11,42	9,97	1,20	11,96	9,58	1,20	11,98
35	9,59	1,20	11,51	11,79	1,20	14,15	10,82	1,80	12,98
45	10,54	1,30	13,70	10,82	1,30	14,07	12,30	1,30	15,99
55	11,16	1,30	14,51	12,41	1,30	16,13	11,73	1,35	15,84
65	11,56	1,35	15,61	12,55	1,35	16,94	11,79	1,35	15,92
75	13,15	1,35	17,75	12,99	1,35	17,54	12,04	1,35	16,25
85	13,59	1,35	18,35	13,29	1,35	17,94	12,99	1,35	17,54
95	13,62	1,35	18,39	13,81	1,35	18,64	12,87	1,35	17,37
105	13,84	1,35	18,68	13,67	1,35	18,45	13,73	1,35	18,54
115	13,98	1,35	18,87	13,82	1,35	18,66	13,71	1,35	18,51
125	14,46	1,35	19,52	14,55	1,40	20,37	14,12	1,35	19,06
135	14,57	1,40	20,40	11,43	1,40	16,00	13,84	1,35	18,68
145	10,76	1,50	16,14	9,21	1,50	13,82	13,70	1,35	18,50
155	11,31	1,60	18,10	8,82	1,60	14,11	13,32	1,35	17,98
165	9,75	1,65	16,09	8,41	1,65	13,88	12,43	1,35	16,78

NI ₅₂			NI ₅₃			NI ₅₄			NI ₅₅		
Hp	da	Hv	Hp	da	0v	Hp	da	0v	Hp	da	0v
9,37	1,15	10,78	10,41	1,15	11,97	9,76	1,15	11,22	9,70	1,15	11,16
9,38	1,20	11,26	10,14	1,20	12,17	9,40	1,20	11,28	9,35	1,20	12,10
9,44	1,20	11,33	9,30	1,20	11,16	11,62	1,20	13,94	10,62	1,20	12,74
10,12	1,30	13,16	11,41	1,30	14,83	12,01	1,30	15,61	10,08	1,30	13,10
12,69	1,35	17,13	12,31	1,35	16,62	12,43	1,35	16,78	14,81	1,35	19,99
11,87	1,35	16,02	13,73	1,35	18,54	13,25	1,35	17,89	12,78	1,35	17,25
12,32	1,35	16,63	13,96	1,35	18,85	14,06	1,35	18,98	13,84	1,35	18,68
11,22	1,35	15,15	15,80	1,35	21,33	13,94	1,35	18,82	14,16	1,35	19,12
12,95	1,35	17,48	15,56	1,35	21,01	13,99	1,35	18,89	15,14	1,35	20,44
13,43	1,35	18,13	15,11	1,35	20,40	14,45	1,35	19,51	13,83	1,35	18,67
14,84	1,35	25,43	14,70	1,35	25,43	14,70	1,35	19,85	14,83	1,35	20,02
14,96	1,35	20,20	14,13	1,35	19,08	13,84	1,35	18,68	13,19	1,35	17,81
15,21	1,35	20,53	14,66	1,35	19,79	15,25	1,35	20,59	15,22	1,35	20,55
15,27	1,35	20,61	14,58	1,35	19,68	14,55	1,35	19,64	16,84	1,35	22,73
15,28	1,35	20,63	14,96	1,35	20,20	14,96	1,35	20,20	17,38	1,35	23,46
15,00	1,35	20,25	13,90	1,35	18,77	12,15	1,35	16,40	21,21	1,35	28,63

Les couvertures pédologiques à DVL comportent des horizons supérieurs micro-agrégés, à porosité visible forte, épais de plus d'un mètre et demi, passant progressivement en profondeur à des horizons à porosité plus faible, d'aspect compact, qui, sur pegmatite, sont constitués de matériaux d'altération à structure plus ou moins conservée.

Les zones à DVB dérivent des zones à DVL par une transformation liée à un abaissement relatif du niveau de base attribué à un léger soulèvement du socle guyanais (BOULET *et al.*, 1979).

Le rôle important de ces deux types de drainage interne du sol est apparu globalement à l'échelle de l'hectare (bassin versant) ou de l'are (parcelle d'érosion). Ainsi l'écoulement des bassins est-il étroitement relié au pourcentage de la surface à DVL (FRITSCH, 1981). De même SARRAILH (1981) met en évidence des différences de ruissellement très importantes entre ces deux types de couvertures pédologiques (ruissellement annuel de 0,6 à 1,4 p. 100 de la pluie incidente en DVL et de 15 à 22 p. 100 en DVB).

Mais dans ces systèmes, l'étude détaillée de la dynamique de l'eau à l'échelle du profil, c'est-à-dire celle de l'interaction entre le cycle hydrologique dans le sol et les végétaux, n'a été qu'amorcée (HUMBEL, 1978). Pour une telle étude notre choix s'est porté sur une zone de « basculement du drainage » car elle apparaissait comme un site clé où les deux dynamiques pouvaient être saisies et le passage de l'une à l'autre précisé.

2.22. Le site expérimental

La figure 3 constitue une coupe topo-pédologique schématisée du transect d'étude situé légèrement en contrebas du sommet d'interfluve du bassin I et suivant une ligne de plus forte pente. Ce transect est caractérisé d'amont (DVL) en aval (DVB) 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 interagrégats (horizons 1, 2 et 3), d'autre part par la remontée progressive d'un matériau sablo-limono-argileux (horizon 6) présentant une structure d'altération de la roche-mère (pegmatite) de densité apparente plus élevée (1,65 ; cf. tabl. 1) et d'aspect plus compact. Les horizons de transition sableux (5) et sablo-limoneux (10) ont une densité apparente voisine de celle de l'horizon 6. Dans la suite, nous désignerons par « matériau d'altération » l'ensemble des horizons 6, 5 et 10.

La composition floristique, ainsi que la structure de la forêt primaire de la zone d'étude ont été étudiées par PUIG (1979) et LESCURE (1981). La densité du peuplement végétal est en moyenne de 630 individus (diamètre > 6 cm) par hectare. Les Lécythidacées (*Eschweilera* spp), Caesalpinacées (*Eperua* spp, *Macrolobium* sp) et Euphorbiacées sont les familles les plus représentées avec près de 50 p. 100 de l'effectif total de diamètre supérieur à 6 cm.

2.3. Méthodes et techniques d'étude

2.3.1. Mesures hydriques in situ

— En mai 1980, 5 batteries de tensiomètres (TI_1 à TI_5) ont été installées en 5 sites (I_1 à I_5) du transect d'étude (fig. 3) pour l'établissement de profils verticaux du potentiel hydrique total (Ψ_T) du sol. Les profondeurs de mesure étaient 10, 20, 40, 60, 80, 100, 120 et 150 cm.

— En août 1980, ont été mis en place 13 tubes d'accès neutronique en aluminium (diamètre intérieur 41 mm), dont 2 en I_1 (NI_{11} et NI_{12}), 2 en I_2 (NI_{21} et NI_{22}), 2 en I_3 , 2 en I_4 et 5 en I_5 (NI_{51} à NI_{55}) pour la mesure de l'humidité volumique du sol avec un humidimètre neutronique SOLO 20. Les mesures ont été effectuées tous les 10 cm entre 15 et 165 cm de profondeur.

— En janvier 1981, une batterie de tensiomètres supplémentaires (TI_n) a été installée en aval de I_1 .

Dans la mesure du possible, les mesures neutroniques ont été effectuées une fois par semaine entre août 1980 et avril 1981. Afin de corriger les effets de dérive propre de l'électronique, toutes les valeurs de comptages neutroniques N ont été rapportées à des valeurs N_0 de comptage-eau de référence établies avant et après les mesures dans les tubes d'accès. Les relevés tensiométriques ont été réalisés généralement deux ou trois fois par semaine de mai à fin septembre 1980 (date de désamorçage des tensiomètres), puis de janvier à juin 1981. La petite saison sèche de mars-avril 1981 a fait l'objet d'un suivi plus serré destiné à l'étude des cinétiques de dessèchement, puis de réhumectation du sol.

2.3.2. Etalonnage de l'humidimètre neutronique

Pour l'établissement des relations d'étalonnage linéaires reliant l'humidité volumique θ (cm^3/cm^3) du sol au comptage neutronique standard (N/N_0), 7 échantillons provenant d'horizons divers ont été analysés pour l'établissement de leurs caractéristiques neutroniques au Centre d'Etudes Nucléaires de Cadarache, France (COUCHAT, 1977). Les résultats de cette analyse se présentent sous la forme $N/N_0 = (\alpha da + \beta) \theta + \gamma da + \delta$ où da est la densité apparente sèche du sol et α , β , γ et δ sont des coefficients d'étalonnage. Nous avons transformé cette équation en une équation du type $\theta = a \cdot N/N_0 + b$ en prenant en considération les valeurs de da du tableau 1. Ces valeurs ont été obtenues par extrapolation de mesures faites au densitomètre à membrane le long du transect d'étude pédologique. Les équations ainsi obtenues sont rapportées par le tableau 2.

La pente a de l'équation d'étalonnage reste relativement stable à l'intérieur de l'ensemble des échantillons issus des horizons 1, 2, 3, 7 et 8 (ensemble 1) (fig. 3) d'une part et des horizons 6 et 10 d'autre part (ensemble 2). Une différence sensible apparaît entre ces deux ensembles (en moyenne 94 pour l'ensemble 1, 80 pour l'ensemble 2). A l'intérieur de chacun de ces ensembles, l'ordonnée à l'origine b présente des variations plus importantes.

Nous avons confronté ces résultats à la « méthode de terrain » décrite par VALANCOGNE *et al.* (1977).

TABLEAU 2

Densité apparente (da), caractéristiques neutroniques (α , β , γ , δ) et équations d'étalement
obtenues par analyse neutronique et densitométrie.

Bulk density (da), neutron characteristics (α , β , γ , δ) and calibration equations
obtained by the neutron analysis method and densitometry.

Constitution de l'échantillon			Caractéristiques neutroniques				Equation d'étalement ($\theta = a \cdot N/N_0 + b$)	
Tubes d'accès et profondeurs	Horizon	da	α	β	γ	δ	a	b
NI ₅₂ (15-35) et NI ₅₃ (15-35)	1	1.20	0.88	9,39	92.16	— 76.29	96	— 3.11
NI ₂₂ (15-35) et NI ₃₁ (15-35)	1	1.20	0.83	9,39	93.47	— 76.77	96	— 3.41
NI ₁₁ (35-55) et NI ₁₂ (55-75)	7-8	1.40	0.97	9,56	98.78	— 80.74	92	— 5.27
NI ₅₁ (95-135)	3	1.35	0.59	9,68	111,55	— 86.04	95	— 6.16
NI ₅₄ (95-135)	3	1.35	0.77	10,03	125.13	— 95.28	90	— 6,65
NI ₃₂ (115-155)	10	1.55	1.65	9,78	102.42	— 85.36	81	— 5,88
NI ₂₁ (125-155)	6	1.60	1.86	9,99	116.88	— 94.49	77	— 7.13

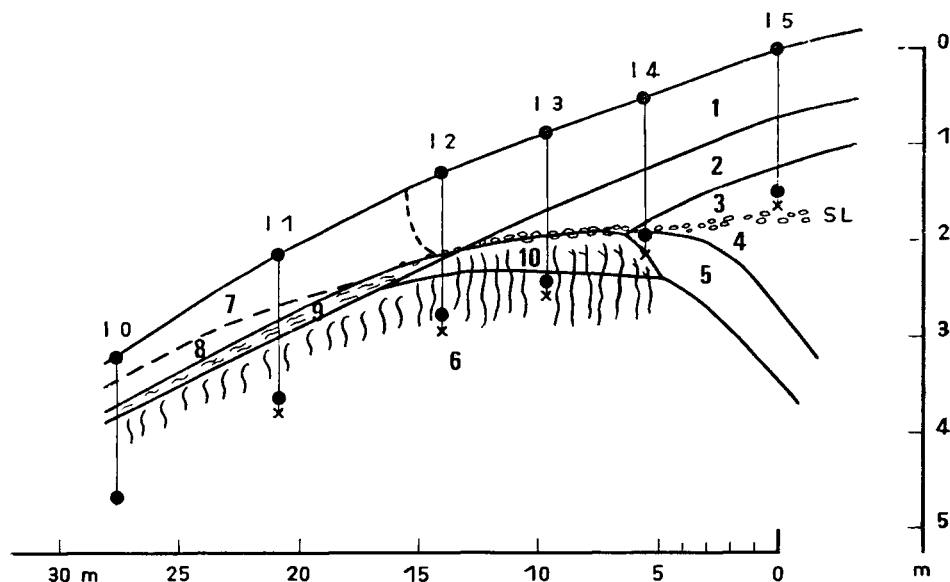




FIG. 3

Coupe topo-pédologique du transect d'étude. Les profondeurs des mesures tensiométriques (●) et neutroniques (×) sont indiquées en chacun des sites I_0 , ..., I_5 .

Topographic and pedologic cut of the studied transect.
Tensiometric (●) and neutronic (×) measurement depths are represented for each site I_0 , ..., I_5 .

Relevé topographique	I_0	I_1	I_2	I_3	I_4	I_5
(1) Distance horizontale (m)	6,7	6,8	4,4	4,0	5,6	
(2) Différence d'altitude (m)	1,1	0,89	0,37	0,39	0,5	
(3) $\text{Pente} = \frac{(2)}{(1)} = \text{tg} \alpha$	16 %	13 %	8 %	10 %	9 %	

Description pédologique (d'après R. BOULET et Y. LUCAS) :

- 1 : humifère, puis sablo-argileux, brun jaune à microagrégats.
- 2 : argilo-sableux à microagrégats.
- 3 : argileux à microagrégats, rouge.
- 4 : sableux, riche en muscovite, rouge.
- 5 : sableux, brun-clair à volumes rouges.
- 6 : sablo-limono-argileux, blanc à volumes rouges, faces structurales verticales lissées : 
- 7 : ensemble humifère, puis sablo-argileux à agrégation biologique polyédrique, porosité tubulaire et interagrégats bien développée.
- 8 : brun jaune, sablo-argileux et argilo-sableux, porosité tubulaire bien développée.
- 9 : sableux à sable grossier. Chenaux millimétriques dans le sens de la pente : 
- 10 : sableux jaune à volumes rouges, faces verticales moyennement lissées ou couvertes d'argile.
- SL : Stone line.

Cette méthode consiste en la détermination, avec des échantillons provenant de la mise en place des tubes d'accès, d'une part de l'humidité volumique (gravimétrie et densitométrie) établie par tranches de sol de 30 cm d'épaisseur (ordre de grandeur du diamètre de la sphère d'influence neutronique) et d'autre part des comptages neutroniques juste après installation des tubes. On tente alors de déduire les relations d'étalonnage de la représentation graphique de l'ensemble des points expérimentaux ainsi obtenus pour un horizon pédologique donné. Dans la présente étude, un tel ensemble de points a été obtenu lors de l'installation de tubes en août 1980, un second en avril 1981 dans une situation d'humidité du sol plus importante, grâce à l'installation passagère d'un tube à proximité de certains tubes en place.

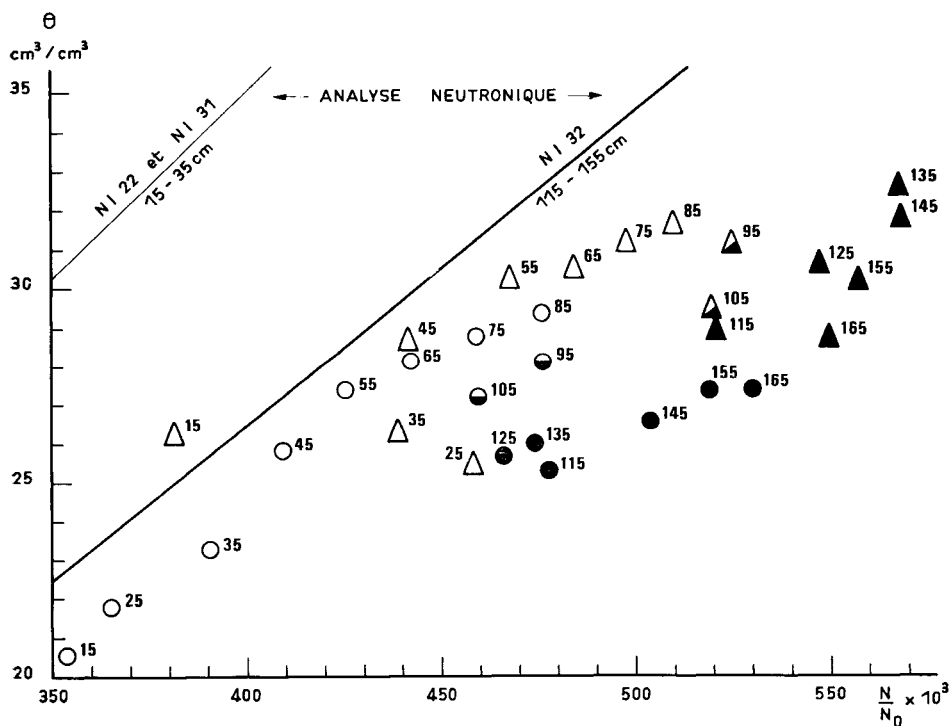


FIG. 4

Etalonnage de l'humidimètre neutronique. Comparaison de la méthode d'analyse neutronique et de la méthode de terrain. Tube NI₃₂.

Calibration of the neutron-probe, comparison of the neutron analysis method and the field method for the neutron tube NI₃₂.

Horizons 1 et 2 : (○) août 1980, (△) avril 1981.
Niveaux de transition : (●) août 1980, (▲) avril 1981.
Horizons 10 et 6 : (●) août 1980, (▲) avril 1981.

De façon générale, la représentation graphique, tube par tube, de l'ensemble des points obtenus par la méthode de terrain fait apparaître une nette discrimination entre les ensembles 1 et 2 décrits dans ce même paragraphe avec distinction d'un horizon intermédiaire d'épaisseur d'environ 20 cm (fig. 4). Cela est bien en accord avec les données du tableau 2.

En raison de la trop faible gamme d'humidité couverte par les points expérimentaux, la méthode de terrain ne permet toutefois pas ici une détermination indépendante précise de a et b . On notera toutefois sur la figure 4 un accord satisfaisant entre les deux méthodes pour ce qui concerne a et une nette surestimation de b par la méthode d'analyse neutronique. Ce cas de figure s'applique à l'ensemble des tubes.

En définitive, à l'instar de COSANDEY (1978), nous avons adopté une solution mixte en adoptant les valeurs de a fournies par la méthode d'analyse neutronique (94 pour l'ensemble 1 plus l'horizon 9, 80 pour l'ensemble 2 et 87 pour l'ensemble intermédiaire) (fig. 4) et en déterminant l'ordonnée à l'origine b par calage des droites d'étalonnage sur chacun des points expérimentaux de terrain obtenus en août 1980.

2.33. Mesures d'infiltration avec l'appareil de Muntz

Deux cylindres concentriques de dimensions standard sont enfoncés dans le sol sur une profondeur de 60 mm. A l'aide de vases de Mariotte, on maintient une charge constante dans les cylindres. Le cylindre central, sur lequel on mesure l'évolution dans le temps de la quantité d'eau infiltrée par unité de surface $Q(t)$, est entouré d'un cylindre concentrique servant d'anneau de garde afin d'éviter les écoulements latéraux au niveau du cylindre central.

En milieu homogène un tel écoulement tend vers un régime permanent défini par l'équation simple (HILLEL, 1974 ; HALLAIRE, communication personnelle) :

$$\frac{dQ(t)}{dt} = K_s \quad (10)$$

où K_s est un coefficient traduisant la perméabilité du milieu et constituant une approximation par défaut de la conductivité hydraulique à saturation (cf. 2.1.) dans la direction verticale. Ce paramètre permet un classement des sols selon leur perméabilité dans des conditions standardisées simples.

3. Résultats

3.1. Propriétés physiques du sol

3.11. Estimation de la perméabilité (Méthode de Muntz)

Trois profils verticaux de K_s ont été établis par rafraîchissement de fosses d'observations pédologiques. Ils apparaissent sur la figure 5 en relation avec la succession des horizons pédologiques. Il est possible d'insérer chacun de ces 3 profils dans la coupe de la figure 3 : le profil A apparaît comme représentatif du site I_3 , B du site I_2 et C du site I_1 .

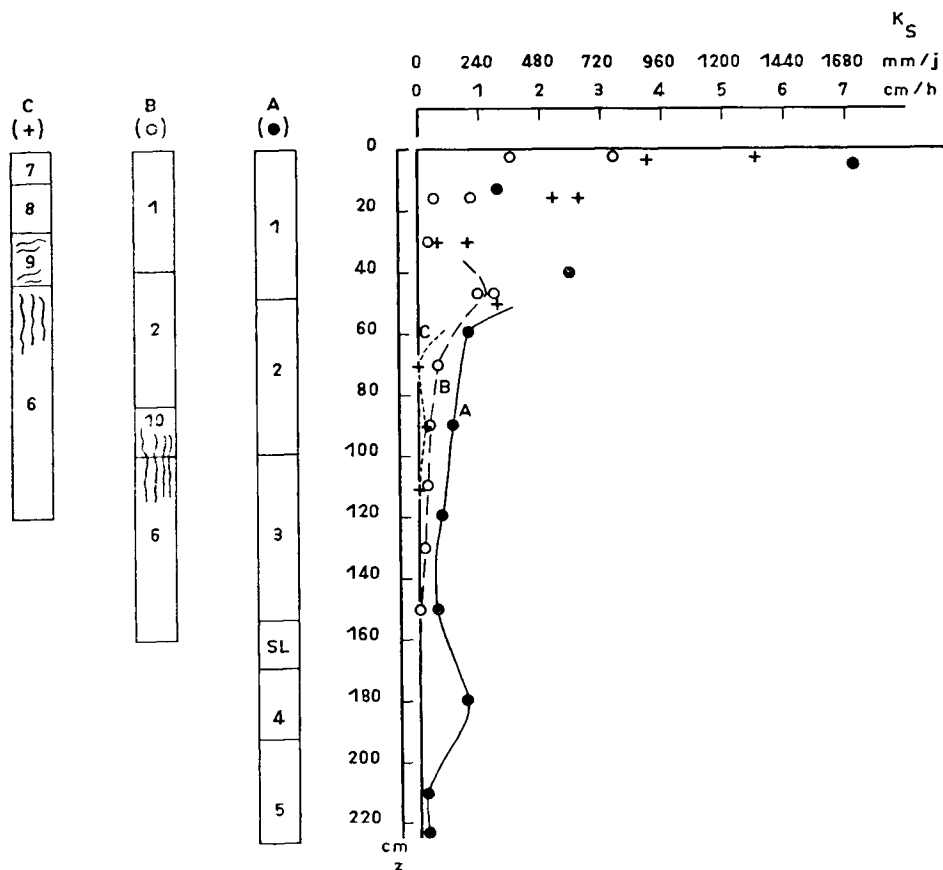




FIG. 5

Profils verticaux du coefficient K_s (Méthode de Muntz).

Vertical profiles of K_s (Muntz method) as related to the pedologic organization.

-  Chenaux millimétriques.
 Faces verticales.

Dans le cas du profil A, on note une diminution importante de K_s entre 0 et 60 cm. Cette diminution se poursuit d'une façon moins marquée jusqu'à des valeurs voisines de 3 mm/h à la base de l'horizon argileux 3. Des valeurs plus importantes de l'ordre de 8 mm/h sont notées dans l'horizon 4 et au sommet de l'horizon 5 sableux à sable grossier, K_s rediminuant ensuite (1 mm/h) à l'approche de l'horizon 6.

Les valeurs de K_s ont également été exprimées en mm/jour, cela permet une comparaison directe avec les valeurs pluviométriques. K_s correspond en effet pratiquement à la quantité maximale d'eau que le sol peut absorber sans provoquer un engorgement au-dessus du niveau considéré (ZASLAVSKI, 1964). Cette comparaison ne

s'applique toutefois qu'au voisinage de la surface, puisqu'en profondeur les flux sont retardés et atténués par un terme de mise en réserve dans les horizons sus-jacents.

Les faibles valeurs de K_s notées dans le cas des profils B et C, à moins de 40 cm de profondeur, peuvent, en saison des pluies et lors des épisodes orageux de début et de fin de grande saison sèche, entraîner de tels engorgements temporaires de surface (pour les valeurs de pluviométrie, on se reportera aux données de la figure 12). Dans le cas de ces deux derniers profils, la réaугmentation de K_s à 50 cm de profondeur pourrait être attribuée au réseau de faces verticales caractérisant le sommet de l'horizon 6 en prenant en considération le fait que la mesure caractérise en réalité une zone sous-jacente à l'appareil.

L'enfoncement dans l'horizon blanc à volumes rouges (6) s'accompagne d'une diminution continue de K_s , aucun écoulement vertical n'est plus enregistré dès 70 cm de profondeur pour le profil C et dès 150 cm pour le profil B, malgré la poursuite des mesures durant toute une nuit. La valeur non nulle observée à 90 cm de profondeur pour le profil C semble cependant prouver dans ce matériau l'existence de possibilités locales d'écoulement vertical.

Les différences de K_s apparaissant pour les niveaux profonds entre le profil A (au-dessus de la Stone-line) d'une part et les profils B et C d'autre part, sont bien en accord avec les différences de densité apparente (tabl. 1) indiquant une différence de porosité totale.

En effet la porosité totale p est reliée à d_a par la relation :

$$p = 1 - \frac{d_a}{d_r} \simeq 1 - \frac{d_a}{2,65} \quad (11)$$

où d_r est la densité réelle du sol ($d_r \simeq 2,65$).

Pour les horizons profonds, on a donc :

— cas de l'horizon 3 ($d_a \simeq 1,35$) = $p \simeq 49$ p. 100 ;

— cas de l'horizon 6 ($d_a \simeq 1,65$) = $p \simeq 38$ p. 100.

Mais, outre la porosité totale, la distribution des pores par classes de diamètre est un facteur déterminant de la conductivité hydraulique du sol. Au voisinage de la saturation, notamment, on sait que les valeurs élevées de conductivité hydraulique sont subordonnées à l'existence de pores de diamètre élevé (macroporosité de diamètre supérieur à 8 μm) (BRUTSAERT, 1964 ; JAILLARD, 1980).

3.12. Courbe caractéristique de l'humidité du sol $\Psi_m(\theta)$. Importance et répartition de la macroporosité

La relation $\Psi_m(\theta)$ est soumise à un effet d'hystérésis se traduisant par l'existence de courbes différentes suivant l'état hydrique du sol et suivant le sens des variations d'humidité (sorption ou désorption), (HILLEL, 1974 ; VACHAUD *et al.*, 1978).

A partir des données tensiométriques et neutroniques, nous avons établi des courbes $\Psi_m(\theta)$ *in situ* en phase de désorption au cours de la petite saison sèche de mars 1981 et au début de la grande saison sèche de septembre 1980. Trois exemples de relations $\Psi_m(\theta)$ sont représentés par la figure 6 (ajustement graphique). Outre leur

signification hydrodynamique propre, ces courbes permettent une bonne estimation de la répartition de la macroporosité du sol (JAILLARD, 1981).

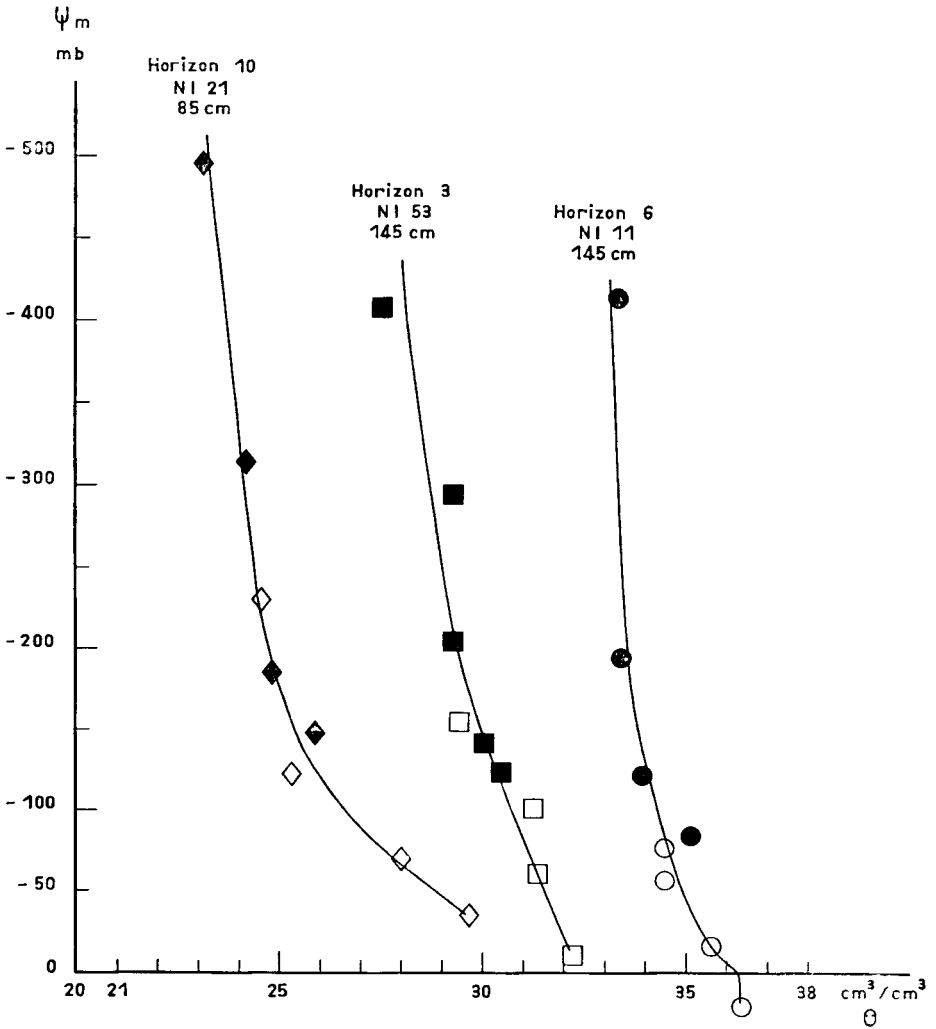


FIG. 6

Courbe caractéristique de l'humidité du sol $\Psi_m(\theta)$ pour des niveaux de mesure appartenant aux horizons 3, 6 et 10.

Soil matric potential — soil water content relationship $\Psi_m(\theta)$ for measurement levels of the horizons 3, 6 and 10.

En effet, entre 0 et -1 bar, le potentiel matriciel est surtout lié à la rétention capillaire (HILLEL, 1974). Si l'on admet que les pores sont cylindriques et que l'angle de contact eau-sol est nul, Ψ_m est relié au diamètre D des plus gros pores non encore vidangés par l'équation :

$$-\Psi_m = \frac{4 \sigma}{D} \quad (12)$$

où σ est la tension superficielle à l'interface eau-air ($\sigma = 0,072 \text{ kg s}^{-2} \simeq 720 \text{ mbar } \mu\text{m}$) à 25°C .

Si l'on suppose de plus qu'à saturation l'ensemble des pores sont remplis d'eau et que la désorption se fait par vidange totale et successive des pores suivant leur diamètre décroissant, à une diminution du potentiel matriciel de Ψ_{m1} à Ψ_{m2} correspond une diminution d'humidité volumique égale au volume des pores de diamètre

$$\text{compris entre } D_1 = -\frac{4 \sigma}{\Psi_{m1}} \text{ et } D_2 = -\frac{4 \sigma}{\Psi_{m2}}.$$

Ces hypothèses n'étant jamais totalement vérifiées dans la réalité, notamment en raison de la complexité de la forme des pores et de leurs interconnexions, cette estimation doit être considérée comme un moyen de classification des sols plutôt que comme une approche des valeurs réelles.

La figure 7 fait apparaître la répartition de la macroporosité pour différents horizons accessibles aux appareils de mesure. Les bornes des classes de diamètre correspondent aux valeurs suivantes de Ψ_m :

D (μm)	4,8	5,8	7,2	9,6	14,4	28,8	57,6	115	∞
Ψ_m (mb)	— 600	— 500	— 400	— 300	— 200	— 100	— 50	— 25	0

La non existence de points expérimentaux au voisinage de la saturation ne permet pas l'estimation de la macroporosité de taille supérieure à $115 \mu\text{m}$ dans le cas des horizons 3, 7, 9 et 10 et supérieure à $57,6 \text{ m}$ dans le cas de l'horizon 2. Ces valeurs auraient probablement été très élevées puisque l'étude morphologique des horizons concernés révèle l'existence d'une porosité structurale de type polyédrique dans le cas des horizons 2 et 7, de chenaux millimétriques pour l'horizon 9 et de fissures verticales pour l'horizon 10.

Dans la partie aval du transect d'étude, la figure 7 (partie droite) met en évidence une opposition entre d'une part les horizons de surface 7 et 9 (sablo-argileux), 10 (sablo-limoneux) et 5 (sableaux) à forte macroporosité et d'autre part l'horizon 6 de macroporosité faible.

En I₃ (partie gauche de la figure 7), on notera que le passage de l'horizon 2 à l'horizon 3 argileux (kaolinite) s'accompagne d'une diminution importante de la macroporosité.

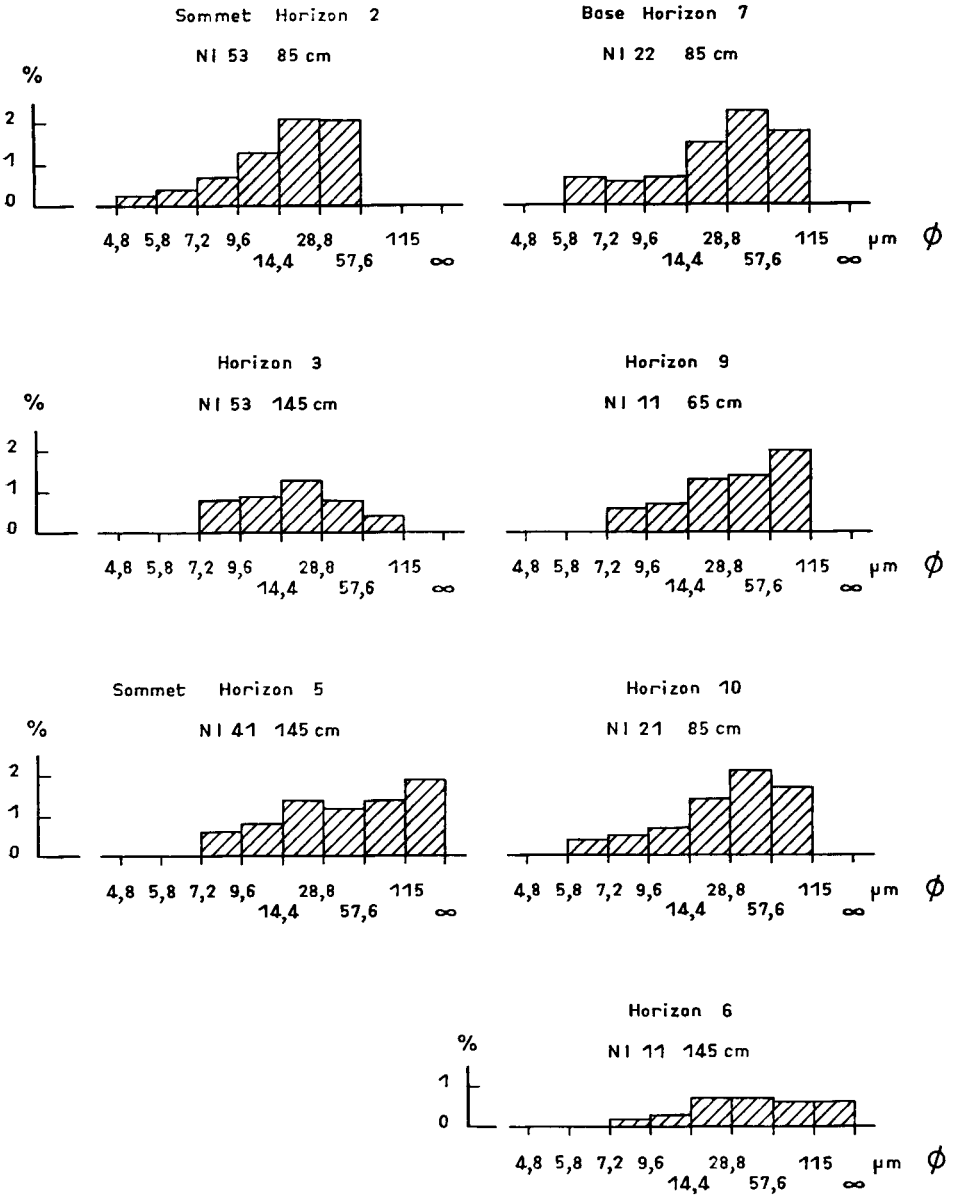


FIG. 7

Répartition de la macroporosité pour les principaux horizons du transect d'étude.

Pore-size distribution of the main horizons of the studied transect.

TABLEAU 3

Climatologie et estimation du bilan hydrique climatique de la période d'étude.
Climatology and estimation of the climatic water balance for the studied period.

	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Total période sept. 80- août 81
(1) Température moyenne (°C)	25,8	26,4	26,9	26,1	26,5	25,3	25,3	25,2	25,7	26,3	25,9	25,4	25,6	26,4	25,9 °C
(2) Rayonnement global (10 ³ Joules/m ² /jour)	/	/	/	58,3	49,1	44,7	45,7	33,2	55,5	41,9	40,2	40,8	52,3	54,9	/
(3) Evaporation pèche (mm) ..	323	151	60	59	47,6	31,9	43,8	23,3	53,3	31,4	28,1	26,7	33,8	44,5	483 mm
(4) Précipitations (mm)	130	139	36	116	161	252	270	479	70	317	422	338	313	129	2 903 mm
(5) ETP Thornthwaite (mm) ..	/	/	143	138	126	116	116	104	124	133	131	119	126	139	1 515 mm
(6) ETP Ture (mm)			/	127	109	100	102	76	121	94	96	98	115	124	/
(7) ETP Bouchet (mm)			126	124	100	67	92	49	112	66	59	56	71	94	1 016 mm
(8) ETP Bouchet modifié (mm)			188	185	149	100	137	73	167	98	88	83	106	141	1 515 mm
(9) Bilan (4) - (5) (mm)			—107	—22	35	136	154	375	—54	184	291	219	187	—10	1 388 mm
(10) Bilan (4) - (8) (mm)			—152	—69	12	152	133	406	—97	219	334	255	207	—12	1 388 mm
(11) ETP Rochambeau 1963 (mm) mesurée (*)			167	186	153	122	107	97	136	139	94	94	136	164	1 595 mm
(12) ETP Cayenne 1963 (mm) mesurée (*)			162	177	140	113	100	98	143	123	86	84	134	146	1 556 mm

(*) FOUGEROUZE (1966).

3.2. *Dynamique de l'eau dans le sol en conditions naturelles*

3.2.1. *Climatologie de la période étudiée*

A partir des données climatologiques (tabl. 3) fournies par un poste (abri Météorologie Nationale de type classique) que nous avons installé à 500 m environ du bassin I (parcelle Arbocel) dans une situation de coupe rase, il est possible d'estimer l'évapotranspiration potentielle (E.T.P.) par les formules de Thornthwaite (température de l'air), Turc (rayonnement global et température de l'air) et Bouchet (évapotranspiration Piche et température de l'air) (BROCHET & GERBIER, 1975).

Cette dernière formule s'écrit : $E.T.P. = \alpha [1 + \lambda(T)] E_p$ où E_p représente l'évaporation Piche (mm), $\lambda(T)$ une fonction connue de la température de l'air et α un coefficient dépendant à la fois des conditions de mesure (abri, évaporomètre, installation) et de paramètres climatiques régionaux.

Sur la base des travaux de FOUGEROUZE (1966) menés dans la région de Cayenne [zone plus côtière que notre site, pour la zonation climatique de la Guyane, on pourra consulter FOUGEROUZE (1965)], nous avons adopté une valeur $\alpha = 0,5$.

La valeur annuelle d'E.T.P. Thornthwaite obtenue (1 515 mm) est une valeur vraisemblable pour la Guyane (MADEC, 1963). Par contre, les méthodes de Turc et Bouchet fournissent des valeurs nettement trop faibles. Concernant la formule de Bouchet, ce résultat est en désaccord avec les conclusions de FOUGEROUZE (1966) ayant retenu cette formule comme une estimation satisfaisante de l'E.T.P. à l'échelle mensuelle. Parmi les facteurs de variation de α évoqués ci-dessus, le fait que notre abri ait été installé dans une situation de trouée dans la parcelle Arbocel (diamètre de la trouée : environ 60 m, hauteur du recré à l'alentour : 8 m) où la ventilation est probablement inférieure à celle régnant au-dessus de la forêt, nous semble constituer l'explication la plus vraisemblable de cette différence.

La considération des bilans mensuels P - E.T.P. Thornthwaite met en évidence l'existence de deux périodes de déficit hydrique ($E.T.P. > P$) :

- septembre-octobre 1980 (grande saison sèche, déficit = 129 mm) ;
- mai 1981 (petite saison sèche, déficit = 54 mm).

Ces valeurs de déficit constituent en fait une sous-estimation de la réalité ; en effet, dans les situations climatiques du type de celle de la Guyane de faible amplitude thermique annuelle (tabl. 3), la formule de Thornthwaite ne prenant en compte que la seule composante thermique du climat ne rend compte que de façon amortie des variations saisonnières de l'E.T.P.

Une situation plus proche de la réalité est sans doute celle obtenue par considération dans le bilan hydrique d'une E.T.P. Bouchet multipliée par un facteur correctif

$$\text{égal au rapport annuel : } \frac{E.T.P. \text{ Thornthwaite}}{E.T.P. \text{ Bouchet}} = 1,49, \text{ aboutissant à des déficits}$$

de 221 et 97 mm pour les deux périodes de déficit. On notera que les valeurs obtenues par cette formule de Bouchet modifiée fournissent des valeurs très voisines de celles trouvées par FOUGEROUZE (1966) par la formule de Bouchet à Rochambeau et Cayenne dans les situations extrêmes et bien typées de septembre-octobre (grande saison sèche) et de mai-juin (saison des pluies).

Le tableau 3 fait en outre apparaître un bilan largement excédentaire de décembre 1980 à février 1981 et de mai à juillet 1981.

3.22. Etude de l'écoulement souterrain en situation d'excès d'eau

3.221. Analyse des profils $\Psi_t(z)$ le long du transect d'étude

La figure 8 présente les 6 profils verticaux du potentiel hydrique total obtenus le 23 février 1981 lors d'une période fortement pluvieuse. L'altitude de référence ($\Psi_g = 0$) est prise à la surface du sol en chacun des sites, la représentation graphique ainsi obtenue permet une comparaison inter sites de l'état de l'eau et de la nature des flux :

— I_5 : Drainage vertical en milieu non saturé suivant un gradient de potentiel sensiblement unitaire (écoulement gravitaire en milieu relativement homogène).

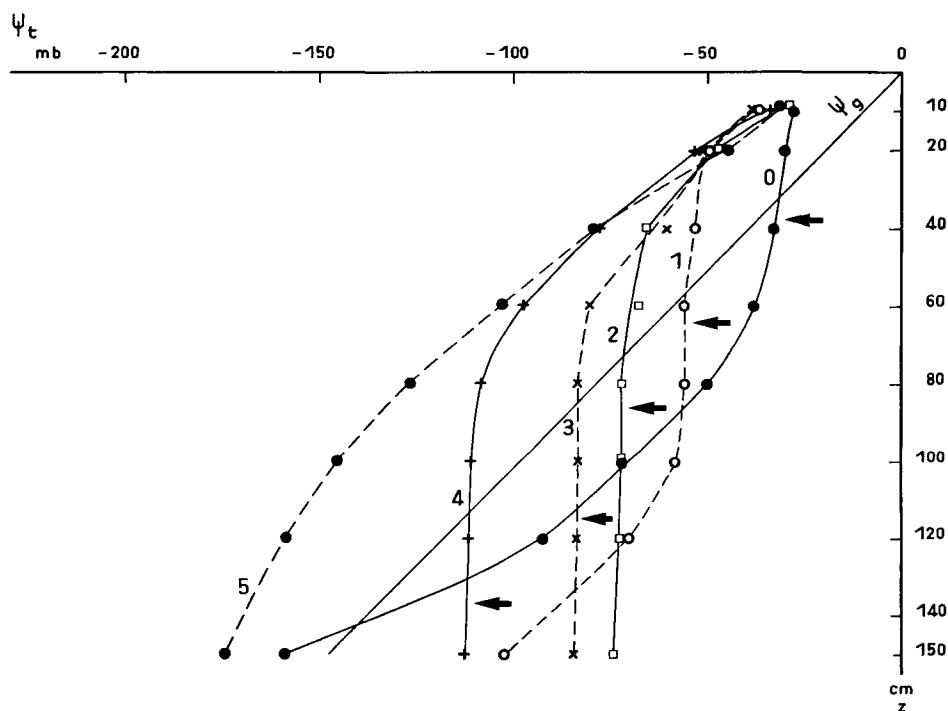


FIG. 8

Profils verticaux du potentiel hydrique total (Ψ_t) le long du transect d'étude en situation d'excès d'eau (23 février 1981).

Ψ_g est annulé à la surface du sol en chacun des sites. 0 : TI_0 , ..., 5 : TI_5 .

Les flèches indiquent la profondeur d'apparition du matériau d'altération de la pegmatite.

Vertical profiles of the total soil water potential (Ψ_t) along the studied transect for a water excess situation (February 23th 1981).

Ψ_g is set to 0 at the soil surface for each of the sites. 0 : TI_0 , ..., 5 : TI_5 .

The arrows indicate the depth of appearance of the altered rock material (Pegmatite).

— I_4 , I_3 et I_2 : Apparition d'une nappe d'eau à z_{II} à 113 cm en I_4 , $z_{II} = 85$ cm en I_3 et $z_{II} = 73$ cm en I_2 . La remontée du niveau du toit de la nappe de I_4 à I_2 (se poursuivant d'ailleurs pour I_1 et I_0) est bien cohérente avec la remontée du niveau d'apparition du matériau d'altération. L'inexistence de perte de charge perceptible verticalement dans la nappe indique d'une part un écoulement vertical nul ou très faible et d'autre part que le plancher de la nappe (zone de très faible conductivité hydraulique) est situé à plus de 150 cm de profondeur.

Les profils observés en I_1 et I_0 sont plus complexes, mais peuvent être interprétés à la lumière des travaux de ZASLAVSKI (1964) portant sur le régime permanent de l'infiltration en milieu saturé dans le cas de profils hétérogènes (modèles pluricouches avec contrastes de perméabilité). L'hypothèse de régime permanent (écoulement limité par les caractéristiques du sol) est très vraisemblablement vérifiée ici puisque la figure 8 caractérise une situation obtenue après plusieurs jours de pluies importantes (fig. 12).

— I_1 : Toit de la nappe à $z_{II} = 55$ cm de la surface. On note une perte de charge dans le domaine hydrostatique à partir de 80 cm de profondeur, soit 20 cm environ sous le niveau d'apparition du matériau d'altération (horizon 6). Cela indique une diminution importante de K_s à ce niveau. Entre 120 et 150 cm de profondeur cette perte de charge est de gradient unitaire (milieu localement homogène). Le flux de drainage vertical est alors numériquement égal à la conductivité hydraulique à saturation K_s [équation (6)] et contrôle l'écoulement vertical de la nappe (rôle limitant des zones de plus faible conductivité). K_s étant très faible (fig. 5), le flux vertical est également très faible (matériau-plancher de la nappe).

— I_0 : Jusqu'à 100 cm de profondeur, situation qualitativement identique à la tranche 0-150 cm de I_1 . L'augmentation du gradient de Ψ_t se poursuivant au-delà de 100 cm de profondeur et le retour dans le domaine $\Psi_m < 0$ à 140 cm indique une réaugmentation de K_s légèrement sous le niveau 150 cm.

3.222. *Champ du potentiel hydrique total*

Dans cette partie, nous adoptons pour l'ensemble des sites de mesure une altitude de référence commune : la surface du sol en I_5 . Cette convention permet une approche bi-dimensionnelle du fonctionnement hydrodynamique du système étudié suivant un axe vertical et l'axe du transect d'étude. Ce dernier suivant une ligne de plus forte pente, on peut en effet admettre que l'écoulement qui lui est normal (donc suivant les courbes de niveau) est nul.

Sur les figures 9 à 11, nous avons représenté le champ du potentiel hydrique total sous la forme de lignes équipotentiellles dans 3 situations différentes. Cette représentation repose sur une interpolation spatiale entre les sites de mesure.

Les points suivants sont à considérer pour l'interprétation des figures 9 à 11 :

- Pour permettre la représentation graphique de l'ensemble du système étudié, nous avons été contraints d'exagérer l'échelle verticale 5 fois par rapport à l'échelle horizontale. Cette transformation donne aux gradients horizontaux une importance 5 fois trop élevée par rapport aux gradients verticaux. La verticalité et l'horizontalité des équipotentiellles sont néanmoins conservées par cette distorsion.

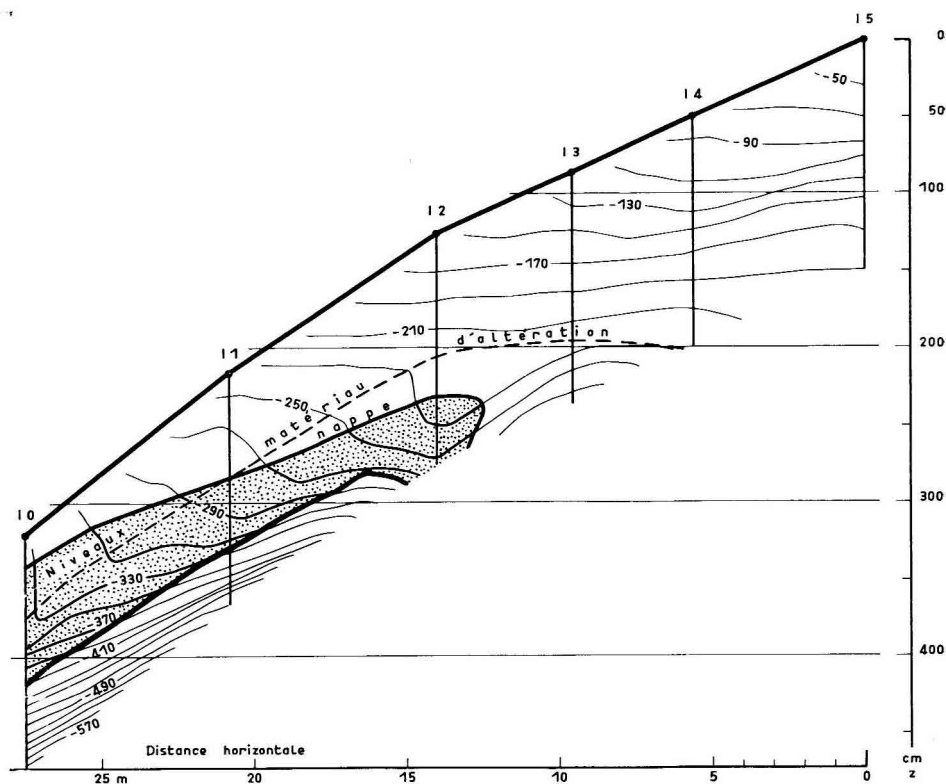


FIG. 9

Champ du potentiel hydrique total (Ψ_t , courbes équipotentiellles).
 Situation d'apparition de la nappe perchée (15 avril 1981). Ψ_g est annulé
 à la surface du sol en I_5 .

Two-dimensional field of the total water potential (Ψ_t , equipotentials).
 Situation of appearance of the perched water table (April 15th 1981).
 Ψ_g is set to 0 at the soil surface of I_5 .

- En trait épais et zone pointillée : domaine hydrostatique ($\Psi_m > 0$).
 En trait fin : domaine matriciel ($\Psi_m < 0$).
 Thick line and dotted area : hydrostatic field ($\Psi_m > 0$).
 Fine line : matric field ($\Psi_m < 0$).
 Thick broken line : appearance of the altered rock material.

• Pour tout point des figures 9 à 11, il est possible de déterminer par simple projection graphique sur l'axe des profondeurs le potentiel de gravité ⁽¹⁾ et par différence avec le potentiel total la composante matricielle ou hydrostatique (Ψ_m) du potentiel total. Cette opération simple permet notamment de délimiter graphiquement les domaines matriciel et hydrostatique (en trait gros et en pointillé sur les figures 9 à 11).

(1) A 100 cm de profondeur correspondent 98 millibars.

• Dans un système hydrodynamique isotrope les flux sont normaux aux équipotentiels et dirigés dans le sens des potentiels décroissants [équation (7)]. Le lecteur pourra ainsi aisément imaginer les lignes de courant correspondant dans l'hypothèse d'isotropie au système d'équipotentiels représenté. Si le milieu est anisotrope, la composante verticale du gradient du potentiel indique également l'existence d'une composante verticale du flux, la composante horizontale indique une composante horizontale du flux, mais la valeur du gradient ne permet pas d'apprécier immédiatement les grandeurs respectives de ces composantes et donc la direction exacte des flux par rapport aux équipotentiels.

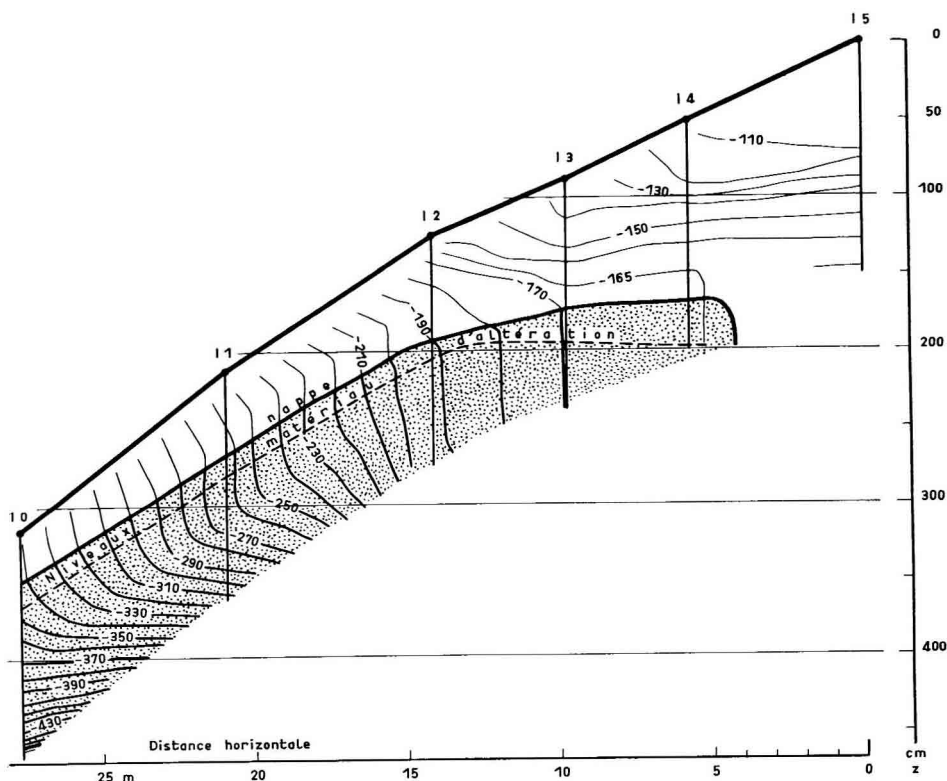


FIG. 10

*Champ du potentiel hydrique total (Ψ_t).
Situation d'extension maximale de la nappe perchée (23 février 1981).
Mêmes conventions que figure 9.*

*Field of the total water potential (Ψ_t).
Maximal development of the perched water table (February 23th 1981).
Same conventions as in figure 9.*

La figure 9 présente une situation de réhumectation du sol (15 avril 1981) après la petite saison sèche de mars (pour les données pluviométriques se reporter à la figure 12). De I_5 à I_3 , on note un écoulement vertical non saturé suivant un gradient

sensiblement gravitaire (cf. courbe 5 de la figure 8), le profil est bien réhumecté sur toute son épaisseur. De I_2 à I_0 , existe une zone de pression positive (nappe perchée) sous laquelle on observe une zone matricielle caractérisée par un gradient vertical de Ψ_t très important. Cela traduit la progression vers le bas d'un front de réhumectation dans l'horizon 6 de très faible conductivité hydraulique. Dans la partie la plus superficielle du domaine hydrostatique et surtout en aval de I_1 (horizons « bien structurés » 7, 8 et 9) on note l'apparition d'une composante latérale de l'écoulement vers le bas de pente.

La figure 10 (23 février 1981) caractérise une période très pluvieuse, la nappe atteint ici son extension maximale en profondeur, le point de profondeur 150 cm en I_0 restant dans le domaine matriciel (cf. 3.221.). On notera la très bonne coïncidence entre la variation spatiale du toit de la nappe et celle de la profondeur d'apparition du matériau d'altération et, ce qui est équivalent (LIVET, 1976) entre le gradient latéral de Ψ_t dans la nappe au voisinage de son sommet et la pente du matériau d'altération. Cela confirme le rôle de matériau plancher de la nappe joué par l'horizon 6. L'écoulement saturé est essentiellement latéral suivant la pente du matériau plancher, la zone de fort gradient vertical de Ψ_t en milieu saturé apparaissant en aval de I_2 se situe en effet dans la zone de très faible conductivité hydraulique de l'horizon 6 (cf. 3.11.).

La figure 11 (25 mai 1981) présente une situation de retrait de la nappe au cours d'un épisode peu pluvieux de la saison des pluies. Le domaine hydrostatique n'existe plus qu'en profondeur dans l'horizon 6 et a totalement disparu des sites I_1 et I_3 , ainsi que du site I_0 . La disparition de la nappe de ce dernier site peut s'expliquer :

- soit par l'augmentation de la pente existant en aval de I_0 ;
- soit par l'existence d'un écoulement vertical non négligeable en I_0 , cette hypothèse est bien en accord avec les remarques faites à propos de la courbe 0 au 3.221., ainsi qu'avec les observations de BOULET (1981) notant une réinversion du type de drainage en aval du présent système de différenciation pédologique latérale.

3.223. *Fluctuations du toit de la nappe*

L'existence d'une nappe et le niveau de son toit ont été déterminés d'après les relevés tensiométriques (fig. 2 et 8). Les résultats obtenus lors de 2 périodes de mesures (fin mai à fin septembre 1980, puis fin janvier à fin mai 1981) sont rapportés par la figure 12, en relation avec le régime des précipitations. Le site I_0 n'existe que pour la seconde période d'étude. L'origine des profondeurs est la surface du sol en chacun des sites.

En I_5 on ne note à aucun moment présence de nappe.

Pour les sites I_4 à I_1 , apparaît pour l'ensemble des relevés caractérisés par l'existence d'une nappe une diminution progressive de la profondeur du toit de la nappe, bien en accord avec la remontée vers la surface du matériau d'altération. Entre I_1 et I_0 , cet ordre n'est pas respecté dans certaines situations de rabattement de la nappe (4 mars, 13 mai 1981 et 23 mai 1981). Des hypothèses explicatives de ces situations particulières ont été données au 3.222.

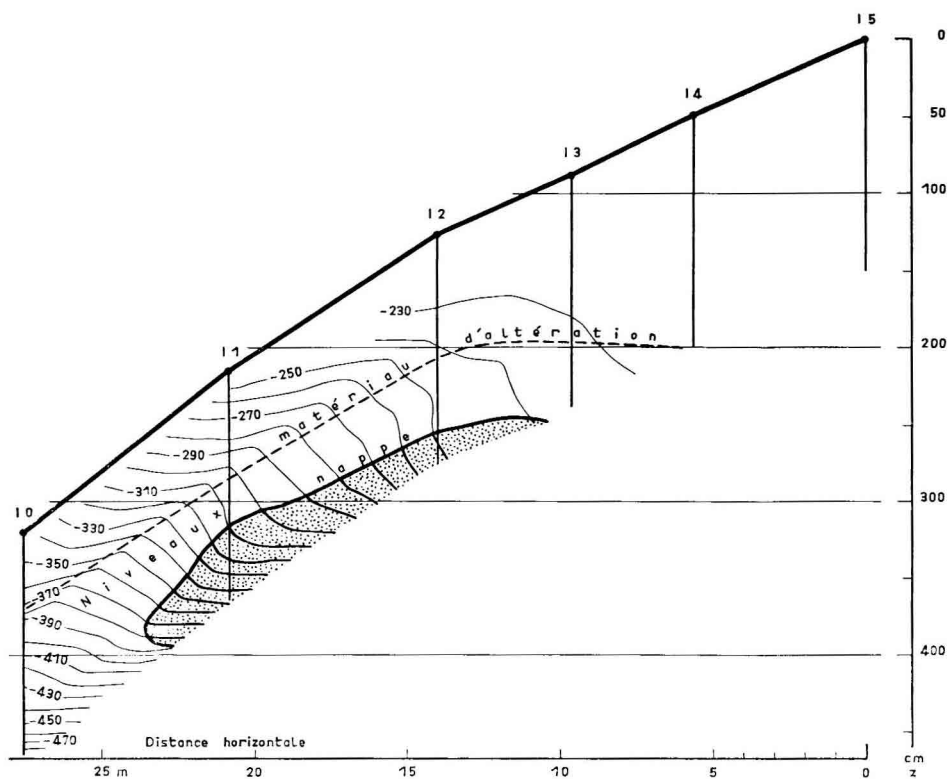


FIG. 11

Champ du potentiel hydrique total (Ψ_t).

Situation de disparition de la nappe perchée (25 mai 1981). Mêmes conventions que figure 9.

Field of the total water potential (Ψ_t).

Disappearance of the perched water table (May 25th 1981). Same conventions as in figure 9.

La réhumectation après la petite saison sèche de mars 1981 présente une image de réapparition de la nappe à partir d'une situation totalement hors saturation : la nappe apparaît en I_0 et se développe ensuite progressivement jusqu'en I_1 . Cela traduit le rôle tampon croissant des horizons superficiels 7, 8, 9, 1 et 2 de porosité élevée en fonction de l'augmentation de leur épaisseur.

De façon générale, lors des épisodes peu pluvieux, on note un rabattement rapide de la nappe traduisant un drainage latéral efficace et une disparition rapide de la nappe dès le début des deux saisons sèches sans possibilité significative de contribution au bilan hydrique des périodes ultérieures caractérisées par un déficit hydrique climatique (tabl. 3).

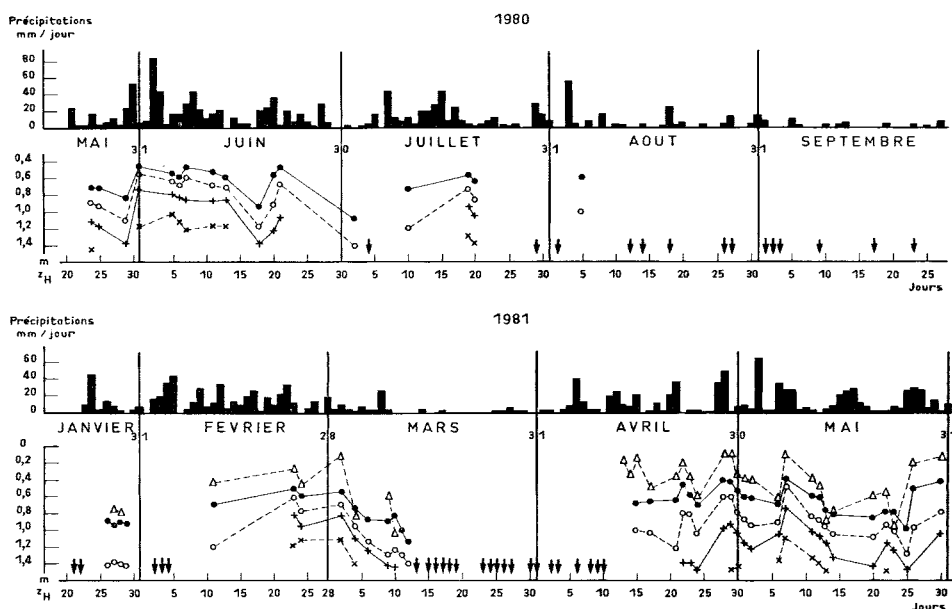


FIG. 12

Fluctuations du niveau de la nappe perchée par rapport à la surface du sol en I_0 (\triangle — \triangle), I_1 (\bullet — \bullet), I_2 (\circ — \circ), I_3 (+—+) et I_4 (\times — \times) en relation avec le régime pluviométrique. Les flèches indiquent les dates de mesures tensiométriques effectuées en l'absence de nappe.

Fluctuations of the perched water table level (distance to the soil surface for each site) for I_0 (\triangle — \triangle), I_1 (\bullet — \bullet), I_2 (\circ — \circ), I_3 (+—+) and I_4 (\times — \times) as related to the rainfall regime.

The arrows indicate the dates of tensiometric measurements made in the absence of water table.

3.23. Evolution des profils hydriques et des flux hydriques profonds lors des saisons sèches

Nous nous limiterons ici à l'examen de quelques profils particuliers de θ et de Ψ_t dans la partie aval (fig. 13 A) et amont (fig. 13 B) du transect d'étude.

— 6 et 15 mars 1981 : début de la petite saison sèche de 1981. Au 6 mars, on note encore la présence de la nappe en profondeur en I_1 et I_2 .

— 30 mars 1981 : fin de la petite saison sèche.

— 23 et 30 septembre 1981 : profils obtenus au cœur de la grande saison sèche de 1980, durant l'ensemble du mois de septembre les précipitations journalières ne dépassent pas quelques millimètres.

— 5 novembre 1980 : profil caractérisant la fin de la grande saison sèche. C'est le profil le plus « sec » malgré l'occurrence de pluies orageuses importantes au cours du mois d'octobre (50 mm le 19 octobre).

Le profil 7 correspond à l'humidité volumique au pF 4,2 (valeurs « lissées » prenant en compte trois niveaux successifs de profondeur du tableau 1), paramètre classiquement considéré comme la borne inférieure de la réserve hydrique utile du sol. Concernant les valeurs du tableau 1, on notera une nette diminution de l'humidité pondérale avec l'entrée dans l'horizon 6, cependant que pour l'humidité volumique ces différences sont amoindries par les différences de densité apparente.

Bien que n'appartenant pas à une même suite chronologique, ces différentes situations n'en représentent pas moins un continuum de l'état de dessèchement du sol.

Aux cotes 120 et 150 cm, les mesures tensiométriques étaient possibles durant l'ensemble de la petite saison sèche ; durant la grande saison sèche, aucune mesure tensiométrique n'était plus possible à partir du 30 septembre.

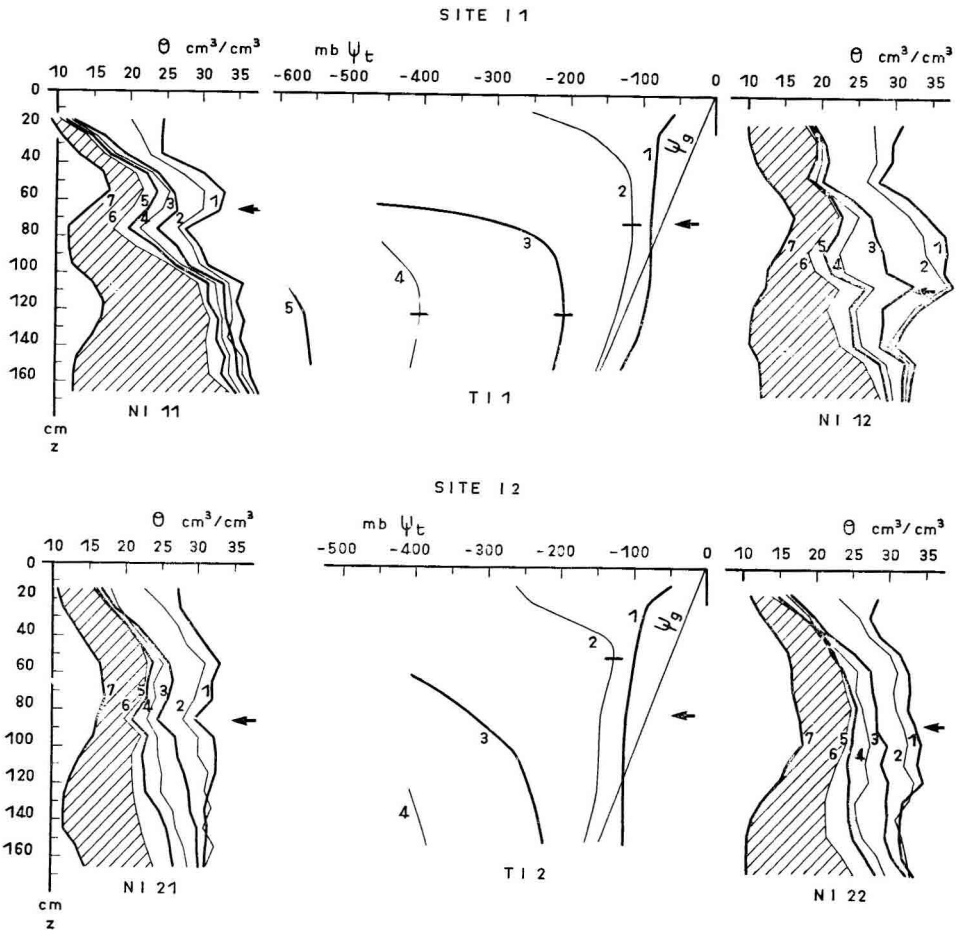


FIG. 13 A

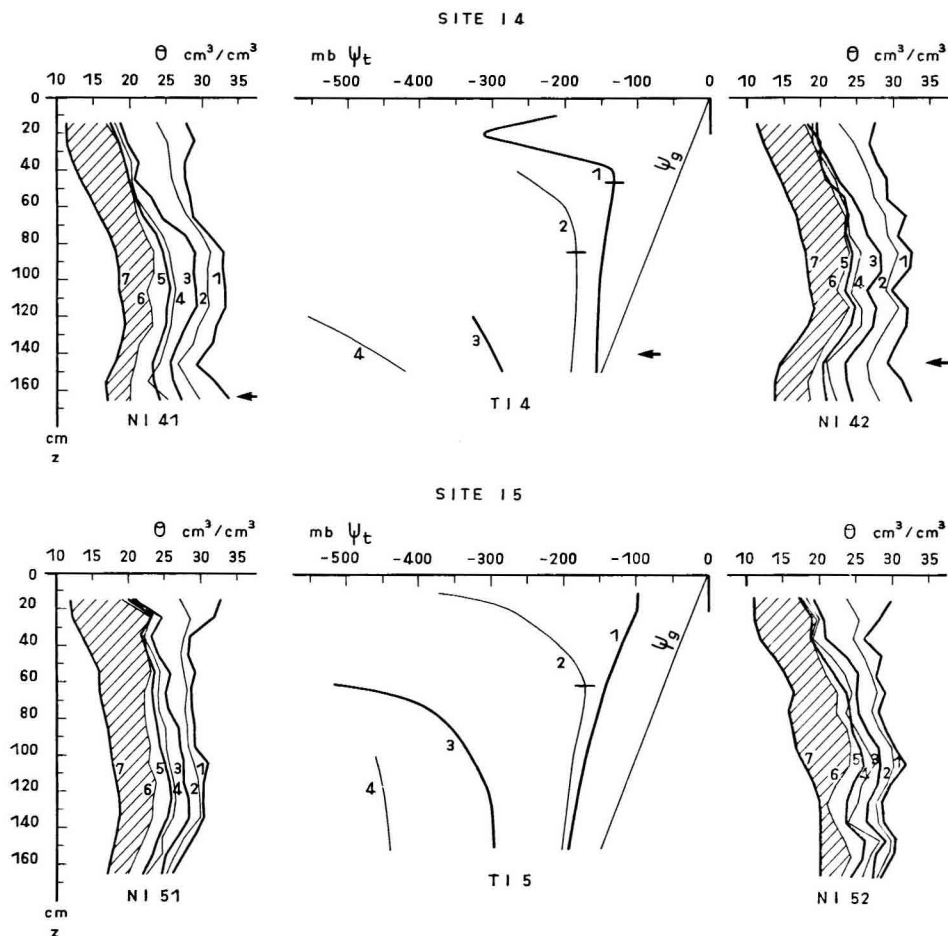


FIG. 13 B

FIG. 13 A et B

Evolution des profils du potentiel hydrique total (Ψ_t) et d'humidité volumique (θ) au cours de la petite saison sèche de 1981 et de la grande saison sèche de 1980. Les flèches indiquent le niveau d'apparition du matériau d'altération de la pegmatite.

Evolution of the total water potential profiles (Ψ_t) and of soil moisture profiles (θ) during the short dry-season of 1981 and during the long dry-season of 1980.

The arrows indicate the appearance of the altered rock material.

- 1 : 6 mars 1981.
- 2 : 15 mars 1981.
- 3 : 30 mars 1981.
- 4 : 23 septembre 1980.

- 5 : 30 septembre 1980.
- 6 : 5 novembre 1980.
- 7 : pF 4,2.

Concernant les mesures neutroniques, on notera la très bonne correspondance entre les deux tubes d'accès d'un même site tant pour la forme des profils verticaux (relation avec l'organisation pédologique) que pour leur évolution au cours du temps,

TABLEAU 4

*Variations des stocks d'eau (ΔS mm) par tranches de sol du 6-3 au 30-3-81 (petite saison sèche)
et du 3-9 au 5-11-80 (grande saison sèche) pour les 13 tubes d'accès.*
*Variations of the water storage (ΔS mm) within different soil layers from March 6th to March 50th 1981 (short dry season)
and from September 3rd to November 5th 1980 (long dry season) for the 13 neutron tubes.*

Période	Profon- deur (cm)	NI _{1,1}	NI _{1,2}	NI _{2,1}	NI _{2,2}	NI _{3,1}	NI _{3,2}	NI _{4,1}	NI _{4,2}	NI _{5,1}	NI _{5,2}	NI _{5,3}	NI _{5,4}	NI _{5,5}
du 6-3-1981 au 30-3-1981	0- 50	— 43,7 —	52,2	— 47,0 —	43,2	— 51,7 —	45,8	— 39,6 —	35,5	— 41,1 —	38,9	— 41,8 —	50,7	(*)
	50-100	— 23,4 —	40,2	— 49,2 —	25,7	— 32,7 —	31,4	— 20,1 —	22,6	— 14,6 —	12,6	— 21,5 —	22,1	
	100-165	— 12,1 —	17,8	— 17,9 —	17,4	— 44,5 —	35,2	— 31,3 —	38,2	— 16,3 —	12,3	— 21,4 —	22,3	
	0-165	— 79,2 —	110,2	— 94,1 —	86,2	— 128,9 —	112,4	— 91,0 —	93,3	— 72,0 —	63,8	— 84,7 —	95,1	
du 3-9-1980 au 5-11-1980	0- 50	— 41,9 —	41,0	— 39,4 —	43,2	— 36,3 —	43,1	— 40,3 —	24,1	— 38,3 —	29,9	— 29,4 —	29,9	— 33,1
	50-100	— 31,2 —	43,8	— 28,2 —	25,7	— 20,5 —	25,5	— 26,0 —	20,6	— 21,2 —	19,5	— 20,1 —	18,7	— 17,3
	100-165	— 25,8 —	47,5	— 48,8 —	17,4	— 54,7 —	48,9	— 36,7 —	32,2	— 33,1 —	31,1	— 23,3 —	28,4	— 28,4
	0-165	— 98,9 —	132,3	— 116,4 —	86,2	— 111,5 —	117,5	— 103,0 —	76,9	— 92,6 —	80,5	— 72,8 —	77,0	— 78,8

(*) Non mesuré au 30 mars 1981.

exception faite toutefois du site I_1 où le tube NI_{12} correspond à une invagination du matériau des horizons supérieurs dans le matériau d'altération, les variations d'humidité dans le temps y sont particulièrement importantes (échanges latéraux ?). On retiendra donc comme seul représentatif du site I_1 le site NI_{11} .

Le tableau 4 présente pour les 15 tubes d'accès les variations de stock d'eau pour les tranches de sol 0-50, 50-100 et 100-165 cm du 6-3-1981 au 30-3-1981 (petite saison sèche) et du 3-9-1980 au 5-11-1980 (grande saison sèche).

3.231. Au cours de la petite saison sèche de mars 1981

Deux types bien tranchés d'évolution des profils d'humidité apparaissent sur la figure 13 (profils 1, 2 et 3).

— I_1 , I_2 et I_5 : les variations d'humidité affectent l'ensemble de la partie prospectée du profil mais décroissent avec la profondeur. Cette décroissance est très nette dès 80 cm en I_{11} , n'est marquée en I_2 qu'à partir de 120 cm et est très progressive en I_5 .

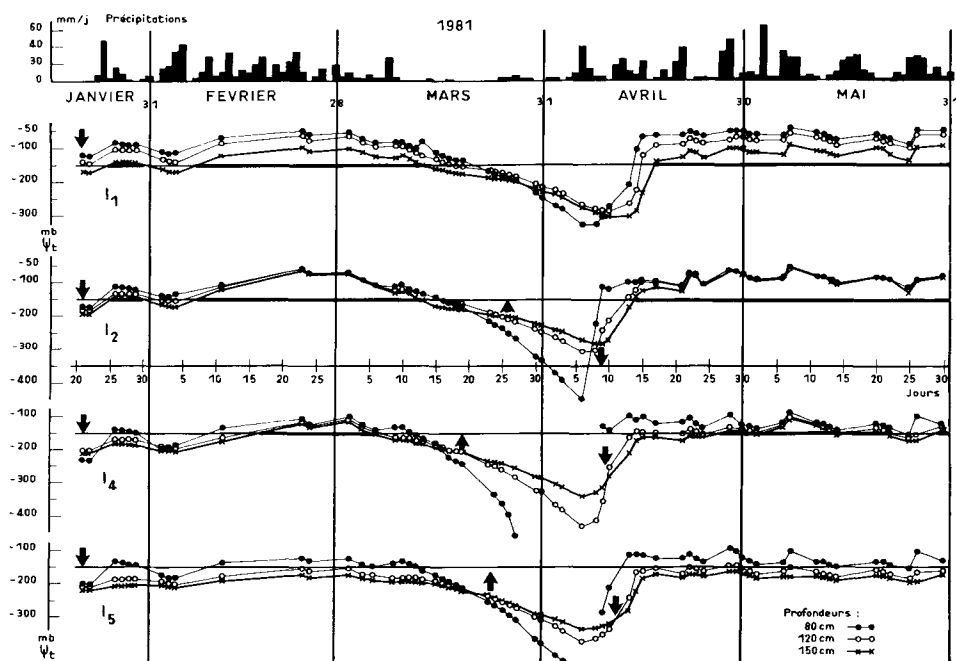


FIG. 14

Evolution du potentiel hydrique total aux cotes : 80 cm (●—●), 120 cm (○—○) et 150 cm (×—×) pour les sites I_1 , I_2 , I_3 et I_5 du 21 janvier au 30 mai 1981. Les flèches verticales indiquent le sens des flux verticaux entre 120 et 150 cm.

Evolution of the total water potential at 80 cm (●—●), 120 cm (○—○) and 150 cm (×—×) depth for I_1 , I_2 , I_3 and I_5 from January 21st to May 30th 1981. The arrows indicate the direction of the vertical fluxes between 120 and 150 cm.

— I_1 : le décalage en profondeur des profils est très important et s'observe (passage de 1 à 2) alors même que la partie profonde du profil reste en régime de drainage (profils de Ψ_1). Cela traduit très probablement un flux de drainage vertical important lié à la présence des horizons 4 et 5 sableux à forte macroporosité (fig. 7) et de K_s élevé (fig. 5).

La représentation du champ du potentiel hydrique total au 24 mars 1981 (fig. 15) montre une opposition nette entre d'une part les sites amont I_5 , I_1 et I_3 fonctionnant « en remontées capillaires » sur l'ensemble prospecté du profil (représentation des équipotentielles non permise en raison des discontinuités inter-sites) et d'autre part les sites aval I_0 , I_1 et I_2 pour lesquels une bonne continuité inter-sites s'observe encore avec existence d'une surface de « flux nul » à l'intérieur du matériau d'altération.

L'analyse des données présentées par la figure 14 confirme cette opposition.

Sur cette figure, nous avons représenté l'évolution de Ψ_1 de janvier à fin mai 1981 en I_1 , I_2 , I_4 et I_5 et aux profondeurs 80, 120 et 150 cm. Cette représentation permet une lecture rapide du sens et de l'importance des gradients verticaux de Ψ_1 (nous avons représenté par des flèches verticales le sens des flux entre les cotes 120 et 150 cm) et de la présence ou de l'absence de la nappe au-dessus de la cote 150 cm (rappel par un trait horizontal épais de la valeur de Ψ_g à cette profondeur lorsque $\Psi_m = \Psi_1 - \Psi_g > 0$).

Mais, intéressons-nous ici à la cinétique de dessèchement-réhumectation liée au « petit été de mars ».

En I_1 (et aussi en I_0), le non croisement des courbes relatives aux cotes 120 et 150 cm indique un fonctionnement restant qualitativement en drainage pour l'ensemble du petit été de mars.

En I_2 , on note entre 120 et 150 cm le passage à un régime de remontées capillaires à compter du 27 mars. La réhumectation (réaugmentation de Ψ_1) est amorcée à 120 cm, après recroisement des courbes 80 et 120 cm et à 150 cm après recroisement des courbes 120 et 150 cm et est donc à relier ici à la réapparition du drainage. Ce dernier comportement s'observe également en I_1 (fig. 14) et en I_0 (non représenté) pour les niveaux 80 et 120 cm.

En I_1 et I_5 , le passage au régime de remontées capillaires se fait respectivement dès le 19 et le 24 mars. Mais, à la différence du site I_2 , on note dans ces deux cas une réaugmentation de Ψ_1 à 150 cm de profondeur avant même le rétablissement du drainage. Cette réaugmentation est donc à attribuer au flux de remontées capillaires. Ce cas de figure s'applique également au site I_3 .

3.232. *Au cours de la grande saison sèche de 1980*

Par rapport aux profils 3 (situation la plus « sèche » du petit été de mars) des figures 13 A et B, les profils 4, 5 et 6 relatifs à la grande saison sèche de 1980 montrent des variations d'humidité affectant essentiellement les profondeurs supérieures à 50 cm.

Au-dessus de cette profondeur on note une diminution très importante des variations d'humidité traduisant un freinage des possibilités d'extraction racinaire, bien

que l'humidité du sol soit encore nettement supérieure (exception faite du site I_{11}) à celle caractérisant le pF 4,2.

Les variations importantes d'humidité affectant jusqu'à la profondeur 165 cm les sites I_5 , I_1 et I_2 indiquent une exploitation des réserves hydriques dépassant largement cette profondeur.

En I_1 , comparativement à ces derniers sites, les variations d'humidité entre les profils 3 et 6 sont nettement plus faibles au-delà de 90 cm de profondeur pour I_{11} et de 120 cm de profondeur pour I_{12} , malgré des valeurs absolues d'humidité plus élevées. Le plan de flux nul ne dépasse ici la cote 150 cm qu'à partir du 30 septembre.

4. Discussion

En situation d'excès d'eau

Le fonctionnement hydrodynamique du système étudié confirme largement les résultats de l'étude pédologique (BOULET, 1981). La partie amont du transect (I_5) correspondant à la couverture ferrallitique initiale se caractérise par un écoulement vertical non saturé (fig. 8 et 10), même au plus fort des saisons des pluies. Vers l'aval, le fort contraste de perméabilité lié à la remontée vers la surface de l'horizon 6 (matériau d'altération de la pegmatite) provoque l'apparition d'un écoulement latéral en milieu saturé (nappe perchée).

Les essais effectués à l'appareil de Muntz font apparaître une absence totale d'écoulement vertical à travers l'horizon 6 (fig. 5), mais la perturbation du sol par l'enfoncement du double cylindre (destruction de la structure du sol) et le possible colmatage des pores lié à la surcharge d'eau ont pu empêcher la mise en évidence des valeurs non tout à fait nulles de K_z .

Dans de telles conditions d'écoulement vertical très faible ou inexistant, l'écoulement de la nappe est lié à la configuration topographique interne du matériau plancher (fig. 10). Dans le système étudié, cet écoulement latéral est important (fig. 12). Cependant, en cas de discordance entre matériau plancher et la topographie de surface, il y a possibilité d'écoulement à contre-pente (un tel écoulement est très probable entre I_1 et I_5 (fig. 3) ou de piégeage d'eau dans des cuvettes du matériau plancher pouvant d'ailleurs constituer localement un intéressant report d'eau sur les périodes de déficit hydrique.

Au plan méthodologique, l'utilisation des tensiomètres apparaît comme un intéressant outil d'investigation pour l'étude de systèmes hydropédologiques de pente plus puissant que l'utilisation de tubes piézométriques (LIVET, 1976), puisque permettant également l'étude de la zone non saturée et des relations entre zone saturée et non saturée (fig. 9, 10 et 11). Le niveau d'intégration spatiale permis par la représentation bidimensionnelle du champ du potentiel hydrique total (fig. 9, 10 et 11) constitue ainsi un maillon intermédiaire intéressant entre les études hydrologiques à l'échelle du bassin versant et les observations pouvant être faites au niveau de chaque site.

Evolution des profils hydriques en saisons sèches et système racinaire

Au cours des deux saisons sèches, caractérisées par d'importants déficits hydriques climatiques (tabl. 3), le réservoir sol est très largement utilisé pour la satisfaction des besoins hydriques de la forêt (tabl. 4 et fig. 13). Les variations d'humidité affectent une épaisseur importante de sol, cela confirme les observations similaires faites en forêt primaire par DUCREY (1981) non loin de notre transect d'étude (sols sur schistes) et par HUTTEL (1975) ainsi que par BOIS & ROSE (1978) en milieu ferrallitique de Basse Côte-d'Ivoire. L'utilisation de tensiomètres, indiquant le sens des flux d'eau dans le sol, permet d'affirmer ici que ces variations profondes sont pour leur grande part à attribuer au flux évapotranspiratoire, le drainage vertical n'intervenant significativement qu'en début des saisons sèches et uniquement dans les zones à DVL (cf. 3.231.).

Hormis le cas du site 1₁ que nous aborderons plus loin, les deux profils extrêmes 1 et 6 présentés par la figure 13 sont sensiblement parallèles pour la profondeur de sol prospectée par les tubes d'accès. Il n'en est pas de même des profils intermédiaires (2, 3, 4 et 5) présentant un décalage affectant progressivement des profondeurs de plus en plus importantes.

Une telle image d'évolution des profils d'humidité, s'opposant à une évolution par simple dessèchement des couches superficielles sans variations en profondeur telle celle observée par AUSSENAC & GRANIER (1979) dans une futaie de l'Est de la France caractérisée par un enracinement superficiel, et se rapprochant de l'image de translation continue des profils observée par MERIAUX & BERTRAND (1976) en conditions d'exploitation racinaire profonde par la vigne dans le midi de la France, atteste d'une extraction racinaire dépassant largement la profondeur des tubes d'accès (1,65 m).

Des observations analogues aux nôtres, d'un décalage progressif vers le bas d'un front d'extraction racinaire maximale ont été faites par MAHBOUBI (1980) sur graminées et peuvent être interprétées à la fois par une augmentation de la résistance au transfert de l'eau entre le sol et les racines et par une diminution de la différence de potentiel hydrique entre le sol et les racines au cours du dessèchement intervenant bien avant le pF 4,2, le maximum d'extraction racinaire se décalant alors en profondeur vers une zone plus humide présentant une résistance au transfert de l'eau et une différence de potentiel sol-racine plus favorable.

Ces observations d'extraction racinaire profonde peuvent surprendre dans le cas d'une forêt tropicale humide à laquelle on attribue généralement un fonctionnement racinaire superficiel.

Toutefois les profils d'enracinement établis en Guyane par HUMBEL (1978) montrent qu'en zone de drainage vertical libre on trouve, malgré une forte concentration superficielle, encore près de 5 p. 100 (en poids de matière sèche) de racines, surtout fines, uniformément réparties entre 1 et 2 m de profondeur (mesures non poursuivies au-delà de 2 m). Dans la zone étudiée, nous avons pu observer de notre côté la présence de racines bien au-delà de 2 m de profondeur. Nos résultats montrent donc que ces racines profondes, en dépit de leur faible densité, jouent un rôle important dans l'alimentation hydrique des arbres tout au moins durant la grande saison sèche.

Il importe par ailleurs de remarquer que les mesures massiques de densité raci-

naire privilégie beaucoup trop les horizons superficiels où se trouvent de grosses racines. Sur le plan hydrique mieux vaudrait s'intéresser aux longueurs de racines par unité de volume de sol (MAHBOUBI, 1980).

En I_1 les variations d'humidité en profondeur sont nettement plus faibles que pour les autres sites, cela est à relier en I_{11} à la présence dès 80 cm de profondeur (110 cm en I_{12}) du matériau d'altération réduisant les possibilités de développement du système racinaire (HUMBEL, 1978). Toutefois la diminution continue dans le temps de l'humidité (fig. 13 A) observée jusqu'à 165 cm de profondeur atteste encore de la présence de racines.

Les variations d'humidité très importantes notées en I_2 à l'intérieur du matériau d'altération peuvent, selon toute vraisemblance, être attribuées au réseau de faces lissées caractérisant le sommet de l'horizon 6 (fig. 5) permettant une colonisation racinaire du matériau (observations faites sur le terrain).

Estimation de l'évapotranspiration réelle de la forêt

La longueur trop faible des tubes d'accès ne permet pas ici une telle estimation (sauf probablement une approximation légèrement par défaut en I_1) nécessitant la prise en considération d'un volume de sol intéressant une épaisseur z de sol supérieure au domaine de prospection racinaire. Il nous semble toutefois utile de préciser les conditions d'une telle estimation dans le milieu étudié.

La condition ci-dessus énoncée étant supposée remplie, le bilan hydrique s'écrit pour une période considérée :

$$-\Delta S = ETR - P_i + D + R \quad (13)$$

- avec ΔS : variation du stock d'eau dans le volume considéré
 ETR : évapotranspiration réelle du couvert forestier y compris l'interception par le couvert
 P_i : précipitations incidentes au-dessus du couvert
 D : bilan des flux hydriques souterrains (flux latéraux et flux verticaux à la profondeur z)
 R : bilan de ruissellement

Seuls les termes ΔS et P_i sont facilement accessibles en général. En ce qui concerne le ruissellement on devra s'assurer que $R \simeq 0$ (faible pente, périodes de faibles précipitations, sols à drainage vertical libre), sinon R devra être évalué.

En ce qui concerne les écoulements souterrains latéraux, on vérifiera que pour notre transect d'étude alors même que la nappe n'a pas totalement disparu en profondeur (fig. 11), les flux deviennent verticaux descendant dans les horizons supérieurs puis s'inversent rapidement avec l'entrée dans la saison sèche pour devenir remontants et parallèles à la surface du sol (fig. 15). Les gradients latéraux de Ψ_t sont alors faibles (compte tenu de la non correspondance des échelles horizontales et verticales) (cf. 3.222.) et affectent essentiellement l'horizon 6 de très faible conductivité hydraulique.

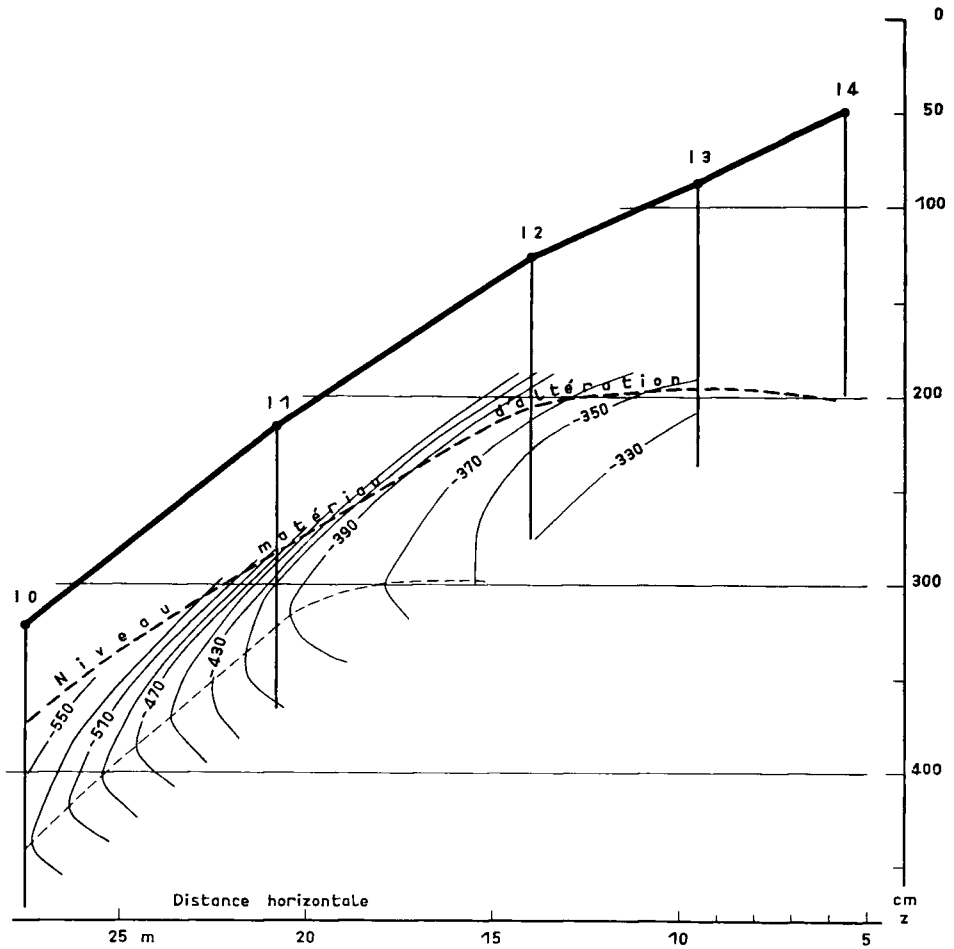


FIG. 15

Champ du potentiel hydrique total (Ψ_t) au cours de la petite saison sèche (24 mars 1981).
Mêmes conventions que figure 9. (---) : surface de flux vertical nul.

Field of the total water potential (Ψ_t) during the short dry-season (March 24th 1981).
Same conventions as in figure 9. (---) : surface of vertical zero flux.

L'équation (13) devient alors, si l'on suppose $R = 0$:

$$-\Delta S \simeq ETR + D_v \quad (14)$$

où D_v est le bilan des flux verticaux (drainage ou remontées capillaires) à travers la cote de contrôle z .

— Pour les zones à drainage vertical bloqué on pourra supposer $D_v \simeq 0$, donc

$$-\Delta S \simeq ETR$$

— Pour les zones à drainage vertical libre, il sera nécessaire de déterminer D_v par application de la loi de Darcy [équation (6)] à la cote z . Cette détermination nécessite, outre la connaissance du gradient de Ψ_t à la cote z (installation de deux tensiomètres profonds de part et d'autre de cette cote), la connaissance de la relation $K_z(t)$ en conditions non saturées.

En dehors du recours aux méthodes de détermination de K en laboratoire sur échantillons de sol (HILLEL, 1974) nécessitant un appareillage spécial et souvent biaisées par rapport aux valeurs *in situ* (JAILLARD, 1980), des solutions de terrain peuvent être envisagées, basées sur des mesures neutroniques et tensiométriques, ces méthodes supposent l'absence d'extraction racinaire.

- La méthode du plan de flux nul (DAUDET & VACHAUD, 1977) apparaît, en dehors des situations dans lesquelles est prévue une coupe rase, comme impossible à mettre en œuvre en forêt, l'évaporation au niveau du sol étant trop faible dans les conditions microclimatiques du sous-bois.

- La méthode de drainage interne (HILLEL *et al.*, 1972) peut être envisagée en forêt pour les sols bien drainants, mais à condition d'effectuer les essais dans un monolithe (IBRAHIM, 1979 ; VACHAUD *et al.*, 1981) afin de supprimer l'extraction racinaire. La méthode devenant alors destructrice, il faudra travailler soit en un site voisin de celui des mesures (risques d'erreurs liés à l'hétérogénéité spatiale des caractéristiques du sol), soit en ce même site après les campagnes de mesures.

Pour la caractérisation des horizons profonds, il pourra être intéressant pour obtenir des variations d'humidité importantes, d'effectuer l'essai non pas à la surface du sol mais au fond d'une fosse.

5. Conclusion

Au plan de la démarche utilisée on soulignera l'intérêt qu'il y a à déterminer les sites de mesure en fonction de l'organisation morphologique de la couverture pédologique étudiée et préalablement connue de façon détaillée. Ceci permet d'une part de référer les mesures à cette organisation, d'établir la relation entre ce que l'on pourrait appeler « l'anatomie » et la « physiologie » de la couverture pédologique, de faciliter la compréhension des mécanismes mis en œuvre, et d'autre part d'extrapoler les comportements ainsi précisés à l'ensemble des sites morphologiquement identiques.

En situation d'excès d'eau, le fonctionnement hydrodynamique du système étudié s'accorde bien avec les résultats de l'étude des caractéristiques du matériau et constitue une confirmation expérimentale de la distinction entre sols à drainage vertical libre et sols à drainage vertical bloqué.

Concernant la détermination précise des termes du bilan hydrique en saison sèche, cette étude aura surtout été l'occasion d'une mise au point méthodologique adaptée au milieu forestier guyanais. Toutefois, certains traits originaux du fonctionnement hydrique du système étudié ont pu être dégagés. Ainsi, lors des périodes de

déficit hydrique, l'exploitation des réserves hydriques du sol est profonde et semble liée à des possibilités d'extraction racinaire profonde.

L'importance des différences observées dans le fonctionnement hydrique *in situ* des deux types de sol étudiés et des répercussions en termes de conditions de la production végétale liées à ces différences (conditions pédoclimatiques, disponibilités en eau, entraînement des éléments chimiques et notamment des fertilisants...) justifierait pleinement la poursuite des recherches entreprises dans le but d'une détermination précise des termes du bilan hydrique. Ces recherches devraient être menées à la fois en situation de forêt primaire et pour les différents scénarios de mise en valeur du milieu après déforestation (étude des interactions type de sol - type d'aménagement).

Remerciements

Cette étude a été réalisée grâce au support financier de la D.G.R.S.T. (Décision d'aide n° 79-7-0435 et 79-7-0436, Comité Scientifique Gestion des Ressources Naturelles Renouvelables).

Je tiens à remercier MM. BOULET, FRITSCH & LUCAS (O.R.S.T.O.M. Guyane), MM. DUCREY & VALANCOGNE (I.N.R.A. Antilles-Guyane) et M. SARRAILH (C.T.F.T., coordonnateur de l'opération ECEREX) pour l'aide précieuse qu'ils m'ont fournie tout au long de ce travail, ainsi que M. HENRION (C.N.R.F. Champenoux) pour la délicate réalisation des figures.

Summary

Soil water dynamic in the tropical rain forest of French Guyane. Influence of the soil cover

In French Northern Guyane 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 ferrallitic cover resulting from a slight tectonic rise of the land (a few meters) (BOULET *et al.*, 1979).

In the present study (part of the ECEREX pluridisciplinary study; SARRAILH, 1980) our purpose was to evaluate the repercussions of that environmental variability on the terms of the soil hydrologic cycle. The experimentations (*in-situ* neutronic and tensiometric measurements) concerned a mixed soil system (pegmatitic rock-material) in a slight sloping situation.

During the rain seasons, in the initial ferrallitic cover (I₅, fig. 3), the existence of high macroporosity values (fig. 7) for the microaggregated horizons 1 and 2 (fig. 3) and of a permeability coefficient (Muntz method) which remained superior to 3 mm h⁻¹ in the two upper meters of soil (fig. 5) allowed an unsaturated vertical drainage even during periods of important rainfall (fig. 8, 10).

From I₁ to I₀, the rise towards the soil surface of horizon 6 (incision of the initial topographic surface) characterized by high bulk density (tabl. 1) and small macroporosity values (fig. 7) and by near zero permeability coefficient values (fig. 5) led, during the rain seasons, to the appearance of a perched water table (fig. 8) with an efficient lateral drainage component (fig. 10, 12) due to a favourable internal configuration of the top of horizon 6 (fig. 3).

During the two studied dry-seasons (short dry season in March 1981 and long dry-season from August to November 1980) characterized by important climatic water deficits (tabl. 3), the soil water reserve was widely used for the forest evapotranspiration (tabl. 4 and fig. 13). Two different patterns of deep soil-water content evolution appeared :

— From I_5 to I_2 (fig. 3) the important water content variations which could be observed down to a 165 cm depth, indicated that the water uptake by roots was deeper than the neutron tubes.

— For the I_1 site, the deep water content variations were notably smaller, which could be attributed to the presence of horizon 6 in which the root system development is hindered.

In such conditions of deep water-uptake by roots it was not possible here to make an estimate of the forest evapotranspiration with the neutronic measurements, but the experimental conditions which should allow such an estimate are specified.

Reçu le 30 octobre 1982.

Accepté le 29 avril 1983.

Références bibliographiques

- AUSSENAC G., GRANIER A., 1979. Etude bioclimatique d'une futaie feuillue (*Fagus sylvatica* L. et *Quercus sessiliflora* Salisb.) de l'Est de la France. II. Etude de l'humidité du sol et de l'évaporation réelle. *Ann. Sci. For.*, **36** (4), 265-280.
- BALLIF J.L., 1980. Caractères et réserves hydriques des sols sur craie et graveluche en Champagne. *Ann. Agron.*, **31** (4), 473-485.
- BOIS J.F., ROOSE E.J., 1978. Réflexions sur les résultats de mesures systématiques d'humidité à la sonde à neutrons dans un sol ferrallitique de Basse Côte-d'Ivoire. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Hydrol.*, **15** (4), 351-364.
- BOULET R., 1978. Existence de systèmes à forte différenciation latérale en milieu ferrallitique guyanais : un nouvel exemple de couvertures pédologiques en déséquilibre. *Sci. Sol., Bull. A.F.E.S.*, **2**, 75-82.
- BOULET R., 1981. Etude pédologique des bassins versants ECEREX. Bilan de la cartographie. *Bull. Liaison ECEREX*, n° 4, O.R.S.T.O.M. Cayenne, 4-22.
- 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. *Sci. Sol. Bull. A.F.E.S.*, **1**, 3-18.
- BROCHET P., GERBIER N., 1975. L'évapotranspiration. Aspect agrométéorologique. Evaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle. *Monogr. Météorol. Natl.*, n° 65, 95 p.
- BRUTSAERT W., 1966. Probability laws for pore-size distributions. *Soil Sci.*, **101** (2), 85-92.
- COSANDEY C.M., 1978. Etalonnage d'un humidimètre à neutrons dans un sol forestier. *Bulletin du G.F.H.N.*, n° 3, 25-35.
- COUCHAT P., 1977. Aspects méthodologiques et technologiques de la mesure neutronique de l'humidité des sols. *Ann. Agron.*, **28** (5), 477-488.
- 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.
- DUCREY M., 1981. Etude de l'humidité et de la réserve en eau des sols des bassins versants F, G et H. *Bull. liaison ECEREX*, n° 4, O.R.S.T.O.M. Cayenne, 61-65.
- FOUGEROUZE J., 1965. Le climat de la Guyane française. Type de temps - saisons et régions climatiques. *Monogr. Météorol. Natl.*, n° 38, 36 p.

- FOUGEROUZE J., 1966. Quelques problèmes de bioclimatologie en Guyane française. *Agron. Trop.*, **3**, 291-345.
- FRITSCH J.M., 1981. Ecoulement et érosion sur les bassins versants ECEREX en 1979. *Bull. liaison ECEREX*, n° 4, O.R.S.T.O.M. Cayenne, 23-44.
- HILLEL D., 1974. *L'eau et le sol. Principes et processus physiques*. Vander éditeur, 288 p.
- 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. *Sci. Sol. Bull. A.F.E.S.*, **2**, 83-93.
- HUTTEL C., 1975. Recherches sur l'écosystème de la forêt subéquatoriale de Basse Côte-d'Ivoire. IV. Estimation du bilan hydrique. *La Terre et la Vie*, **29**, 192-202.
- 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.
- JAILLARD B., 1980. *Fonctionnement hydrique d'un sol carbonaté. Incidence sur la chlorose ferrugineuse*. Thèse de 3^e cycle. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 135 p.
- LESCURE J.P., 1981. La végétation et la flore dans la région de la piste de St-Elie. *Bull. Liaison ECEREX*, n° 3, O.R.S.T.O.M. Cayenne, 4-24.
- LIVET M., 1976. Etude hydrogéologique des formations de pente de la butte d'Amance. Rapport de recherche n° 52, Ministère de l'Equipeement, 106 p.
- MADEC H., 1963. L'évapotranspiration potentielle et le bilan de l'eau en Guyane. *Monogr. Météorol. Natl.*, n° 39, 17 p.
- MAHBOUBI A.A., 1980. *Etude in situ du bilan hydrique pour quelques graminées : extraction de l'eau par le système racinaire et résistance à la sécheresse*. Thèse Docteur-Ingénieur, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 174 p. + annexes.
- PREVOST M.F., PUIG H., 1981. Accroissement diamétral des arbres en Guyane : observations sur quelques arbres de forêt primaire et de forêt secondaire. *Bull. Mus. Natl. Hist. Nat.*, Paris, 4^e sér., **3**, 1981, Section B, Adansonia, n° 2, 147-171.
- PUIG H., 1979. Production de litière en forêt guyanaise. Résultats préliminaires. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. Toulouse*, T. 115, **3-4**, 338-346.
- ROCHE M.A., 1978. Les bassins versants expérimentaux ECEREX en Guyane française. Etude comparative des écoulements et de l'érosion sous forêt tropicale humide. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Hydrol.*, **15** (4), 365-378.
- 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 For. Trop.*, 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. *Bull. 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.
- VALANCOGNE G., FOUERE A., AHO N., 1977. Contrôle de l'étalonnage basé sur l'étude neutronique d'échantillons de sol. *Bull. G.F.H.N.*, **1**, 61-71.
- ZASLAVSKY D., 1964. Theory of unsaturated flow into a non-uniform soil profile. *Soil Sci.*, **97**, 400-410.