

ETUDE IN SITU DE LA DYNAMIQUE DE L'EAU DANS LE SOL
SOUS FORET PRIMAIRE
INFLUENCE DE LA COUVERTURE PEDOLOGIQUE SUR
QUELQUES CARACTERISTIQUES DU DRAINAGE VERTICAL

J. M. GUEHL.

-0-0-0-0-0-0-0-0-0-

Bioclimatologie Forestière
Institut National de la Recherche Agronomique.

O. R. S. T. O. M. Fonds Documentaire

N° : 15930, ex 2

Cote : A

I - INTRODUCTION.

L'étude de l'organisation de la couverture pédologique de la zone Ecerex a abouti à la distinction de deux grands types de sols en ce qui concerne la dynamique de l'eau : dynamique verticale et profonde d'une part, dynamique latérale et superficielle d'autre part. A l'échelle d'un bassin versant, cette distinction est corroborée par les données hydrologiques.

Mais les phénomènes d'interaction entre le cycle hydrologique dans le sol et les arbres forestiers, qui sont en bonne partie responsables du comportement de la forêt en un endroit donné, et auxquelles s'adresse le bioclimatologue Forestier se situent à une échelle bien plus fine que celle du bassin versant.

A cette échelle, certaines observations de nos collègues Pédologues (HULBEL, 1978) ont déjà permis d'établir des différences entre les deux types de sols. Mais ces observations restent souvent trop qualitatives et ponctuelles dans le temps et se heurtent souvent à la grande hétérogénéité spatiale caractérisant le milieu forestier pour qu'il soit possible d'en tirer des conclusions définitives.

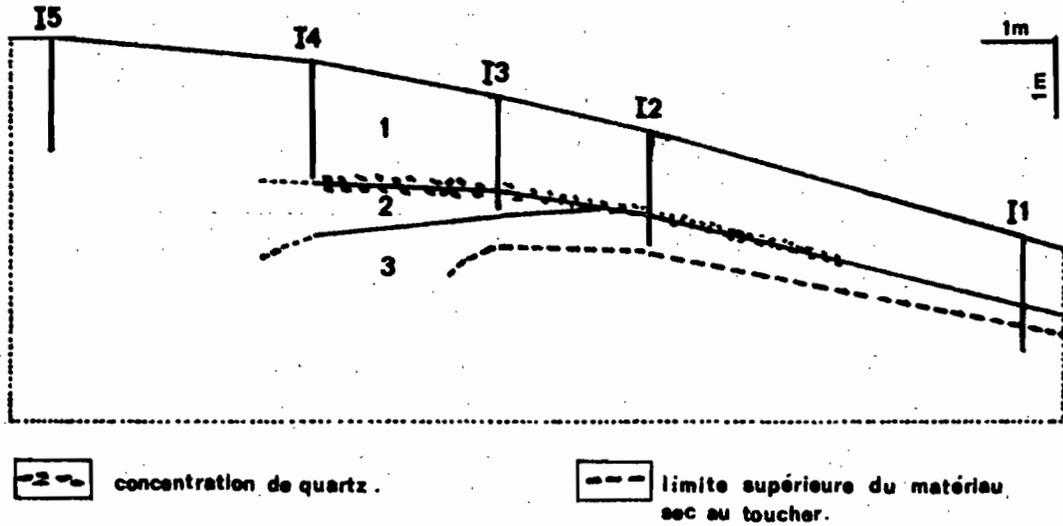
Vis à vis de l'approche pédologique, le but de notre intervention était de préciser, à l'aide de méthodes et techniques plus appropriées d'étude de l'eau dans le sol, les caractéristiques de la dynamique de l'eau en relation avec l'organisation de la couverture pédologique. En retour, pour notre approche propre des interactions entre le cycle hydrologique et la forêt, nous avons pu bénéficier d'un bon calage pédologique de nos dispositifs expérimentaux et de la possibilité d'installer ces derniers dans des zones présumées être à gradients environnementaux intéressants.

Après une première analyse des données obtenues de Mai à Septembre 1980, nous présentons ici quelques résultats qui nous semblent intéressants.

II - SITE D'EXPERIMENTATION ET METHODOLOGIE D'ETUDE.

En concertation avec R. BOULET (pédologie O.R.S.T.O.M.) nous avons choisi un transect le long duquel la figure 1 constitue une coupe topo-pédologique. Ce transect est situé légèrement en contrebas du sommet d'interfluve du bassin I et suit une ligne de plus forte pente. Il est caractérisé d'amont en aval par un amincissement progressif de l'horizon supérieur brun-jaune, bien structuré, à forte porosité interagrégats et par l'apparition et la remontée progressive du matériau d'altération de la pegmatite d'aspect compact qui, à la base du transect, arrive à 90 cm environ de la surface et serait responsable d'un basculement du drainage passant de vertical et profond à l'amont à superficiel et latéral à l'aval (BOULET et AL, 1979).

FIG:1



- Figure 1 : Schéma d'une coupe topopédologique effectuée le long du transect choisi dans le bassin I pour l'installation des dispositifs de mesure I1..... I5 sont les sites de mesures, les traits verticaux indiquent la profondeur de mesure du potentiel de l'eau.

- 1 : horizon brun-jaune bien structuré à forte porosité.
- 3 : matériau d'altération de la pegmatite d'aspect compact.
- 2 : volume de transition entre 1 et 3.

(d'après R. BOULET).

En cinq sites de ce transect (I1 à I5 sur la figure 1) ont été installés les dispositifs suivants :

- En Mai 1980, des batteries de tensiomètres destinées à établir en chacun des sites un profil vertical du potentiel de l'eau.

Le potentiel hydrique total (ψ_t) est la quantité d'énergie, comptée négativement, qu'il faudrait fournir par unité de volume d'eau pour la faire passer d'un état donné à l'état libre (eau pure à la pression atmosphérique et à une altitude de référence z_0 prise à la surface du sol dans notre cas).

Le potentiel hydrique est exprimé en unités de densité énergétique ou ce qui est équivalent en unités de pression (millibars ici). Les flux d'eau sont dirigés suivant le gradient de ψ_t (flux normaux aux équipotentiels et dans le sens des potentiels décroissants (1)). Les organes sensibles des tensiomètres sont situés aux profondeurs 10, 20, 40, 60, 80, 100, 120, et 150 cm, leur domaine de prospection est indiqué sur la figure 1. Les mesures se font par lecture directe (manomètre à mercure).

- En Août 1980, des tubes de sondes à neutrons (2 en I1, I2, I3, et I4 5 en I5) à une profondeur de 1,70 m destinés à la mesure de l'humidité volumique du sol (θ). Depuis mi-août 1980 des mesures sont effectuées hebdomadairement par tranches de 10 cm de sol en chacun de ces tubes.

Ces mesures peuvent donner accès directement (absence de drainage profond et de remontées capillaires, absence de drainage latéral et de ruissellement) ou par combinaison avec les mesures de potentiel et de la conductivité hydraulique du sol (K). (DAUDET ET VALANCOGNE, 1976), à l'évapotranspiration réelle de la forêt.

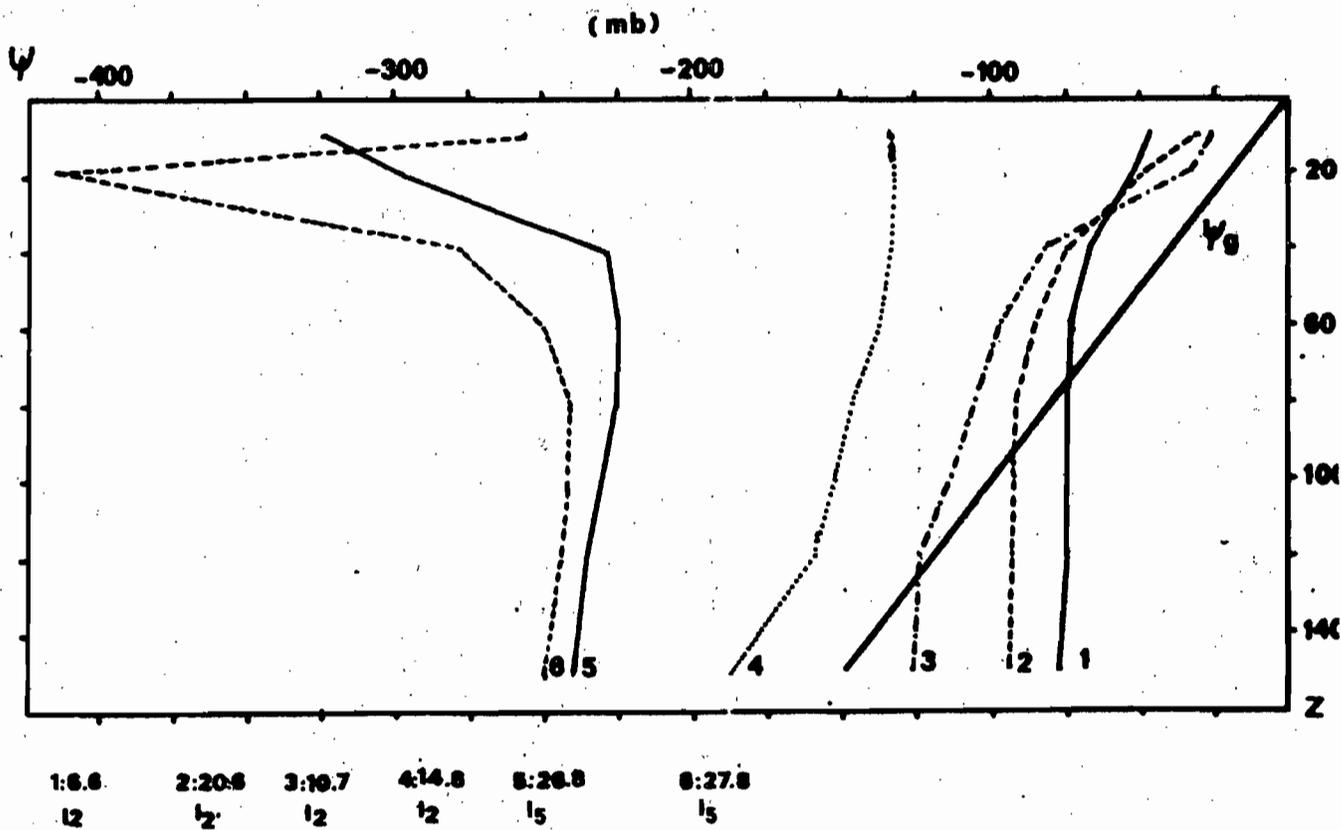
Les données neutroniques étant encore en cours d'exploitation, nous ne ferons état ici que des résultats concernant les dispositifs tensiométriques de Mai à Septembre 1980.

(1) dans le sol le long d'un axe vertical, le flux instantané traversant le plan de profondeur z est relié au gradient du potentiel total par la loi de DARCY étendue aux conditions non saturées.

$$q = - \frac{Kd}{dz} \psi_t$$

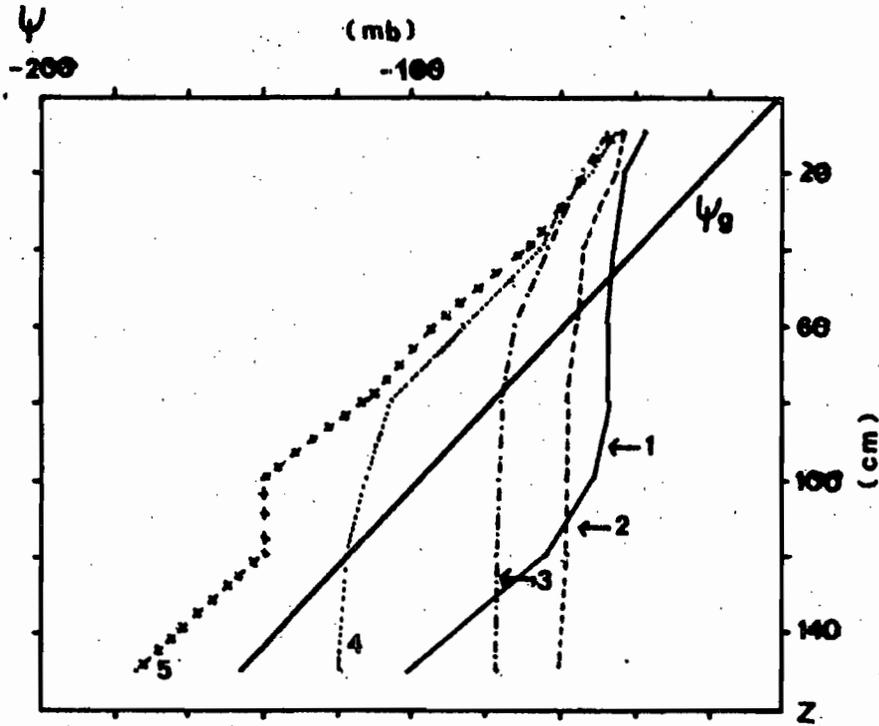
K : conductivité hydraulique du sol.

FIG: 2



- **Figure 2** : Quelques exemples de profils verticaux du potentiel total de l'eau dans le sol (Ψ_t) (courbes 1 à 6). z est la profondeur de mesure. Ψ_g est la composante gravitationnelle de Ψ_t (par convention pour $z = 0$, $\Psi_g = 0$).

FIG: 3



- **Figure 3** : Profils $\Psi_t(z)$ établis au 31.05.80. (10 h 07) aux différents sites de mesure. 1 : I1....., 5 : I5. Les flèches indiquent le niveau d'apparition du matériau d'altération de la pegmatite. Ψ_g est la composante gravitaire du potentiel total Ψ_t .

III - INTERPRETATION DU PROFIL DU POTENTIEL HYDRIQUE DANS QUELQUES CAS PARTICULIERS.

La figure 2 représente des exemples de profils verticaux du potentiel total Ψ_t de l'eau du sol établis à différentes dates durant la période de mesure. Ψ_t a une composante gravitationnelle (Ψ_g) que nous convenons d'annuler, en chacun des sites de mesure, à la surface du sol ($z=0$).

Cette composante a alors pour valeur : $\Psi_g = - \lambda gz$ (λ : masse volumique de l'eau, g : accélération de la pesanteur, z : profondeur de mesure). Ψ_g est représenté en trait gras sur la figure 2.

Considérons d'abord le cas de la courbe 4 (14.8 en 12). Pour toute profondeur z , $\Psi_t - \Psi_g = 0$, l'eau est sous tension. La différence $\Psi_t - \Psi_g$, appelée potentiel matriciel (Ψ_m) est un terme exprimant la liaison de l'eau avec la matrice du sol (adsorption et tension capillaire). On remarque que le terme Ψ_m augmente avec z mais que par suite d'un gradient négatif plus important de Ψ_g les flux d'eau sont descendants par gravité sur l'ensemble du profil.

La courbe 1, établie au 6.06 en 12 durant une période de fortes précipitations (le régime des précipitations apparaît sur la figure 5) est d'un type fondamentalement différent.

- Au-dessus de $z = 75$ cm, on est qualitativement dans la situation de la courbe 4. Ψ_m augmente à partir de $z = 10$ cm.
- Pour $z = 75$ cm, $\Psi_m = 0$, l'eau est à l'état libre dans le sol. Ce niveau singulier sera appelé z^0 ci-dessous.
- Sous le niveau z^0 on se trouve en conditions de sol saturé. En sol saturé, Ψ_t est appelé charge hydraulique totale. Outre la charge gravitaire (Ψ_g) elle fait intervenir un potentiel $\Psi_p > 0$ lié à la pression hydrostatique exercée par la colonne d'eau au-dessus du point de mesure. Dans notre cas pour $z > z^0$, $\Psi_t = \Psi_g + \Psi_p$ est constant (abstraction faite de la légère chute de Ψ_t entre 120 cm et 150 cm sur laquelle nous revenons ci-dessous). Cela exprime le fait que le gradient vertical du potentiel de gravité (Ψ_g) est exactement compensé par le gradient de la charge hydrostatique (Ψ_p), nous sommes en présence d'une nappe d'eau qui s'étend de z^0 à une profondeur supérieure à 150 cm et qui jusqu'à cette profondeur se caractérise par l'absence de flux verticaux.

Les courbes 2 et 3 sont du même type que 1 avec des différences quantitatives portant sur la profondeur de z^0 , mais aussi sur la partie "non saturée" du profil. En effet pour ces courbes on note entre 20 et 40 cm de profondeur, une diminution de Ψ_m qui, s'ajoutant au gradient négatif de Ψ_g , entraîne une plus forte valeur absolue du gradient vertical de Ψ_t ; Une telle situation est caractéristique d'un état transitoire de redistribution d'eau après une averse récente ayant conduit à une accumulation d'eau au voisinage de la surface (augmentation de Ψ_m), le sol étant initialement resuyé.

Le profil observé au 26.08 en I5 (courbe 5, figure 2), après une période de 5 jours sans pluie présente une inversion dans le signe gradient vertical de Ψ_t au niveau $z = 60$ cm. En dessous de ce niveau il subsiste un faible gradient négatif vers le bas correspondant à un flux gravitaire. Au-dessus de ce niveau il existe un gradient négatif vers le haut d'origine matricielle, important au-dessus de $z = 40$ cm. Ce gradient est lié au départ d'eau par l'évapotranspiration (évaporation à la surface du sol et absorption racinaire) se produisant plus particulièrement au voisinage de la surface où les racines sont plus nombreuses. En l'espace de 29 heures (courbe 6 : 27.08 en I5) ce profil évolue considérablement, le gradient devient négatif vers le haut au-dessus de $z = 80$ cm, et jusqu'à $z = 20$ cm, est plus fort que celui enregistré au 26.08. Au-dessus de $z = 20$ cm, on note une seconde inversion du signe du gradient liée à la réhumectation de la surface consécutive à l'averse de la soirée du 26.08 (4 mm).

En phase de dessèchement du sol, de forts gradients de Ψ_t , d'origine matricielle, apparaissent (courbes 5 et 6), par rapport aux gradients observés par exemple pour la courbe 4. Cependant il n'est pas permis d'en tirer des conclusions relatives aux flux puisque la conductivité hydraulique k du sol à un niveau z donné diminue fortement lorsque Ψ_m diminue.
(DAUDET et VALANCOGNE, 1976)

IV - VARIATION DES PROFILS $\Psi_t(z)$ LE LONG DU TRANSECT ETUDIE.

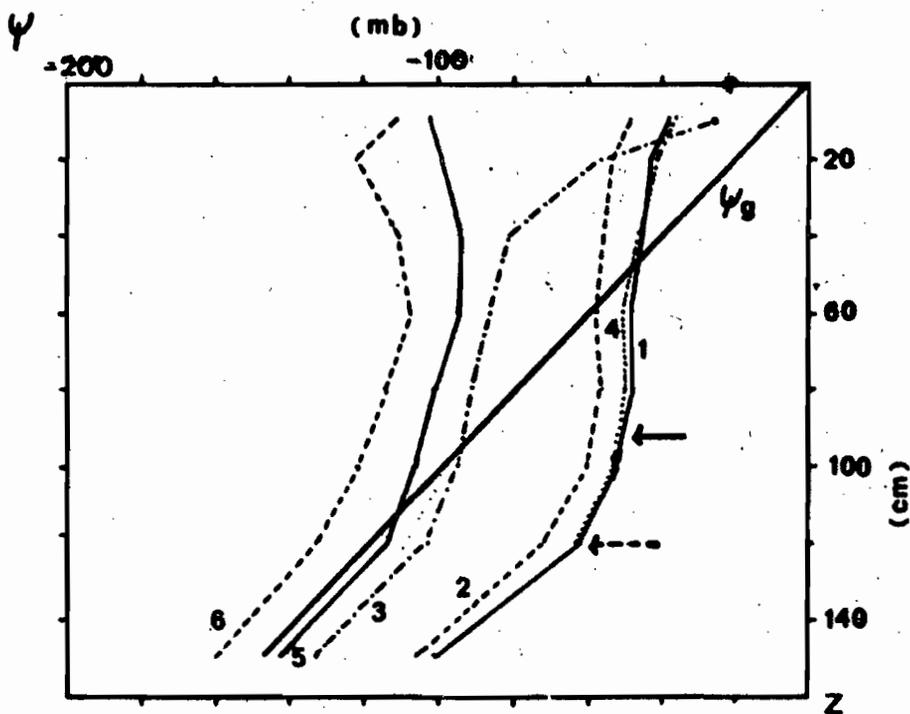
1. Analyse d'une situation de drainage.

La figure 3 montre les profils $\Psi_t(z)$ observés aux différents sites de mesure au 31.05 (10 h 07) peu après des précipitations importantes (figure 5). L'altitude de référence ($\Psi_g = 0$) est différente d'un site à l'autre et correspond pour chacun d'eux à la surface du sol ($z = 0$). Ce mode de représentation permet de comparer à une profondeur z donnée le terme $\Psi_t - \Psi_g$ exprimant le degré de liaison de l'eau à la matrice du sol.

En I5 on n'observe la présence d'eau libre en aucun niveau du profil. Le gradient négatif vers le bas de Ψ_t est sensiblement le gradient de gravité avec cependant une augmentation de Ψ_m entre $z = 100$ cm et $z = 120$ cm. Entre $z = 10$ cm et $z = 40$ cm les profils I3, I4 et I5 restent très voisins. A partir de $z = 80$ cm, Ψ_m augmente rapidement en I4. I3 présente un comportement analogue à partir de $z = 40$ cm seulement. En I1 et I2, Ψ_m augmente de façon sensible dès $z = 10$ cm, cela traduit un début d'engorgement dès cette profondeur. Le niveau z^0 d'apparition d'eau libre dans le profil (toit de la nappe) augmente progressivement entre I1 ($z^0 = 47$ cm) et I4 ($z^0 = 122$ cm).

Dans le domaine d'existence d'eau libre dans le sol (zone $\Psi_t - \Psi_g > 0$ sur la figure 3) en I3 et I4, Ψ_t reste rigoureusement constant pour $z \geq z^0$, cela apparaît sur l'exemple de la figure 3 mais reste valable pour l'ensemble des situations observées. En I2, comme nous l'avons déjà signalé ci-dessus, Ψ_t chute légèrement mais systématiquement entre $z = 120$ cm et $z = 150$ cm.

FIG. 4



- **Figure 4** : Profils $\Psi_t(z)$ établis en I1 à différentes dates. 1 : 31.05 (10 h 07), 2 : 13.06 (18 h 00), 3 : 18.06 (16 h 15), 4 : 21.06 (10 h 00), 5 : 2.07 (11 h 40), 6 : 4.07 (13 h 45).

La flèche en trait plein indique le niveau d'apparition du matériau d'altération de la pegmatite, celle en trait discontinu le niveau d'apparition du matériau sec au toucher.

FIG: 5

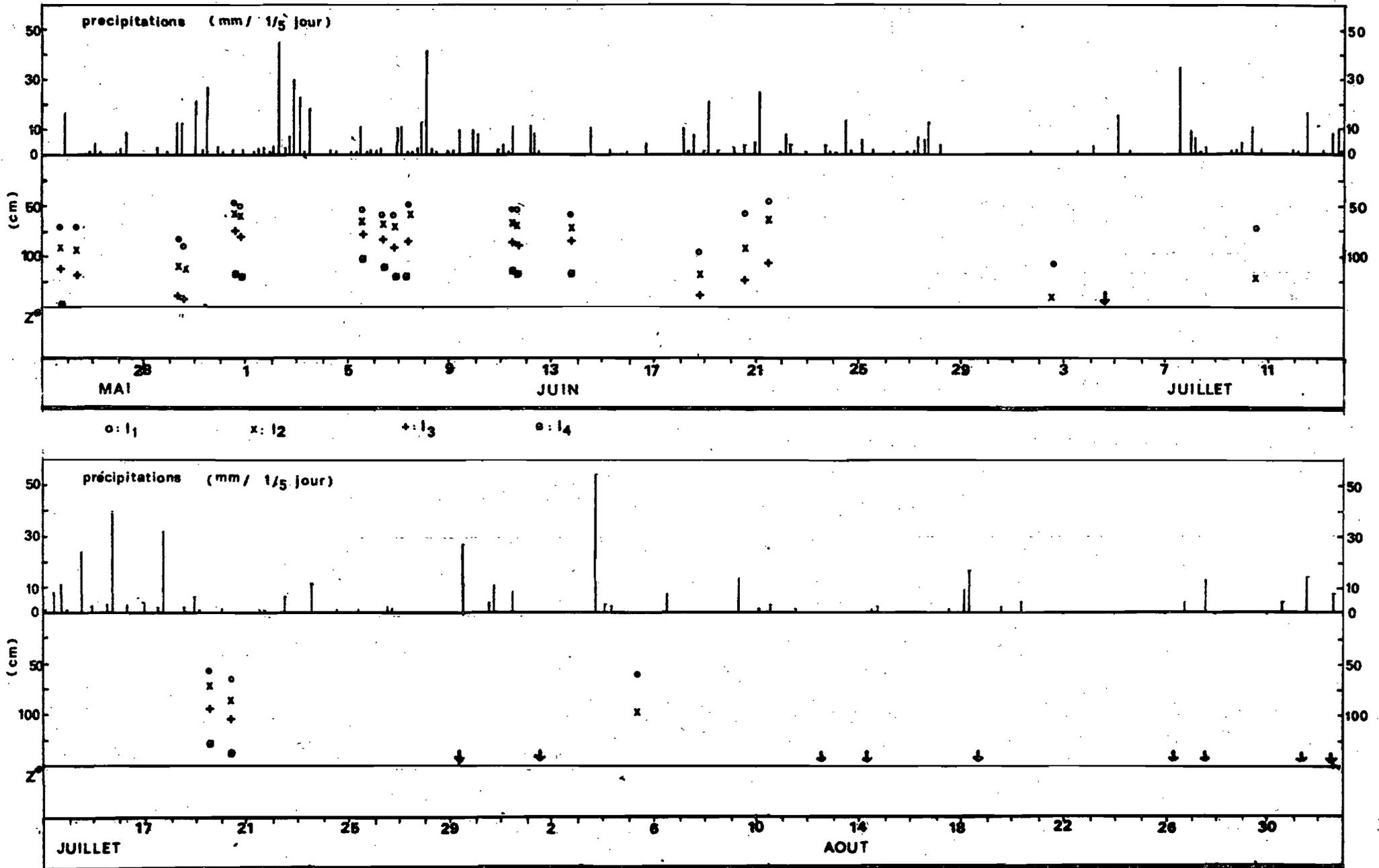
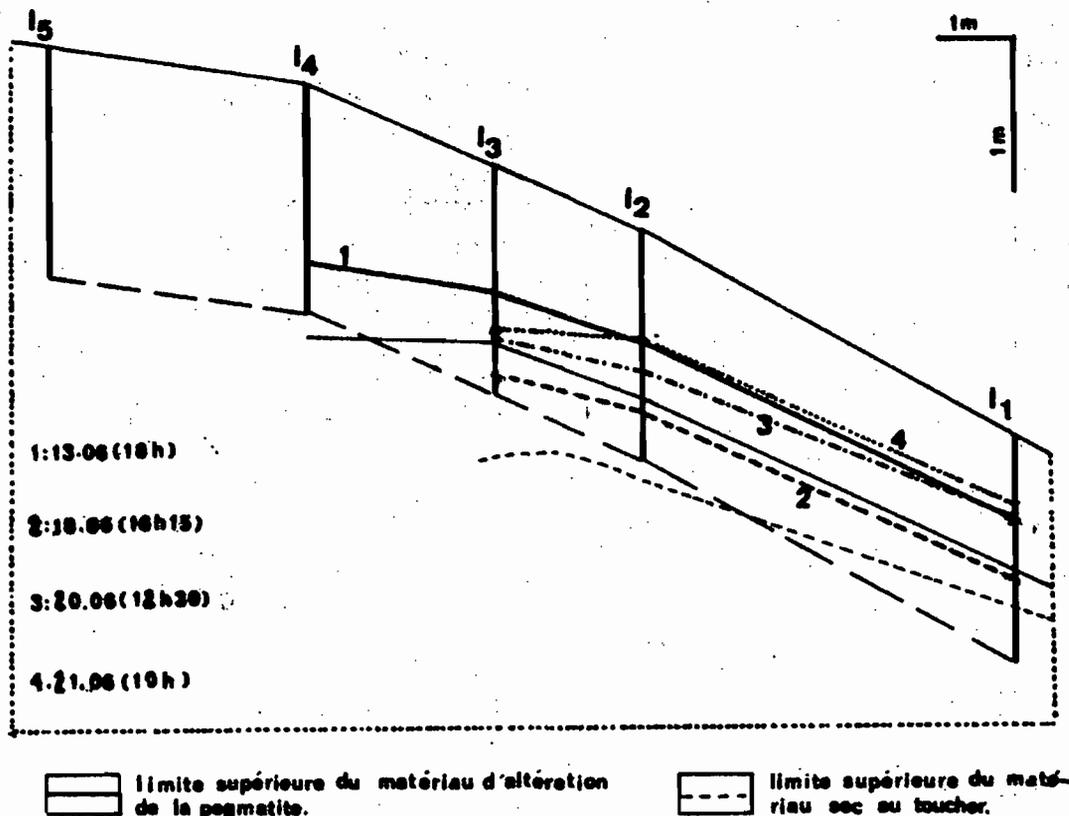


FIG: 6



- Figure 6 : Différents états (courbes 1 à 4) du toit de la nappe (α^0) entre le 13.06 (18 h) et le 21.06 (10 h) en relation avec la topographie et l'organisation de la couverture pédologique. L'échelle verticale est exagérée 2 fois par rapport à l'échelle horizontale.

En I1 ce comportement apparaît à une profondeur moindre (environ 90 cm) et s'exprime de façon très marquée en dessous de $z = 100$ cm. Ce comportement s'observe pour l'ensemble des profils établis en I1 dont la figure 4 représente quelques exemples.

2. Le cas particulier des profils établis en I1 (figure 4).

Pour les cas 1, 2, et 4, relatifs à des périodes très pluvieuses, ψ_t reste constant pour $z^0 \leq z \leq 80$ cm. Au-delà de 80 cm de profondeur, il y a perte de charge hydraulique totale ψ_t . La charge hydrostatique ($p = \psi_t - \psi_g$) continue à augmenter jusqu'à $z = 120$ cm environ, puis semble rester sensiblement constante entre 120 cm et 150 cm (dans la mesure où l'interpolation entre ces deux niveaux n'est pas abusive). Le niveau z à partir duquel il y a perte de la charge hydraulique totale correspond grossièrement sur la figure 4 à l'apparition du matériau d'altération de la pegmatite décelé à 90 cm de profondeur en I1. Le niveau z auquel la charge hydrostatique ($\psi_t - \psi_g$) semble amorcer une diminution (ou reste constante) correspond sur la figure 4 à l'apparition du matériau sec au toucher. En I2 (figure 3) le décrochement de ψ_t se produit de façon beaucoup moins marquée, bien que le matériau d'altération y soit décelé à $z = 110$ cm. En I3 et I4 (matériau d'altération à 125 cm et 165 cm) aucun décrochement de ψ_t ne se manifeste en profondeur.

Les courbes 3 (18.06) et 5 (2.07) de la figure 4 montrent des exemples de profils observés en I1, après une période de plusieurs jours sans pluies importantes (figure 5), le niveau z^0 se trouve alors à l'intérieur du matériau d'altération alors que l'horizon supérieur brun-jaune est totalement hors de saturation. Au 4.07 (courbe 6) l'eau libre a totalement disparu de la partie prospectée du sol.

V. - VARIATIONS SPATIALES ET DANS LE TEMPS DU NIVEAU DU TOIT DE LA NAPPE D'EAU (z^0)

1. Evolution dans le temps. Relations avec le régime des précipitations.

L'évolution dans le temps du niveau z^0 en chacun des sites de mesures apparaît sur la figure 5 en relation avec le régime des précipitations (précipitations par tranches de 1/5 de jour en plein découvert au voisinage du bassin I, données HYDROLOGIE O.R.S.T.O.M.). En I5, z^0 n'apparaît jamais au-dessus de $z = 150$ cm. Pour l'ensemble des mesures le toit de la nappe, lorsqu'il existe à moins de 150 cm de profondeur, est atteint à une profondeur croissante de I1 en I4. Les fluctuations du toit de la nappe apparaissent nettement en relation avec le régime des précipitations. Ainsi, dès la fin du mois de Mai et jusqu'à la mi-juin environ, période très pluvieuse, le toit de la nappe se situe à moins d'un mètre de profondeur en I1, I2 et I3 (au voisinage de 50 cm en I1). Hormis une période de quelques jours au début de Juillet, la nappe semble exister en I1 jusque vers la fin du mois de Juillet, et réapparaît ensuite temporairement (ainsi qu'en I2) à la faveur de la forte pluie orageuse du 3 Août. En I4 le toit de la nappe n'est plus décelable dès le mi-juin, il remonte à moins de 150 cm de profondeur uniquement à la faveur des fortes pluies de mi-juillet.

2. Variations spatiales de z^0 . Quelques aspects des relations avec l'organisation de la couverture pédologique et la topographie.

Par la figure 6 nous avons visualisé le toit de la nappe dans 4 états du 13.06 au 21.06 sur le schéma de la coupe topo-pédologique du transect étudié. Dans le cas 1 et 2 les variations spatiales de z^0 épousent de façon satisfaisante les variations de la limite supérieure du matériau d'altération de la pegmatite. Dans le cas 2, z^0 se situe à l'intérieur du matériau d'altération de la pegmatite. Les états 3 et 4 présentent une image intéressante de remontée de la nappe à partir du niveau 2. De 2 à 3 la nappe augmente de façon plus sensible en I1 qu'en I2 et I3, de 3 à 4 elle augmente de façon plus sensible en I2 qu'en I3.

Les données du tableau 1 concernent un évènement du même type.

date et heure d'observation	I1	I2	I3	I4
06.06 (8.30)	59	68	84	113
06.06 (17.30)	59	73	92	121
07.06 (8.30)	48	60	86	122

tableau 1 : profondeur (en cm) du toit de la nappe d'eau au cours des 06 et 07 Juin au divers sites de mesure.

Les précipitations (22 mm) se produisant entre la mesure de 6.06 (17 h 30) et celle du 7.06 (8 h 30) entraînent une remontée de z^0 de 11 cm en I1, 13 en I2, 6 en I3 et une baisse de 1 cm en I4 où les apports d'eau ne suffisent donc pas à compenser entièrement l'écoulement de la nappe dont la composante latérale alimente probablement les sites aval, ce qui expliquerait les remontées importantes du niveau de z^0 qu'on y observe. Une seconde hypothèse pour l'explication de ces différences inter-sites est une diminution du flux de drainage vertical profond de I4 à I1. Ces deux hypothèses ne sont d'ailleurs pas exclusives.

En l'absence de précipitations, au 6.06 entre 8 h 30 et 17 h 30, z^0 reste constant en I1. De I1 à I4 par contre on note une diminution de plus en plus importante de z^0 du niveau du toit de la nappe. Les hypothèses émises ci-dessus restent également valables ici pour l'explication de ces différences.

VI - CONCLUSIONS

L'analyse succincte de ce premier ensemble de données tend à confirmer les hypothèses de nos collègues pédologues relatives à la dynamique de l'eau en situation de drainage dans la zone Ecerex et permet de préciser les phénomènes de l'échelle du profil lorsque la roche-mère est de nature pegmatitique.

Dans les zones où l'horizon supérieur brun-jaune poreux est développé sur une épaisseur importante (15, le matériau d'altération n'est pas détecté dans les deux premiers mètres de sol), le drainage vertical assure un écoulement profond de l'eau sans accumulation d'eau libre dans la partie supérieure du profil. Lorsque le matériau d'altération de la roche-mère arrive à 1,70 m de la surface (I4) on note une accumulation d'eau libre dans le profil sous forme de nappe temporaire dont le toit dépasse le niveau $z = 150$ cm lors des périodes à forte pluviosité. Le parallélisme entre les différentes positions du toit de la nappe et la limite supérieure du matériau d'altération (figure 6) confirme le rôle de matériau-plancher que semble jouer ce dernier. Un autre indice d'un tel rôle est fourni par l'interprétation de l'allure des profils $\mu_t(z)$ dans cette zone (figure 4). Dans ce cas, en effet, pour $z > z^0$ la charge hydrostatique n'exprime que partiellement la pression à la base d'une colonne d'eau de hauteur $z - z^0$.

Cela traduit une perte de charge importante ; elle peut être due à un léger écoulement vertical dans un milieu à très faible perméabilité.

L'étude expérimentale de la dynamique de l'eau en situation de drainage sera poursuivie durant la saison des pluies 1980/81 et renforcée d'une part par l'installation d'un site de mesure supplémentaire en aval de I1, où le matériau d'altération se rapproche davantage de la surface du sol, et d'autre part par les données neutroniques de mesure de l'humidité volumique du sol. Un autre volet important, dans ses répercussions sur le comportement de la forêt, des relations entre l'organisation de la couverture pédologique et le cycle hydrologique est l'étude de l'économie de l'eau dans les situations de déficit hydrique (P. ETP). A cet égard un ensemble de données relatives à la saison sèche 1980 est en cours de traitement.

Références bibliographiques

F. A. DAUDET et CH. VALANCOGNE, (1979). Mesure de flux profonds de drainage ou de remontées capillaires. Leur importance dans le bilan hydrique. Ann. Agron. 27(2), 165-182.

R. BOULET, J. M. BRUGIERE, F. X. HUMBEL. (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. n° 1, 3 - 18.

F. X. HUMBEL (1978). Caractérisation par des mesures 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. n° 2, 83-93.