Contribution à l'étude des phénomènes d'hydromorphie

Recherche de relations morphogénétiques existant dans un type de séquence de sols hydromorphes peu humifères au Tchad

2º PARTIE:

Dynamique de l'eau et du fer dans les sols de la séquence (1)

J.F. VIZIER

Pédologue de l'ORSTOM

1. PRÉSENTATION

Cette partie de l'étude comporte deux grands chapitres. Dans le premier, on présente les résultats de mesures faites systématiquement qui permettent de connaître les variations saisonnières de quelques facteurs ayant une influence sur la dynamique de l'eau et du fer dans les sols. Il comprend essentiellement :

- l'étude du régime hydrique, réalisée suivant une méthode classique qui consiste en :
- = l'établissement du *profil hydrique* avec une certaine périodicité dans les parties haute, moyenne et basse de la séquence,
- = la détermination, simultanément à celle de l'humidité, de la densité apparente du sol in situ.
- La détermination de la densité apparente permet de calculer la valeur de la porosité à un moment donné, valeur à laquelle on peut comparer la teneur volumique en eau, pour juger du degré de remplissage des pores et éventuellement pour conclure à la saturation.
- l'étude de *l'état d'oxydoréduction du sol* par la mesure du potentiel d'oxydoréduction et le dosage des teneurs en fer ferreux.

Les cycles d'humectation saturation et dessèchement dans les sols servent de cadre à l'étude de l'état d'oxydoréduction. En effet l'excès d'eau qui provoque la saturation, limite les échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère; les quantités d'oxygène présentes dans le sol deviennent insuffisantes pour assurer l'oxydation des matière organiques, le milieu devient favorable aux réactions entre composants organiques et minéraux (SIUTA, 1967). Les phénomènes de réduction se développent, ils sont pour une grande part liés à l'activité des microorganismes qui, après avoir consommé l'oxygène emprisonné dans les pores ou dissous, réduisent les composés oxydés du sol (TAKAI et coll., 1963, PONNAMPERUMA et coll., 1967).

Dès 1968, on s'est efforcé de relier dans chaque horizon, l'état hydrique à l'état d'oxydoréduction. Bien que le nombre de séries de détermination ait été assez limité, on a toujours pu obtenir ces relations grâce à la simultanéité des mesures et des prélèvements destinés aux dosages. On doit cependant préciser, que ces relations établies à un moment donné, se rapportent à des résultats acquis sur des volumes de sol qui, bien que aussi proches que possible les uns des autres, sont différents.

Ces variations in situ sont suivies de façon discontinue dans le temps, mais on a pu passer à l'expression de variations continues probables, surtout en ce qui concerne l'état d'oxydoréduction, grâce à des expérimentations sur modèles, en laboratoire, qui ont

⁽¹⁾ La première partie de cet article a paru dans le Cahier ORSTOM, sér. Pédol., vol. XII, n° 2, 1974 : 171-206.

précisé l'allure des phénomènes dont on n'a saisi périodiquement que des étapes dans les sols en place.

Ce premier chapitre comporte également deux paragraphes traitant des variations du pH et de la température dans les sols.

En conclusion de ce chapitre, on peut ainsi établir pour chaque type d'horizon, les relations existant entre les cycles annuels d'humectation-saturation-dessèchement et le régime des phénomènes d'oxydation ou de réduction. On aboutit donc à des relations entre les caractères morphologiques et le comportement du sol.

L'autre grand chapitre de cette étude est réellement dynamique car il porte essentiellement sur les mouvements de l'eau et leurs conséquences sur la redistribution du fer à l'échelle de la séquence.

Les mouvements de l'eau dans les sols n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique, mais ils sont démontrés grâce à un faisceau convergent d'arguments et à des études de bilans partiels. Les conséquences de ces mouvements sur la redistribution du fer, difficiles à appréhender in situ, ont été étudiées en laboratoire sur des colonnes de terre. On obtient ainsi des indications précises sur les aspects essentiels de la dynamique actuelle du fer dans la séquence.

2. ÉTUDE SYSTÉMATIQUE DES VARIATIONS SAISONNIÈRES

2.1. Type et périodicité des déterminations

L'étude dynamique des sols de la séquence de Gole a été effectuée sur trois années : 1968 - 1970 - 1971, avec des mesures réalisées in situ ou des dosages faits sur des prélèvements d'échantillons de sol en place.

Trois emplacements ont été délimités, ils correspondent aux parties haute (autour de GL 4), moyenne (autour de GL 14) et basse (entre GL 22 et GL 25) de la séquence.

D'une manière générale, pour chaque série de déterminations, sur un emplacement, on a fait une fosse, les mesures et prélèvements étant effectués au fur et à mesure du creusement. En cas de présence d'eau libre, d'une nappe superficielle (inondation) ou dans le profil, l'eau est évacuée par pompage jusqu'à ce qu'elle atteigne le niveau supérieur de l'horizon dans lequel la mesure est effectuée. Dans les sols non inondés et n'ayant pas de nappe, les prélèvements sont faits à la tarière.

C'est ainsi qu'en 1968, des mesures d'humidité, du potentiel d'oxydo-réduction et de pH ont été effectuées pendant des périodes de 3 à 6 jours espacées d'un mois environ de mai à décembre.

En 1970, la fréquence a été augmentée, les séries n'étant plus espacées que de 15 jours. Des mesures de densité apparente et des dosages de fer ferreux ont été ajoutés aux déterminations faites en 1968.

En 1971, compte tenu des résultats acquis les années précédentes, seules les variations de l'humidité et des teneurs en fer ferreux ont été suivies, avec une périodicité de 15 jours pour la détermination du fer ferreux, mais par contre des séries de profils hydriques beaucoup plus nombreuses effectuées : 12, 24, 48 heures et éventuellement 4 jours et 7 jours après chaque pluie supérieure à 10 mm. En outre la température du sol à des profondeurs de 5, 10, 20, 50 et 100 cm, a été mesurée sur les trois emplacements de juillet à octobre, avec des lectures à 6, 12 et 18 h.

Pendant cette étude, la pluviométrie a été suivie grâce à des pluviomètres totalisateurs placés sur la séquence (1968-1970) ou par des relevés journaliers de pluie (1971).

De même à chaque période de mesure, l'extension de la zone inondée a été relevée sur un plan, report facilité par le piquetage de la séquence.

Les différentes méthodes de mesures ou de dosages effectués sur des prélèvements d'échantillons réalisés *in situ* ou sur des modèles en laboratoire sont données en annexe.

2.2. Etude du régime hydrique

Le but de cette étude est de connaître les cycles d'humectation-saturation et dessèchement et d'essayer d'estimer la durée de saturation des sols, très importante à déterminer pour préciser les conditions de développement des phénomènes de réduction.

Les cycles d'humectation-saturation-dessèchement dépendent de la fréquence et de l'intensité des pluies. Les totaux mensuels des précipitations pour les trois années d'étude sur le terrain, sont donnés dans le tableau 7 et représentés sur la figure 16.

En 1968, le total des précipitations a été de 975 mm. Les premières pluies ont eu lieu en avril, elles se sont réparties ensuite régulièrement du 15 mai au 15 septembre. La partie basse de la séquence a été inon-dée à partir du 10 juin de façon discontinue (périodes d'inondation de 2 à 5 jours) jusqu'à la fin du mois

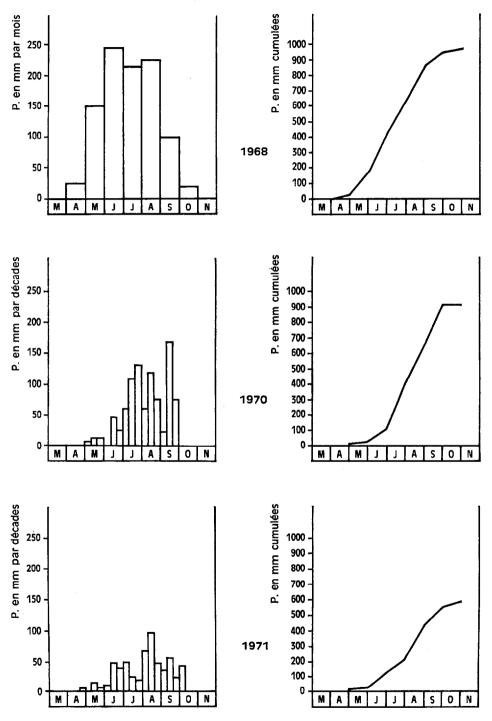


Fig. 16. — Pluviométrie.

Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XII, nº 3/4, 1974 : 211-266.

	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Total
1968	0	25	150	245	214	223	99	19	0	975
1970	0	2	32	73	298	245	264	0	0	914
1971	0	5	20	100	95	212	119	42	0	593

Tableau 7

Précipitations (en millimètres)

de juillet, puis de manière continue du début août au 20 septembre.

En 1970, le total des précipitations a été de 914 mm. La partie basse de la séquence a été inondée du 20 juillet au 1^{er} octobre, mais l'inondation a été interrompue entre le 7 et le 18 août puis entre le 10 et le 14 septembre, à la suite de deux périodes peu pluvieuses.

En 1971, la pluviométrie a été fortement déficitaire : 593 mm. L'inondation n'a été que sporadique pendant la deuxième quinzaine du mois d'août.

On a déjà noté que l'état hydrique d'un horizon d'un profil à un moment donné se déduit de la comparaison des valeurs de la teneur volumique en eau (h_v) de cet horizon et de sa porosité (P). Ces deux valeurs sont calculées grâce aux résultats des mesures de densité apparente (d_a) réalisées in situ, d'après les formules :

$$P(\%) = 100 \times \left(1 - \frac{d_a}{d_r}\right),\,$$

 d_r étant la densité réelle de la terre (1);

et
$$h_v(\%) = h_p \cdot d_a$$
,

 h_p étant la teneur d'eau pondérale, rapportée au poids de terre sèche (2).

La détermination de la teneur pondérale en eau ne présente aucune difficulté en dehors des précautions qu'il faut prendre pour le prélèvement, surtout dans les horizons situés sous une nappe d'eau libre (voir paragraphe 2.1). Par contre, on s'est rendu compte que la densité apparente de certains horizons des sols de la séquence varie au cours de l'année.

2.2.1. VARIATIONS DE LA DENSITÉ APPARENTE DES SOLS

Les variations de la densité apparente des horizons des sols de la séquence ont été reliées à celles de l'humidité, après les observations qui avaient pu être faites sur le terrain au cours de la saison des pluies de l'année 1968.

L'étude des variations de la densité apparente a tout d'abord été abordée en laboratoire. Il s'agissait de suivre l'allure et de mesurer l'importance des modifications de la densité apparente ou du volume spécifique apparent d'échantillons de terre en fonction de leur teneur en eau. Des essais analogues ont été réalisés, par la recherche d'un « coefficient d'extensibilité linéaire » ou par celle de la « variation potentielle de volume », qui consiste, dans le premier cas, à mesurer la différence de densité apparente d'une motte sèche et de la même motte portée à l'humidité correspondant au pF 2,5 (GROSSMAN et coll., 1968) et dans le deuxième cas, à déterminer l'aptitude au gonflement d'un échantillon tamisé (FRANZMEIER et ROSS, 1968).

On a préféré faire une expérimentation sur des mottes (une partie ou la totalité d'un élément structural) de 30 à 50 cm³, prélevées en saison sèche dans les différents horizons de chacun des types de sols de la séquence. Pour un « échantillon » (prélèvements effectués dans un même horizon), on dispose de plusieurs mottes que l'on humecte différemment et dont on mesure le volume spécifique apparent suivant une technique décrite en annexe. On suit le gonflement ou encore l'expansion volumique externe, sur un matériel d'étude qui présente avant l'humectation, les caractères qu'il a pu acquérir dans le sol en place, caractères qui peuvent avoir une influence sur l'allure et l'intensité du phénomène que l'on étudie (VIZIER, 1971a).

Ces mesures ont montré qu'une motte de terre sèche qui est humectée progressivement par addition

⁽¹⁾ La densité réelle de la terre est égale à 2,6 à 2 % près.

⁽²⁾ Terre séchée à l'étuve à 105 °C.

d'eau augmente parfois de volume. Cette augmentation de volume, ou gonflement, dépend de l'humidité. Le gonflement maximum (obtenu par le calcul de la différence entre le volume spécifique apparent de la motte à l'humidité où celle-ci a atteint le maximum de son expansion volumique et le volume spécifique apparent de la motte sèche), est d'autant plus grand que l'échantillon est plus argileux et qu'il a été prélevé plus profondément dans le profil. Il semble que les mottes ont subi dans le sol des contraintes d'autant plus fortes qu'elles sont plus profondes, ce qui se traduit par des valeurs du volume spécifique apparent de la motte sèche plus faibles dans les horizons profonds. Par contre on obtient après humectation en laboratoire et en l'absence de toute contrainte, un volume spécifique apparent maximum, qui est sensiblement le même pour des échantillons ayant une même teneur en argile (tableau 8).

TABLEAU 8

Variation du gonflement maximum en fonction de la profondeur pour des échantillons ayant des teneurs en argile voisines (entre 30 et 34 %)

Type d'horizon	Profondeur (cm)	Volume spécifique apparent (motte sèche) (g/cm³)	Volume spécifique apparent maximum (g/cm³)	Gonflement maximum moyen (g/cm³)
Gley de surface	5	0,58 à 0,60	0,62 à 0,66	0,05
et	à	médiane :	médiane :	
pseudogley g ₁	25	0,59	0,64	
Pseudogley	25	0,55 à 0,58	0,61 à 0,66	0,07
peu poreux	à	médiane :	médiane :	
g2	75	0,565	0,635	
Gley de profondeur	75 à 140	0,52 à 0,53 médiane : 0,53	0,62 à 0,64 médiane : 0,63	0,10

Des mesures de densité apparente ont été faites sur le sol en place au cours de l'année 1970 entre les mois d'avril et d'octobre (les méthodes sont présentées en annexe).

Ces mesures ont permis de constater qu'il y a un gonflement de la terre pendant la première partie de la saison des pluies alors que la teneur en eau des sols augmente (voir figure 17). Les valeurs du gonflement maximum obtenues dans les différents horizons des profils GL 4, GL 14 et GL 25 sont données dans le tableau 9.

Le gonflement est d'autant plus important que la teneur en argile est forte, mais d'autant plus faible que l'horizon est plus profond. Ceci confirme l'interprétation qui avait été faite d'après les résultats acquis en laboratoire sur l'existence de contraintes que subit le sol en profondeur. On note également que les valeurs du gonflement maximum sont plus faibles que celles obtenues lors de l'expérimentation sur mottes (voir les tableaux 8 et 9, les échantillons et les horizons ayant des teneurs en argile voisines).

De telles différences entre résultats de terrain et de laboratoire ont déjà été observées sur d'autres types de sol et attribuées à l'intervention de contraintes dans les sols en place (WACQUANT, 1968).

On a présenté sur la figure 17, pour des horizons très différents par leur teneur en argile et leur profondeur, les variations de l'humidité $(h_p \%)$ et du volume spécifique apparent $(v_a$ en cm³/g) au cours d'une partie de l'année 1970, englobant la saison des pluies.

On constate, qu'après avoir augmenté (gonflement), le volume spécifique apparent de la terre diminue. On a un tassement et on observe la disparition progressive de toute structuration du sol, aboutissant à une prise en masse. La comparaison des valeurs de l'humidité et de la porosité calculée (non figurée ici), indique que le tassement se produit, le sol étant saturé. On remarque aussi que ce phénomène est lent et que le volume spécifique apparent du sol saturé, tassé, finit (tout au moins pour les horizons profonds) par être approximativement égal à celui de la terre sèche (voir figure 17, GL 14: 70-80 cm

T_A	рт	E A	TI	9

Profil	Horizon	Profondeur (cm)	d'argile	Phase d'humectation, variation de l'humidité (%)	Gonflement (cm³/g)
GL 4	Pseudogley g ₁	70-80	20	5 à 18	0,01
GL 4	Gley profond	120-130	31,3	7 à 18	0,01
	Pseudogley g ₁	40-50	26,5	6 à 23	0,01
GL 14	Pseudogley g ₂	70-80	33,5	9 à 22	0,03
	Gley profond	100-110	33,5	9 à 19	0,01
	Gley de surface	0-8	22	1 à 35	0,01
GL 25	Pseudogley g ₁	15-25	27,8	3 à 30	0,02
	Pseudogley g ₂	45-55	39,8	8 à 24	0,06
	Gley profond	80-90	38,5	9 à 19	0,03

et GL 25: 45-55 cm). Lorsqu'à la fin de la saison des pluies le sol commence à se dessécher, on a, dans les horizons dans lesquels on a constaté une prise en masse, une augmentation du volume spécifique apparent qui s'accompagne de la réapparition d'une structuration de la terre. Cette reprise du gonflement est souvent faible et précède une nouvelle diminution du volume spécifique apparent du sol, qui correspond au retrait de la terre qui se dessèche. La structuration se développe, les fentes réapparaissent et les valeurs du volume spécifique apparent sont alors très voisines de celles obtenues avant les premières pluies.

2.2.2. Les profils hydriques et la variation de la nappe

Les profils hydriques réalisés périodiquement permettent de suivre les cycles d'humectation, saturation et de dessèchement des sols.

On présentera successivement les données concernant l'état hydrique des sols des trois parties de la séquence, sur des exemples pris en 1970 et 1971 :

- en début de saison des pluies : humectation (voir figure 18),
- au milieu et à la fin de la saison des pluies : saturation de certains horizons (voir figure 19) et variations de la nappe (voir figure 20),

Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XII, nº 3/4, 1974 : 211-266,

— après les dernières pluies : dessèchement du sol (voir figure 21).

Les teneurs en eau dans les sols sont exprimées volumiquement et comparées à un repère de dessèchement (expression volumique de l'humidité correspondant au pF 4,2) (1) et un repère de saturation (la porosité) (2).

Les profils hydriques réalisés au début de la saison des pluies indiquent que jusqu'à la fin du mois de juin, le total des précipitations étant inférieur à 100 mm (en 1970 et 1971), l'humidité des sols reste très proche de celle correspondant au pF 4,2. L'évapotranspiration est encore supérieure aux apports de pluies (voir figure 2), la profondeur mouillée est de l'ordre de 10 à 20 cm (voir figure 18, les profils hydriques du 22 mai et du 25 juin 1971).

A la mi-juillet, dans les sols des parties haute et moyenne de la séquence, le front de pénétration de l'eau a peu progressé; il se situe vers 30 à 40 cm de profondeur et n'est très net qu'après une pluie.

⁽¹⁾ Humidité correspondant au pF 4,2 multipliée par la densité apparente du sol sec. Cette référence d'humidité minimale est, pour un profil, fixe pendant toute l'année.

⁽²⁾ Porosité calculée d'après les résultats des mesures de densité apparente réalisées au même moment que le profil hydrique. Cette référence d'humidité maximale est, pour un profil, variable au cours de l'année.

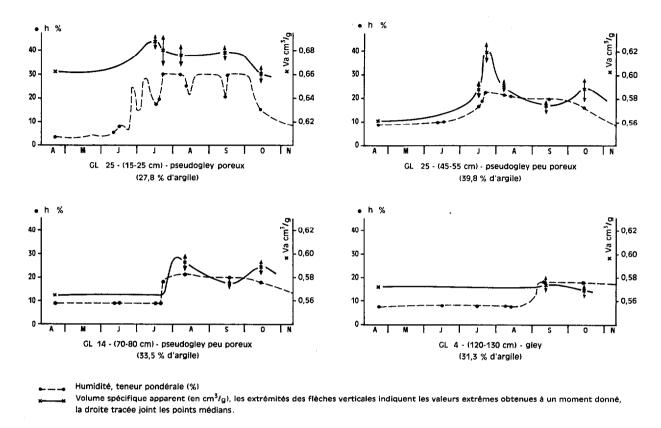


Fig. 17. — Variations du volume spécifique apparent et de l'humidité de quelques horizons des sols de la séquence, au cours de la saison des pluies de l'année 1970.

On remarque par contre qu'en bas de séquence le profil dans son ensemble est fortement humide. Les fentes de retrait et la structure prismatique grossière du sol permettent la pénétration de l'eau de pluie en profondeur. On a observé qu'à ce stade, le total des pluies étant compris entre 150 et 200 mm, une forte précipitation provoque l'inondation de la partie basse de la séquence (voir figure 18, profil hydrique du 7 juillet 1971).

Les profils hydriques du milieu et de la fin de la saison des pluies présentés, montrent l'évolution rapide de l'état hydrique en milieu et en haut de séquence pendant deux courtes périodes (voir fig. 19):

- entre le 14 et le 19 août 1971 (milieu de la saison des pluies), période pendant laquelle la hauteur d'eau tombée est de 83 mm;
- entre le 14 et le 16 septembre 1970 (fin de la saison des pluies), soit avant et après une pluie de 92 mm.

Le 14 août 1971, si la teneur volumique en eau dans les sols de la partie basse de la séquence atteint la valeur de la porosité (sols saturés), elle se situe dans les profils de la partie moyenne entre la teneur correspondant au pF 4,2 et la saturation. En haut de séquence, le front d'humectation n'atteint que 70 à 80 cm de profondeur ; au-dessous de ce front, l'humidité n'a pas varié depuis le début de la saison des pluies et correspond approximativement au pF 4,2.

Le 19 août 1971, après une période pluvieuse (précipitations de 33 mm le 15 août, de 35 mm le 18 août et de 15 mm au cours de la nuit du 18 au 19), la partie basse de la séquence est inondée. La limite d'inondation atteint le profil GL 17. Une nappe apparaît dans les sols du milieu de la séquence : à 50 cm de profondeur, dans le pseudogley poreux, pour le profil GL 14 (voir figure 20). L'humidité varie peu sur l'ensemble du profil, dans les sols de la partie haute de la séquence. On doit cependant

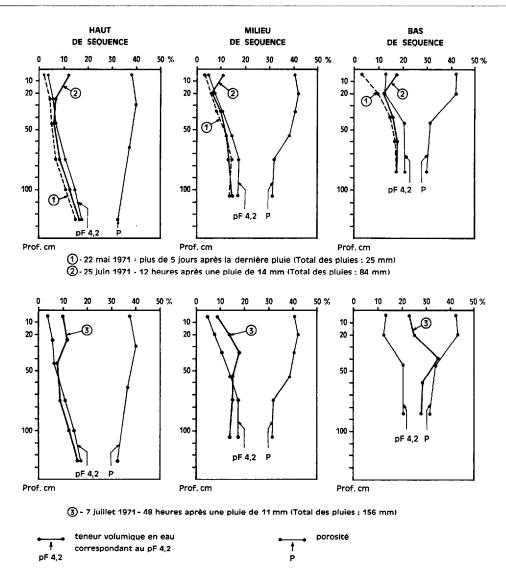


Fig. 18. - Profils hydriques du début de la saison des pluies.

remarquer que dès le 20 août, la partie basse de la séquence n'est plus inondée, une nappe se trouve à 5 cm de la surface du sol. Dans la partie moyenne, on n'observe plus de nappe (voir figure 20).

En 1971, année peu pluvieuse, une telle situation s'est reproduite plusieurs fois pendant la deuxième quinzaine du mois d'août : l'inondation des sols de bas de séquence n'a été que sporadique, l'épuisement de la nappe en milieu de séquence a toujours été très rapide. En 1970, année à pluviosité proche de la normale (voir figure 2 et tableau 7), une situation

analogue a été observée dès le 22 juillet après que 104 mm de pluie soient tombés en 48 h, le total des précipitations était alors de 314 mm.

En fin de saison des pluies (en 1970), la partie basse de la séquence est inondée et on observe une fluctuation de la nappe dans les horizons poreux des sols des parties moyenne et haute de la séquence. C'est ainsi que la pluie de 92 mm du 15 septembre 1970, par exemple, provoque une sensible remontée de la nappe (voir figure 20) : de 60 à 25 cm de profondeur dans le profil GL 14, de 95 à 60 cm dans le

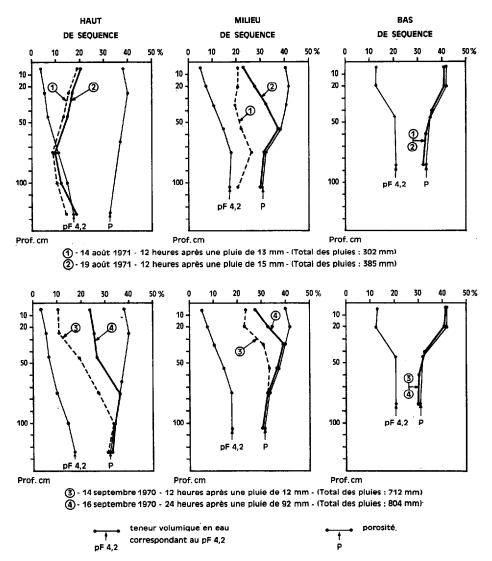


Fig. 19. — Profils hydriques du milieu et de fin de saison des pluies.

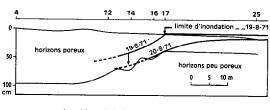
profil GL 4. La limite d'inondation atteint alors le profil GL 16, sur l'axe de la séquence.

La remontée de la nappe s'observe bien également sur les profils hydriques du 14 et du 16 septembre (voir figure 19); la teneur volumique en eau atteignant aux profondeurs indiquées précédemment, la valeur de la porosité.

On doit noter que cette situation observée au mois de septembre 1970, alors que le total des précipitations de l'année dépassait 700 mm, n'a jamais été obtenue en 1971 en raison du déficit pluviométrique enregistré cette année-là (moins de 600 mm).

On a déjà indiqué qu'à la suite de périodes peu pluvieuses, on observait une interruption de l'inondation en bas de séquence (par exemple en 1970 : du 7 au 18 août et du 10 au 14 septembre). Le sol subit alors un léger dessèchement, mais qui n'affecte que les horizons superficiels.

Les profils hydriques présentés sur la figure 21, montrent l'allure du dessèchement des sols après la



Apparition puis épuisement rapide d'une nappe dans la partie moyenne dans la séquence (en août 1971) Total des précipitations le 19 août : 385 millimètres

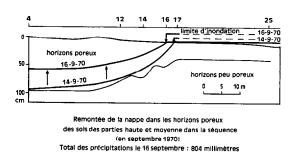


Fig. 20. — Variation de la nappe.

saison des pluies, pour les années 1970 et 1971. Le dessèchement est très rapide dans les horizons de surface, plus lent en profondeur. Le 14 octobre 1970, 17 jours après la dernière pluie, on observe encore une nappe à 120 cm de profondeur en haut de séquence. On remarque que deux mois après la fin des pluies et quel que soit le total des précipitations enregistré au cours de l'année, l'humidité des sols est très voisine de celle mesurée au mois de mai et correspond approximativement au pF 4,2.

2.2.3. ESTIMATION DE LA DURÉE DE SATURATION DES HORIZONS ET CONCLUSIONS PARTIELLES SUR LE RÉGIME HYDRIQUE DES SOLS DE LA SÉQUENCE

La comparaison des valeurs de la porosité (P) et de la teneur volumique en eau (h_v) permet de conclure si il y a saturation (quand $P = h_v$).

En fait, afin de tenir compte de l'hétérogénéité du sol, on a effectué trois mesures de densité apparente dans chaque horizon au moment de la détermination de l'humidité. On obtient ainsi trois estimations de la valeur de la porosité. Lorsque h_v est compris entre les deux extrêmes des valeurs de la porosité, on conclut que l'horizon est saturé (voir figures 25, 26).

Les périodes de saturation des différents horizons des sols des parties haute, moyenne et basse de la séquence sont données dans les tableaux suivants (10, 11, et 12), avec leur caractère continu, discontinu ou sporadique et leur durée totale estimée pour les trois années d'étude. Celles relatives à 1968 sont beaucoup moins précises que celles de 1970 et 1971 en raison de l'espacement des mesures.

Ces résultats permettent de remarquer :

- les grandes différences qui existent entre les trois années d'étude. La durée de saturation est fortement influencée par la fréquence et l'intensité des pluies.
- le caractère discontinu ou sporadique de la saturation dans les horizons de surface et à pseudo-gley poreux, qui subissent des dessèchements partiels pendant les périodes peu pluvieuses; la saturation continue des horizons profonds peu poreux qui sont hors d'atteinte des dessèchements qui affectent les horizons superficiels. On verra par la suite que la continuité ou la discontinuité de la saturation et sa durée sont des facteurs essentiels intervenant dans le régime des phénomènes de réduction ou d'oxydation.

Les profils hydriques ont montré aussi :

- l'allure différente que présente l'humectation des sols ; elle est rapide en bas de séquence, lente en haut de séquence où l'on note la progression régulière du front de pénétration de l'humidité ;
- la rapidité des variations de la nappe que ce soit dans le sens de la remontée ou de l'épuisement;
- enfin, l'allure du dessèchement des sols, rapide dans les horizons superficiels poreux, plus lente en profondeur dans les horizons peu poreux.

En ce qui concerne les variations de la densité apparente des sols au cours de la saison des pluies, on a observé qu'après un gonflement, se produisait un tassement qui s'accompagnait de la disparition de toute structure. Ce phénomène de tassement est dû vraisemblablement à la pression qu'exerce sur un horizon toute la masse de terre située entre la surface du sol et cet horizon. Cette pression s'exerce d'autant mieux que tout le profil est saturé, sans structure et se présente comme un milieu homogène (prise en masse) dans lequel les forces se transmettent bien. La pression sera également d'autant plus forte que l'horizon est plus profond.

Le tassement qui est d'autant plus marqué que le gonflement a été plus important, est influencé par plusieurs facteurs : ceux qui tout d'abord déterminent le gonflement — teneur en argile, en eau, profondeur —

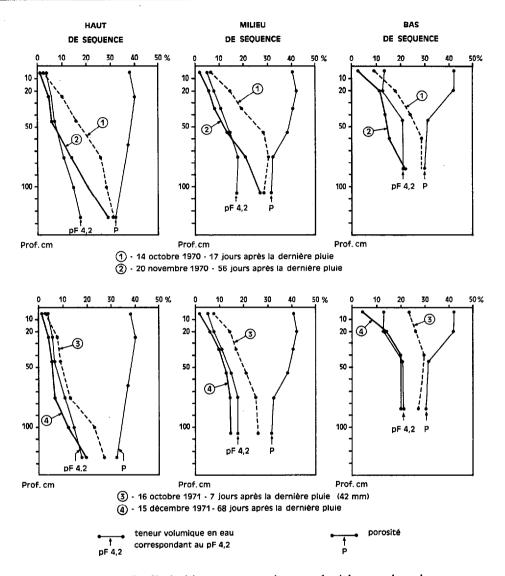


Fig. 21. — Profils hydriques correspondant au dessèchement des sols.

auxquels s'ajoute le facteur temps, puisque ce phénomène est lent et lié à la durée de saturation. On peut préciser que la saturation doit être continue. En bas de séquence, en effet, les horizons superficiels (jusqu'à 30 cm de profondeur) restent peu compacts malgré leur teneur en argile et une durée de saturation prolongée (voir tableau 10). En dehors du fait qu'ils sont peu profonds et subissent de faibles pressions quand ils sont saturés, s'ajoute l'effet des petits dessèchements partiels qui interviennent pendant

la saison des pluies et interrompent la saturation. On a constaté (VIZIER - 1971a) qu'à ces interruptions de saturation correspondaient des augmentations du volume spécifique apparent qui s'accompagnent d'une légère restructuration. On peut effectivement constater sur la figure 17 qui représente les variations du volume spécifique apparent du pseudogley poreux du profil GL 25, par exemple, que la phase de tassement est de courte durée et correspond à la première période de saturation de cet horizon (20 juillet -

1971

TABLEAU 10

Périodes de saturation des horizons du sol de la partie basse de la séquence
1968 1970

	Durée de satu	ration à peu près égale à celle	de l'inondation					
Gley de surface	Discontinue du 10 juin au 31 juil- let (environ 30 jours) continue du 1 ^{er} août au 20 septembre. Total: 80 jours environ.		Sporadique deuxième quinzaine d'août et mi-septembre Total: 15 jours environ.					
Pseudogley	Durée de saturation directement influencée par l'inondation, mêmes caractères : discontinue - continu ou sporadique que dans l'horizon de surface.							
poreux g_1	Total: 80 jours environ.	Total: 60 jours.	Total: 15 jours environ.					
Pseudogley	Saturation continue : le dessèchement des horizons superficiels du sol intervenant entre deux périod pluvieuses n'atteint pas cet horizon.							
peu poreux 82	Début juillet - fin octobre. Total: 120 jours environ.	17 juillet - 7 octobre. Total : 82 jours.	15 août - 14 octobre. Total : 60 jours.					
Cl t-	Saturation continue pour les mê	mes raisons que l'horizon g ₂ .						
Gley de profondeur	Fin juin - début novembre. Total : 130 jours environ.	16 juillet - 10 octobre. Total: 85 jours.	5 août - 14 octobre. Total : 70 jours.					

Tableau 11

Périodes de saturation des horizons du sol de la partie moyenne de la séquence

	1968	1970	1971				
Gley de	Durée de saturation à peu près égale à celle de l'inondation						
surface peu exprimé	Sporadique Total: 8 à 10 jours environ.	Sporadique Total: 5 jours environ.	Jamais saturé				
Pseudogley	Saturation liée à l'inondation du	sol ou à la fluctuation de la nap	pe.				
poreux g ₁	Sporadique Total: 15 à 20 jours environ.	Sporadique Total : 10 à 15 jours.	Sporadique Total: 3 jours environ.				
Pseudogley	Saturation continue ; le dessèche pluvieuses, n'atteint pas cet h		sol, intervenant entre deux périod				
peu poreux g ₂	Fin juin - mi-octobre. Total: 100 jours environ.	22 juillet - 1°r octobre. Total: 70 jours.	15 août - 30 septembre. Total : 45 jours.				
C1 1-	Saturation continue pour les mêmes raisons que l'horizon g ₂						
Gley de profondeur	Fin juin - début novembre Total : 130 jours environ.	25 juillet - 3 octobre. Total : 70 jours.	20 août - 10 octobre. Total : 50 jours.				

1971

TABLEAU 12

Périodes de saturation des horizons du sol de la partie haute de la séquence

1968 1970

Horizons superficiels peu ou pas tachés	Jamais inondé - jamais saturés						
	Saturation liée aux fluctuations	de la nappe.					
Pseudogley poreux g1	Sporadique	Deuxième quinzaine de septembre : sporadique. Total : 3 à 5 jours environ.	Pas de nappe Pas saturé				
	Saturation liée à la présence de la nappe.						
Pseudogley peu poreux g ₂	Vraisemblablement deuxième quinzaine de septembre.	Deuxième quinzaine de septem- bre : continue. Total : 15 jours environ.	Pas de nappe Pas saturé				
	Saturation liée à la présence d	e la nappe.					
Gley de profondeur	Septembre et octobre. Total: 2 mois environ.	Début septembre - mi-octobre : continue. Total : 45 jours environ.	Pas de nappe Pas saturé				

14 août 1970 - voir tableau 10). Le volume spécifique apparent reste ensuite constant jusqu'à la fin de la saison des pluies, le tassement étant compensé par les reprises de gonflement.

La faible profondeur de ces horizons (gley de surface et pseudogley poreux) du profil de bas de séquence et le caractère discontinu de la saturation qu'ils subissent, limitant le tassement, pourrait expliquer la discordance observée à ce niveau de la séquence entre la répartition de l'argile et la porosité (voir fig. 7).

2.3. Etude de l'état d'oxydoréduction du sol

Dès 1968, on a réalisé simultanément dans les sols en place des mesures de potentiel d'oxydoréduction (E_h) et des prélèvements destinés à la détermination de l'humidité. Si l'on a pu, dès cette année-là, relier à un moment donné pour chaque type d'horizon l'état d'oxydoréduction du sol défini par des valeurs de E_h à l'état hydrique, il n'a pas été possible de donner ne serait-ce qu'une approche des variations continues des phénomènes de réduction ou d'oxydation au cours de la saison des pluies.

L'étude continue de ces phénomènes est difficile à réaliser sur le terrain. Pour permettre des séries de mesures rapprochées dans le temps, il faudrait étudier des séquences dont chaque type de sol couvrirait des surfaces assez grandes et homogènes. En effet, étant donné les méthodes choisies (voir paragraphe 2.1.), on doit, pour chaque série de déterminations de E_h , par exemple, ouvrir une fosse autour de laquelle une zone non négligeable de terrain est perturbée et devient inutilisable pour toute autre observation.

N'arrivant pas à se placer à l'échelle de temps des phénomènes d'oxydoréduction dans les sols en place, il a été nécessaire d'avoir recours à des expérimentations réalisées sur des monolithes non pertubés prélevés dans chaque horizon-type et qui ont été soumis en laboratoire à une saturation prolongée (VIZIER - 1970) ou à des cycles de saturation ou de dessèchement voisins de ceux observés in situ.

- 2.3.1. ETUDE DES PHÉNOMÈNES D'OXYDORÉDUCTION RÉALISÉE SUR DES MONOLITHES NON PERTURBÉS, PRÉLEVÉS DANS LES SOLS DE LA SÉQUENCE
- 2.3.1.1. Etude des variations de l'état d'oxydoréduction dans des monolithes soumis à une saturation prolongée

Cette première expérimentation a permis d'étudier le développement des phénomènes de réduction en fonction des caractères de chaque type d'horizon et de la durée de saturation (VIZIER - 1970).

Les mesures de E_h , effectuées en 1968 sur le terrain, ayant donné la gamme dans laquelle évoluait le potentiel d'oxydoréduction, on a constaté que cette gamme incluait les valeurs auxquelles, d'après plusieurs auteurs, débute la réduction du fer :

+200 à +300 mV (PEARSALL et MORTIMER - 1939). +300 à +500 mV (d'après Aomine - 1962).

Le fer, dont on a noté la répartition particulière à l'échelle de la séquence et la redistribution caractéristique au niveau des horizons types (gley - pseudogley), apparaissait intéressant à considérer en tant qu'indicateur morphologique de l'hydromorphie. La possibilité que ce même élément a d'être réduit dans la séquence, rend l'étude de sa dynamique actuelle nécessaire, pour la compréhension de la formation des sols. Simultanément aux mesures de E_h , on a donc réalisé des prélèvements sur lesquels on a dosé le fer ferreux, suivant une méthode qui a été mise au point pour être applicable aux sols hydromorphes peu humifères de la séquence (VIZIER - 1969, voir en annexe).

Cette expérimentation a donc permis également de tester cette méthode de dosage et de rechercher les relations existant entre les variations de E_h et celles des teneurs en fer ferreux.

L'étude des variations de E_h en fonction de la durée de saturation permet de remarquer que :

- pendant une période de 3 à 7 jours, le potentiel d'oxydoréduction baisse fortement, puis augmente légèrement; cette période correspond à une phase d'équilibre peu stable entre les couples oxydoréducteurs du sol (Jeffery 1960, Ponnamperuna et coll. 1967); elle s'observe nettement dans les horizons à pseudogley g_1 et g_2 mais n'a pas été mise en évidence dans les gleys humifère ou profond au cours de l'expérience.
- puis les valeurs de E_h baissent régulièrement avant de se stabiliser au bout de 60 jours de saturation, à environ 100 mV dans les monolithes prélevés dans les horizons superficiels ayant plus de 1 % de matière organique totale (gley de surface), à environ 200 à 300 mV dans les monolithes prélevés dans des horizons plus profonds (moins de 1 % de matière organique totale, pseudogley poreux ou peu poreux, gley de profondeur).

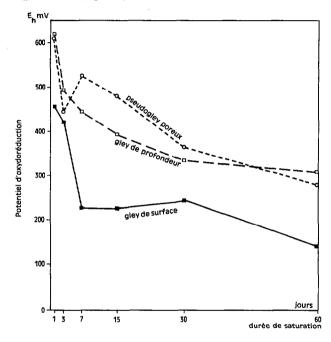
Les teneurs en fer ferreux augmentent avec la durée de saturation. La réduction débute plus tôt dans les gleys que dans les pseudogleys et dans les horizons humifères (plus de 1 % de matière organique totale) que dans les horizons peu humifères; ce qui met en évidence, d'une part le rôle des caractères liés à la

différenciation des profils (gley - pseudogley) et d'autre part, celui de la matière organique.

On obtient des teneurs en fer ferreux supérieures à $10 \text{ } \gamma/\text{g}$ de sol (début de la réduction) après :

- 3 jours de saturation dans le gley de surface,
- 15 jours de saturation dans le gley profond,
- 30 jours de saturation dans le pseudogley poreux, les valeurs de E_h correspondantes étant comprises entre +325 et +420 mV et celles de pH entre 4,6 et 5,9.

Les résultats obtenus démontrent par ailleurs, qu'entre +460 mV et +100 mV, les teneurs en fer ferreux augmentent de façon exponentielle quand E_h décroît (fig. 24).



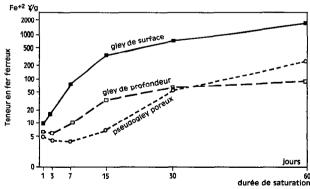


Fig. 22. — Variation de l'état d'oxydoréduction dans des monolithes soumis en laboratoire à une saturation prolongée.

Les mesures du potentiel d'oxydoréduction et les dosages de fer ferreux, traduisent de façon comparable l'évolution des phénomènes de réduction dans les sols. La matière organique n'a pas d'influence sur la relation E_h -Fe²⁺, mais intervient sur la vitesse d'évolution des phénomènes.

Ces quelques remarques sont illustrées par le tableau 13 et la figure 22 qui donnent en exemple, les résultats obtenus pour trois horizons :

- un gley de surface,
- un pseudogley poreux,
- un gley de profondeur.

Les chiffres correspondent aux extrema (Ext) et à la médiane (Md) des 9 mesures de E_h et des 3 dosages de fer ferreux effectués dans chaque monolithe pour un temps de saturation donné.

TABLEAU 13

		Gley de	e surface		Pseudogley poreux				Gley de profondeur			
Temps de saturation	E_h	mV	Fe ²⁺	γ/g	E_h	mV	Fe ²⁺	γ/g	E_h	mV	Fe ²⁺	γ/g
(jours)	Ext	Md	Ext	Md	Ext	Md	Ext	Md	Ext	Md	Ext	Md
1	95 à 565	455	8 à 11	10	475 à 680	610	3 à 5	5	520 à 670	615	3 à 8	6
2	195 à 475	420	7 à 39	17	375 à 550	440	2 à 8	4	245 à 675	495	4 à 6	5
7	-5 à 355	220	66 à 147	80	380 à 575	525	3 à 13	4	145 à 610	445	7 à 15	10
15	50 à 305	230	205 à 390	362	405 à 545	480	6 à 9	7	105 à 475	395	15 à 40	34
30	200 à 300	250	515 à 675	650	320 à 415	365	58 à 88	60	315 à 435	335	58 à 61	59
60	-5 à 200	140	1 545 à 2 140	1 770	150 à 335	280	268 à 273	272	220 à 445	310	85 à 100	84

La dispersion des valeurs de E_h et des quantités de fer ferreux obtenues dans un horizon est très importante. En fait, la mesure du potentiel est quasiponctuelle et le dosage du fer est effectué sur des prélèvements de 1 à 3 grammes de sol ; ces déterminations sont donc réalisées à une échelle qui met en évidence la forte hétérogénéité des horizons à caractères hydromorphes, déjà mentionnée dans l'étude analytique des sols de la séquence (1^{re} partie, chapitre 4).

Cette dispersion qui traduit bien la forte variabilité des conditions oxydoréductrices dans un même horizon, rend l'étude de l'état d'oxydoréduction du sol plus difficile et nécessite la réalisation d'un certain nombre de répétitions de mesures et de dosages.

2.3.1.2. Influence d'un dessèchement partiel sur l'état d'oxydoréduction

Les dessèchements partiels n'affectent in situ que les horizons poreux superficiels ou subsuperficiels

des sols. On a étudié leur influence sur l'état d'oxydoréduction dans des monolithes prélevés dans les quinze premiers centimètres du sol de bas de séquence. Mis dans des bacs en matière plastique, ces monolithes sont soumis à des cycles de saturation (par inondation) et de dessèchement. Au début de chaque période de dessèchement, on ouvre un robinet situé à la base du bac et on laisse s'écouler toute l'eau qui peut percoler à travers la terre. Le monolithe se dessèche ensuite par simple évaporation à l'air.

Les variations de l'état d'oxydoréduction du gley superficiel sont suivies par des dosages de fer ferreux réalisés sur des prélèvements effectués sur les cinq premiers centimètres. Pour un temps de saturation ou de dessèchement donné on fait 3 dosages.

Le tableau suivant rassemble les moyennes des teneurs en fer ferreux obtenues au cours des expériences qui reproduisent différents cas de l'alternance des cycles de saturation et de dessèchement observés in situ.

Ces résultats sont représentés sur la figure 23.

Après une courte période de saturation (5 jours), le dessèchement de la terre provoque une baisse brutale des teneurs en fer ferreux (1er et 3e cas). Quand la saturation est rapidement rétablie (3e cas), un nouveau développement des phénomènes de réduction se produit immédiatement. La vie microbienne, par conséquent les agents biologiques responsables de l'oxydation des substances organiques et de la réduction des composés oxydés du sol tels que ceux du fer, est stimulée par l'alternance des conditions oxydantes et réductrices (AOMINE, 1962). Les résultats obtenus semblent montrer que cette stimulation ne se produit que lorsque les périodes de dessèchement sont de courte durée.

Après une période de saturation plus longue (20 jours dans le 2° et le 3° cas), la diminution des teneurs en fer ferreux consécutive à un début de dessèchement de la terre est d'abord faible (2° et 3° cas) pendant les trois jours qui suivent l'interruption de la saturation, puis plus rapide (2° cas). Les composés ferreux formés après un temps de saturation prolongé sont plus stables (Jeffery, 1960) et résistent mieux à l'apparition de conditions oxydantes, que ceux formés au cours d'une période de saturation plus brève.

Lorsqu'après un dessèchement de 10 jours, le sol, qui est encore humide, est saturé par un apport d'eau, on observe d'abord une légère baisse des teneurs en fer ferreux; elle est due vraisemblablement à l'oxygène dissous que contient l'eau ajoutée. Un phénomène analogue doit se produire dans les sols en place

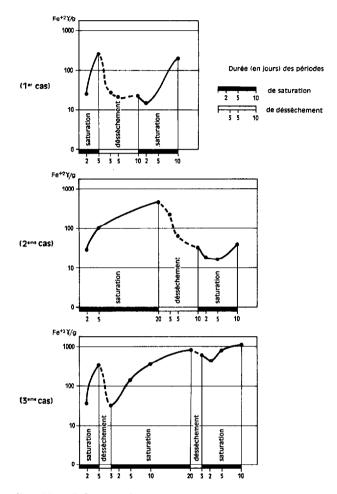


Fig. 23. — Influence d'un dessèchement partiel sur l'état d'oxydoréduction du sol.

puisqu'après une pluie, la nappe superficielle inondant la partie basse de la séquence contient environ 6 mg d'oxygène par litre (1), ce qui correspondrait d'après SLAVNYI et SHAVRYGIN (1964) à des conditions faiblement réductrices. Le développement des phénomènes de réduction ne recommence qu'après 5 jours de saturation, il est moins rapide qu'en début d'expérience lorsque le sol sec est brusquement saturé. Cette remarque est analogue à celle formulée par AOMINE (1962) qui constate que la chute de E_h est plus rapide quand un sol sec est inondé que lorsque la terre est déjà humide.

⁽¹⁾ Oxygène dissous dosé par la méthode de Winckler (in J. Rodier - 1971).

TABLEAU 14

Ier cas

Cycle	Durée de la période	Temps à partir du début de chaque période auquel sont effectués les dosages	Moyenne des trois valcurs de fer ferreux en Fe γ/g
Saturation	5 jours	2 5	31 241
Dessèchement	10 jours	3 5 10	28 20 20
Saturation	10 jours	2 5 10	16 32 178

2e cas

Cycle	Durée de la période	Temps à partir du début de chaque période auquel sont effectués les dosages	Moyenne des trois valeurs de fer ferreux en Fe γ/g
Saturation	20 jours	2 5 20	31 97 382
Dessèchement	10 jours	3 5 10	208 59 37
Saturation	10 jours	2 5 10	18 15 35

3° cas

Cycle	Durée de la période	Temps à partir du début de chaque période auquel sont effectués les dosages	Moyenne des trois valeurs de fer ferreux en Fe γ/g
Saturation	5 jours	2 5	53 374
Dessèchement	3 jours	3	31
Saturation	20 jours	2 5 10 20	113 231 357 802
Dessèchement	3 jours	3	680
Saturation	10 jours	2 5 10	437 775 1 080

2.3.2. ETUDE DE L'ÉTAT D'OXYDORÉDUCTION DANS LES SOLS EN PLACE. RELATION AVEC LA DURÉE DE SATURATION

Les résultats des mesures de potentiel d'oxydoréduction et de dosages de fer ferreux réalisés sur des prélèvements de sol effectués simultanément, in situ, au cours de l'année 1970, permettent de constater que la relation $E_h - {\rm Fe}^{2+}$ est, dans les sols en place, identique à celle mise en évidence dans les expérimentations de laboratoire sur monolithes non perturbés (voir figure 24).

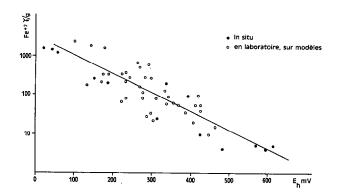


Fig. 24. — Relation existant entre le potentiel d'oxydoréduction et les teneurs en fer ferreux.

On peut donc pour les trois années d'étude, relier de la même façon la durée de saturation à l'état d'oxydoréduction, que celui-ci soit défini par des valeurs de E_h (1968-1970) ou par des teneurs en fer ferreux (1970-1971).

On a déjà souligné l'insuffisance des déterminations in situ concernant l'état d'oxydoréduction. Cependant on doit insister sur le fait que les résultats obtenus sur le terrain à différentes périodes ont servi de base à l'étude des variations continues probables et à la représentation qui en est faite, par exemple, sur les figures 25 et 26.

Ces figures présentent, pour les années 1970 et 1971, dans les horizons-types des sols des parties moyenne et basse de la séquence :

- les variations de l'humidité des sols $(h_p \%)$ et les extrema de l'humidité (pondérale également) correspondant à la saturation (voir paragraphe 2.2.3.),
 - les périodes de saturation,
 - les variations continues probables des teneurs

en fer ferreux, établies d'après les résultats périodiques des dosages réalisés sur des prélèvements faits in situ et l'allure des phénomènes de réduction obtenue au cours des expérimentations de laboratoire.

Les tableaux suivants donnent pour chaque horizontype, les valeurs extrêmes du potentiel d'oxydoréduction mesuré dans les sols en place, en fonction de la durée totale de saturation au moment des mesures.

TABLEAU 15

Valeurs du potentiel d'oxydoréduction dans le gley de surface de la partie basse de la séquence

Nº de la colonne	1	2	3	4	5	6
Durée totale de saturation au moment de la mesure (j)	o	3	22	70	30	45
Valeurs extrêmes de E _h (mV)	645 à 685	150 à 315	20 à 55	-135 à -85	75 à 230	-20 à 395
Remarques	_	3 j de saturation continue	22 j de saturation continue	Après 50 j de saturation continue	30 j de saturation discontinue par période de 2 à 5 j	Après 3 j de saturation suivant une période d dessèchement de 5 j

Les résultats des colonnes 1, 2, 3 et 4 correspondent à des durées de saturation continue croissantes. Les valeurs E_h obtenues dans les sols en place sont du même ordre de grandeur que celles mesurées en laboratoire pour des temps de saturation comparables. Les données figurant dans les colonnes 5 et 6 montrent que lorsque la saturation est discontinue, les valeurs de E_h , tout en étant légèrement supérieures aux précédentes restent faibles ; les phénomènes de réduction reprennent très vite, en raison de la présence de quantités notables de matière organique, dès que la saturation est à nouveau atteinte. On remarque que des potentiels très faibles peuvent subsister dans le sol (-20 mV, colonne 6) même après une période de dessèchement.

Les mêmes remarques peuvent être faites pour les variations des teneurs en fer ferreux dosées sur des prélèvements réalisés in situ. Celles-ci représentent 0,1 à 1% des quantités de fer total du sol après 3 jours de saturation (25 à 258 γ /g), 6,5 à 8% après 22 jours de saturation (1 200 à 1 520 γ /g), mais elles retombent à 0,5 à 1% lorsque les prélèvements sont effectués après 2 jours de dessèchement suivant une période de saturation d'une semaine (85 à 200 γ /g) ou après 3 jours de saturation suivant une période de 5 jours de dessèchement (95 à 205 γ /g).

Dans ce type d'horizon, les conditions réductrices ont été fortes en 1968 et 1970, peu intenses et limitées dans le temps en 1971.

Tableau 16

Valeurs du potentiel d'oxydoréduction dans le gley de surface peu exprimé de la partie moyenne de la séquence

N° de la colonne	1	2	3	4
Durée totale de saturation au moment de la mesure (j)	0	5 environ	5 environ	10 environ
Valeurs extrêmes de E_h (mV)	635 à 690	490 à 630	425 à 615	65 à 375
Remarque	_	Saturation sporadique par période de 24 à 48 h	Après 2 j de saturation continue	Saturation sporadique par période de 24 à 48 h

On peut faire les mêmes observations, concernant les variations de E_h que pour le gley de la partie basse de la séquence. La durée de saturation de cet horizon, directement liée à l'inondation est, en raison de la position topographique du sol, beaucoup moins importante. Les valeurs du potentiel d'oxydoréduction

sont donc beaucoup plus fortes et les teneurs en fer ferreux n'ont jamais été supérieures à 13 γ/g , ce qui ne représente qu'un peu plus de 0,1 % de la quantité de fer total.

Les conditions réductrices ont été faibles en 1968 et 1970 dans cet horizon et inexistantes en 1971.

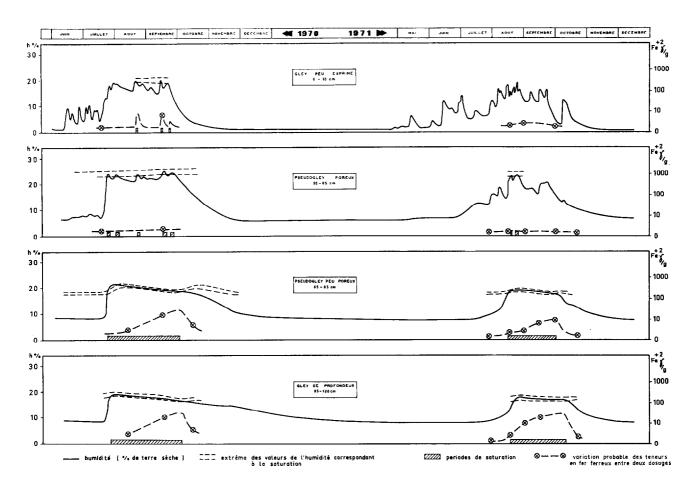


Fig. 25. - Relation entre le régime hydrique et l'état d'oxydoréduction du sol de la partie moyenne de la séquence.

Dans le pseudogley poreux (tabl. 17), la faible teneur en matière organique de ces horizons d'une part, le caractère sporadique et la durée de la saturation d'autre part, ne permettent pas d'avoir des potentiels très faibles (toujours supérieurs à 480 mV) ni de fortes teneurs en fer ferreux (jamais plus de $6 \gamma/g$). Les condi-

tions réductrices sont toujours faibles dans cet horizon.

Dans les horizons à pseudogley peu poreux et à gley de profondeur, la saturation est continue; malgré la faible teneur en matière organique, les valeurs de potentiels baissent progressivement quand la durée de saturation augmente (tabl. 18).

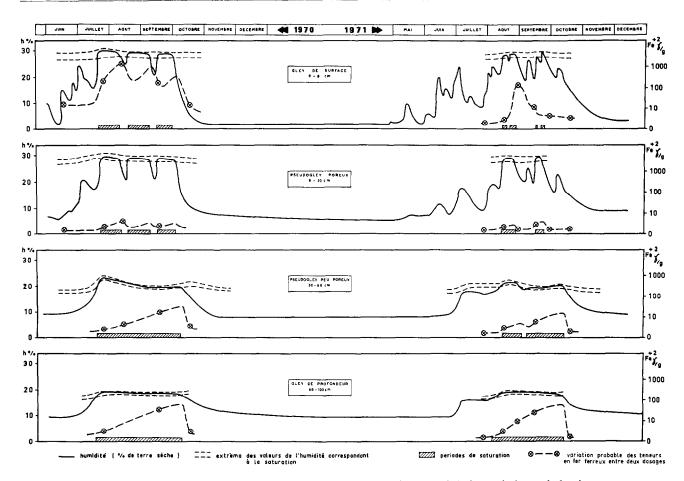


Fig. 26. — Relation entre le régime hydrique et l'état d'oxydoréduction du sol de la partie basse de la séquence.

TABLEAU 17

Valeurs du potentiel d'oxydoréduction dans le pseudogley poreux

Nº des colonnes	1	2	3	4	5
Durée totale de la saturation au moment de la mesure (j)	0	2	8	15 à 20	22
Valeurs extrêmes de E_h (mV)	685 à 765	545 à 600	565 à 645	500 à 605	480 à 640
Remarques	_	2 j de saturation continue	Saturation sporadique par période de 2 à 5 j	Saturation sporadique	22 j de saturation continue

Nº des colonnes	1	2	3	4	5
Durée totale de la saturation au moment de la mesure (j)	2	22	27	30	60
Valeurs extrêmes de E _h (mV)	630 à 640	580 à 670	535 à 630	480 à 545	200 à 510
Remarques	Saturation continue				

TABLEAU 18

Valeurs du potentiel d'oxydoréduction dans le pseudogley peu poreux et gley de profondeur

Les conditions de saturation dans les sols en place, sont identiques à celles réalisées en laboratoire, les valeurs de E_h obtenues sont dans les deux cas du même ordre de grandeur. Les teneurs en fer ferreux augmentent progressivement jusqu'à la fin de la saison des pluies, où elles atteignent en général des valeurs de 30 y/g, exceptionnellement 100 y/g.

Dans les sols de la séquence, les horizons-types présentent donc des états d'oxydoréduction très différents. Dans le gley de surface, les valeurs de E_h peuvent être inférieures à 0 mV et les teneurs en fer ferreux supérieures à 1 000 γ /g. Dans les pseudogleys poreux, les valeurs du potentiel d'oxydoréduction ne sont jamais inférieures à 480 mV ce qui correspond, vis-àvis du fer, à des conditions faiblement réductrices ; les teneurs en fer ferreux ne dépassent pas 10γ /g. Dans les horizons profonds, pseudogley peu poreux et gley, les valeurs minimales de E_h mesurées ont été de 200 mV, les teneurs en fer ferreux peuvent atteindre 100γ /g.

Les variations de l'état d'oxydoréduction d'un horizon au cours de la saison des pluies, dépendent des caractères de cet horizon (en particulier de la richesse en matière organique) et de la durée et du type de saturation (continue ou discontinue).

2.4. Etude des variations de la température du sol

La température a une influence sur le développement des phénomènes de réduction. Une température du sol élevée favorise la réduction du fer, surtout dans les horizons riches en matière organique. Un effet très net a été observé sur des sols saturés évoluant à des températures différentes.

Une limitation du développement des phénomènes de réduction à des températures basses a été constatée par Bonner et Ralston (1968), qui ont comparé l'état d'oxydoréduction de sols saturés, à 5 °C et à 21-27 °C. Zyrin et Grindel (1964) attribuent le développement limité de ces phénomènes dans les sols à basses températures (sols gelés) à la faible activité des microorganismes, responsables en particulier de la réduction des composés oxydés.

Les figures 27, 28 et 29 représentent les variations de la température du sol (relevées à 6, 12 et 18 heures) entre le 27 juillet et le 19 octobre 1971, à des profondeurs de 5, 20, 50 et 100 centimètres sur les trois emplacements étudiés de la séquence.

La température du sol, toujours supérieure à 23 °C pendant la période considérée, constitue un facteur favorable au développement des phénomènes de réduction.

MEEK, Mc KENZIE et GRASS (1968) ont opéré sur un type de sol, inondé par irrigation, à deux périodes différentes de l'année. Pendant la première période, la température moyenne du sol est de 19 °C; elle est de 35 °C pendant la seconde. Sur les résultats qu'ils présentent, on peut constater que dans des conditions hydriques identiques, les valeurs du potentiel d'oxydoréduction sont plus faibles pendant la période la plus chaude: de 200 mV dans les dix premiers centimètres du sol, de 100 mV à 40 centimètres de profondeur. Les différences de E_h sont par conséquent encore assez sensibles quand la température varie dans des limites voisines de celles observées dans les sols étudiés (entre 23 et 39 °C dans l'horizon de surface en bas de séquence, voir figure 29).

Les variations thermiques journalières sont fortes en surface où elles peuvent atteindre 10 à 12 °C; mais elles ne sont plus que de 4 °C à 20 centimètres de profondeur et restent inférieures à 1 °C à partir de 50 centimètres. Ces variations peuvent donc avoir une influence sur le développement des phénomènes de réduction, dans les horizons de surface quand ils sont

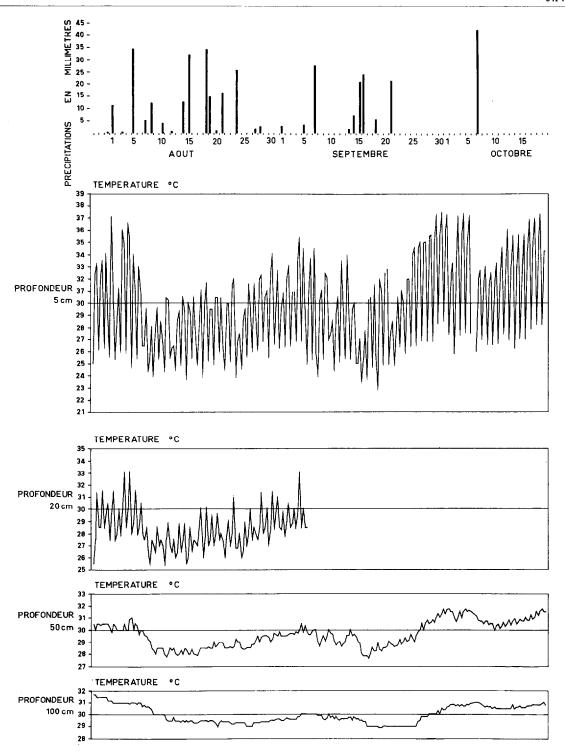


Fig. 27. — Variations de la température du sol de la partie haute de la séquence. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XII, nº 3/4, 1974 : 211-266.

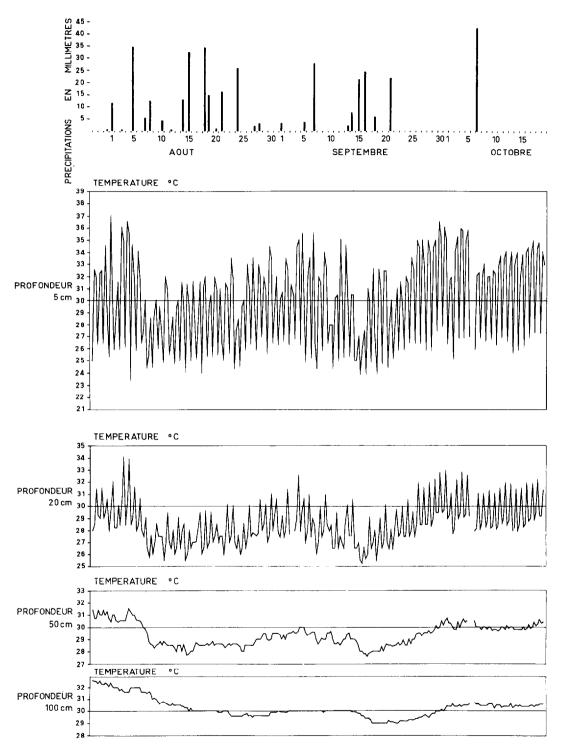


Fig. 28. — Variations de la température du sol de la partie moyenne de la séquence.

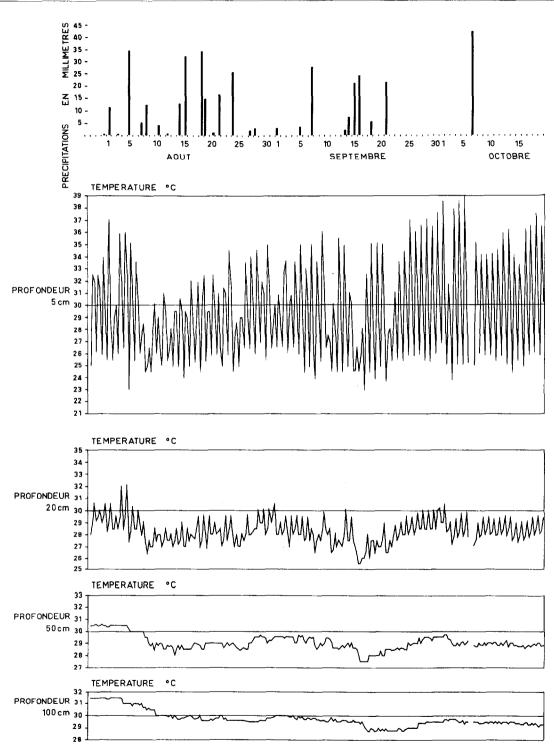


Fig. 29. — Variations de la température du sol de la partie basse de la séquence.

saturés. En fait, cette influence ne peut se produire que dans le gley de surface de la partie basse de la séquence (les horizons superficiels des parties moyenne et haute de la séquence étant exceptionnellement ou jamais saturés) et elle est vraisemblablement faible. En effet si, quand cet horizon est saturé, les écarts journaliers atteignent parfois 7 °C (entre 25 et 32 °C), les écarts sur les moyennes journalières restent inférieurs à 3 °C (entre 26,8 °C et 29,4 °C).

2.5. Variations du pH

Le pH du sol a une influence sur le développement des conditions réductrices.

Pour Matsuo, Gotoh et Sakurai (1962) à pH acide, le fer ferreux se forme pour des valeurs de E_h inférieures à +300 mV tandis qu'à pH plus basique la réduction du fer ne se produit qu'à des potentiels de l'ordre de 0 à -100 mV. Il semble que dans les sols ayant des pH supérieurs à 7, les phénomènes de réduction soient limités (VIZIER, 1970). Dans la séquence, les horizons présentant les phénomènes de réduction les plus intenses, sont acides. L'expérience (1) sur monolithes soumis à une saturation prolongée, a permis de constater que dans les horizons ayant plus de 1 % de matière organique totale, le pH augmente avec la durée de saturation (de 0,4 à 1,2 unité pH en 60 jours). Les mesures réalisées sur le terrain n'ont pas mis en évidence de variations très significatives.

2.6. Comportement des différents types d'horizons et hypothèses sur la dynamique de l'eau et du fer

L'étude systématique des variations saisonnières permet de définir des zones présentant des comportements différents, en particulier vis-à-vis du fer, comportements qui suggèrent une interprétation de l'évolution actuelle de la séquence en rapport avec l'organisation des horizons (figure 30).

La zone I correspond au gley de surface de la partie basse de la séquence. Cet horizon riche en matière organique (2 à 3 %) à pH acide (5 à 6) est saturé plus ou moins longtemps suivant la fréquence et l'intensité des précipitations. Ces conditions favorisent le

⁽¹⁾ Pour un temps de saturation donné, on a effectué 9 mesures de pH dans les expériences de laboratoire, 3 seulement dans les sols en place.



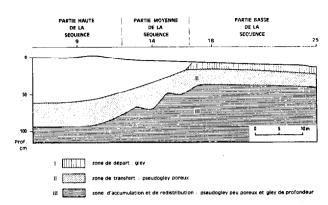


Fig. 30. — Zones à comportements différents, hypothèses sur la dynamique du fer dans la séquence.

développement des phénomènes de réduction. Par ailleurs la matière organique évolue assez lentement, le taux d'humification est faible (28 %) et la biodégradation des substances hydrosolubles, provenant de la décomposition des substances organiques fraîches, est lente en raison des conditions anaérobies que présente le milieu en saison des pluies (DUCHAUFOUR, 1968). L'acidité ne favorise pas la polymérisation des matières humifiées (MANGENOT, JACQUIN, 1960), ce qui explique la forte proportion d'acides fulviques et d'acides humiques bruns (voir tableau 4 et figure 8). Ces substances de faibles poids moléculaires et en particulier les acides fulviques, ont vis-à-vis du fer un pouvoir complexant beaucoup plus fort que les substances très polymérisées (KAWAGUCHI et KYUMA, 1959; Titova, 1962). Les complexes organo-ferreux susceptibles de se former, ont certainement la possibilité de migrer, étant donné la porosité de cet horizon superficiel.

Cette zone I présente donc toutes les conditions favorables à une mobilisation du fer pendant la saison des pluies.

La zone II correspond aux pseudogleys poreux g_1 , horizons subsuperficiels dans la partie basse de la séquence, un peu plus profonds dans les parties moyenne et haute. Cette zone coïncide à l'échelle de la séquence, avec les horizons les plus poreux (voir figure 6). Quand la saturation est atteinte, on observe de l'eau libre sous forme de nappe. Le niveau de cette nappe varie beaucoup dans un court laps de temps (figure 20), les mouvements de l'eau dans ces horizons sont rapides.

Du fait de la faible teneur en matière organique et du caractère sporadique de la saturation (liée aux fluctuations de la nappe), on observe dans ces horizons de faibles conditions réductrices. Mais cette zone correspond également aux horizons qui ont, aussi bien à l'échelle de chaque profil de sol qu'à celle de la séquence, le pH le plus bas (voir figure 9). Cette acidité peut contribuer à maintenir les complexes organo-ferreux susceptibles de migrer dans ces horizons sous une forme réduite, malgré les faibles conditions réductrices.

Ces horizons poreux peuvent constituer une zone de transfert de solutions du sol qui, provenant des horizons humifères de la partie basse de la séquence, seraient enrichies en fer.

De ce fait, le gley de surface considéré jusqu'à présent comme une simple zone de *mobilisation* du fer peut, en raison des caractères du pseudogley subsuperficiel, être considéré comme une zone de *départ* de fer.

La zone III correspond aux pseudogleys peu poreux et aux gleys de profondeur. Ces horizons sont saturés pendant de longues durées de façon continue, les variations d'humidité sont faibles car ils ne sont pas atteints par les petits dessèchements partiels qui affectent les horizons superficiels entre deux périodes pluvieuses. Un des caractères essentiels de ces horizons est que, bien que saturés, on n'y observe pas de nappe (surtout dans les parties moyenne et basse de la séquence) et la saturation correspond simplement à un engorgement; les mouvements de l'eau sont lents.

En raison de la faiblesse des teneurs en matière organique de ces horizons profonds, les phénomènes de réduction se développent lentement. L'hétérogénéité du sol qui est à l'origine de la forte variabilité des conditions réductrices observées à un moment donné peut permettre la redistribution du fer sur de courtes distances au sein d'un même horizon, le fer ferreux diffusant des petites zones réduites vers d'autres qui le sont moins (Howeler et Bouldin, 1971). La circulation rapide de l'eau dans les horizons de la zone de transfert devient brusquement lente dans cette zone de la séquence qui est peu poreuse. Ce brutal ralentissement des mouvements de l'eau peut favoriser un blocage des éléments transportés dans la solution du sol. Fokin (1968) a montré, grâce à l'utilisation de l'isotope 59 Fe, que la vitesse de diffusion du front de pénétration du complexe fer-acide fulvique est 3 à 6 fois plus faible que celle de l'eau dans des horizons poreux et 100 à 200 fois plus faible dans les horizons B plus compacts; par contre l'immobilisation par adsorption du complexe est plus forte dans ces derniers horizons. Les pseudogleys peu poreux et les gleys de profondeurs correspondent donc certainement à une zone d'arrêt des solutions provenant des horizons sus-jacents. Ce caractère de zone d'accumulation, pour le fer en particulier, est accentué par le fait que le pH y présente des valeurs plus élevées (6 à 6,5) que dans la zone de transfert (5 à 6). Il existe en effet pour un complexe organo-métallique de composition donnée, un seuil de pH (point isoélectrique) pour lequel le complexe précipite. Ce pH est, pour les complexes ferreux, de l'ordre de 6,5 (DUCHAUFOUR, 1968).

On notera enfin que dans l'horizon superficiel à gley peu exprimé de la partie moyenne de la séquence, les caractères de la zone I sont très atténués et qu'il n'y a pas de phénomènes liés à l'hydromorphie, c'est-à-dire dus à l'excès d'eau, dans les horizons superficiels de la partie haute de la séquence.

En fonction de la différenciation et des caractères des horizons des profils, les sols de la séquence présentent donc vis-à-vis du fer, trois zones qui peuvent avoir des comportements différents :

- une zone de départ (gley de surface),
- une zone de transfert (pseudogley poreux),
- une zone d'accumulation et de redistribution (pseudogley peu poreux et gley de profondeur).

Les relations entre les différents horizons et leurs comportements possibles étant établies, il reste à démontrer l'existence des mouvements de l'eau dans la séquence et à essayer d'en préciser les effets.

3. LES MOUVEMENTS DE L'EAU ET LEURS CONSÉQUENCES SUR LA DYNAMIQUE DU FER

3.1. Les mouvements de l'eau dans les sols

Les mouvements de l'eau dans les sols n'ont pas fait l'objet d'une étude directe. Ils sont déduits du calcul de bilans partiels qui permettent de connaître dans des cas précis les modifications de la répartition de l'eau dans les sols de la séquence, au cours de périodes de durée variable.

L'existence de tels mouvements est d'autre part confirmée par une série d'arguments divers.

3.1.1. MISE EN ÉVIDENCE DES MOUVEMENTS LATÉ-RAUX DE L'EAU PAR DES CALCULS DE BILAN

On peut effectuer le bilan de l'eau dans les sols des trois parties de la séquence sur des périodes de durée variable. Ce bilan est calculé sur un parallélépipède de sol d'une section de 100 cm², divisé en tranches horizontales correspondant aux différents horizons des profils (voir figures 31 et 32). Le calcul est réalisé sur des épaisseurs de sol de 100 cm en bas de séquence, 110 cm dans la partie moyenne et 130 cm dans la partie haute de la séquence.

L'équation générale du bilan entre les temps t_1 et t_2 (début et fin de la période considérée) peut s'écrire (AUDRY et al., 1972) :

$$P = R + ETR + \Delta S + DO + DV \tag{1}$$

P est le total des précipitations entre les temps t_1 et t_2 , ou plus précisément, la quantité d'eau de pluie correspondant à la surface de 100 cm^2 . Ce terme de l'équation est connu grâce aux relevés de la hauteur d'eau dans les pluviomètres.

R est le ruissellement qui sera supposé négligeable — sauf en cas d'existence de nappe superficielle — en raison d'une part de la faible pente de la surface du sol, et d'autre part de la bonne couverture du sol par la végétation pendant la saison des pluies.

ETR est l'évapotranspiration réelle, et sera assimilée à l'évapotranspiration potentielle (ETP) pour les sols exondés étant donné la bonne couverture du sol par la strate herbacée et à l'évaporation d'une nappe d'eau libre, pour les sols inondés. Les valeurs de ce terme de l'équation sont calculées d'après les moyennes des mesures de l'ETP et de l'évaporation en bac Colorado, réalisées en 1970 sur les stations bioclimatologiques de l'ORSTOM de N'djaména et du Ba Illi. Ces moyennes sont données dans le tableau 19:

TABLEAU 19

Moyennes mensuelles pour 1970, de l'ETP et de l'évaporation en bac Colorado

	Juin	Juillet	Août	Septembre
ETP en mm	165	132	99	92
Bac Colora- do en mm	196	151	118	126

 ΔS représente la variation algébrique du stock d'eau dans les parallélépipèdes. On calcule, en fait, les variations du stock dans chaque tranche de sol d'après les résultats des déterminations de l'humidité de la terre aux temps t_1 et t_2 et de la densité apparente mesurée pendant la période considérée.

DV+DO représente le drainage vertical et oblique ; c'est la seule inconnue de l'équation que l'on peut écrire :

$$DV + DO = P - ETR - \Delta S \tag{2}$$

Si on examine plus précisément la signification de DO+DV:

DV, est la résultante du drainage vertical, c'est-à-dire la quantité d'eau drainant en profondeur dimïnuée de celle susceptible de remonter de la profondeur dans le volume de sol considéré pour le calcul du bilan.

DO, est la résultante du volume d'eau évacuée obliquement diminuée de l'apport latéral, c'est-à-dire que DV+DO peut encore s'exprimer:

DV + DO = (quantités d'eau perdues en profondeur ou obliquement)

- (remontée et apports latéraux).

On indiquera enfin que tous les termes du bilan de l'eau sont exprimés en centimètres cubes (avec 10 centimètres cubes $\simeq 1$ mm de pluie).

3.1.1.1. Calcul du bilan de l'eau dans les sols du bas de la séquence, pendant différentes périodes d'inondation ou de dessèchement partiel

En 1970, la partie basse de la séquence a été inondée du 20 juillet au 7 août, puis du 18 août au 10 septembre et enfin du 14 septembre au 1^{er} octobre.

Pendant ces trois périodes, le sol est saturé. Les calculs effectués à partir des résultats des déterminations de l'humidité et de la densité apparente démontrent que le stock d'eau reste à peu près constant dans le parallélépipède de sol considéré (haut de 100 cm et d'une section de 100 cm²).

Les autres termes du bilan, P et ETR, donnés dans le tableau 20, permettent le calcul de DO + DV; puisque $\Delta S = 0$: DO + DV = P - ETR.

TABLEAU 20 Eléments du bilan de l'eau dans le sol du bas de la séquence pendant les périodes d'inondation

Périodes d'in	ondation				Moyenne
Dates	Nbre de jours	P en cm ³		DO +DV en cm ³	de DO +DV par jour en cm ³
J——		J——			
20/7 au 7/8	19	1 780	850	+ 930	+49
18/8 au 10/9	24	2 140	980	+1 160	+48
14/9 au 1/10	18	2 020	760	+1 260	+70

DO+DV est toujours positif, on en conclut que les pertes par drainage vertical ou oblique sont supérieures aux apports latéraux et par remontée.

On doit également noter que toutes ces pertes résultent de mouvements d'eau dans le sol. En effet la partie basse de la séquence forme une cuvette dont la nappe d'inondation ne communique pas avec les nappes des cuvettes voisines. On signalera cependant qu'exceptionnellement le 15 septembre 1970, après de très fortes précipitations on a eu communication entre les nappes d'inondation de plusieurs cuvettes; il y a eu sans doute un léger écoulement d'eau hors de la séquence, ce qui peut expliquer la valeur plus élevée de la moyenne journalière de DO+DV pour la troisième période d'inondation.

On peut également calculer le bilan sur le même volume de sol en bas de séquence, au cours d'une phase de dessèchement partiel, par exemple à la fin de la première période d'inondation entre le 7 et le 12 août 1970.

Au cours de cette période de 5 jours, les précipitations ne sont que de 6 millimètres. Le sol n'étant plus inondé, l'ETR est assimilée à l'ETP. Le 7 août, tous les horizons sont saturés ; par contre le 12, un léger dessèchement affecte les trente premiers centimètres de sol (horizons poreux). La variation du stock d'eau dans le volume de sol sur lequel on calcule le bilan est négative : $\Delta S = -153$ cm³,

$$P = 60 \text{ cm}^3$$
, $ETR = 165 \text{ cm}^3$

et DO+DV = $60-165-(-153) = +48 \text{ cm}^3$, soit une perte inférieure à 10 centimètres cubes par jour.

Les horizons peu poreux sont saturés aussi bien en périodes d'inondation que pendant celle de dessèchement partiel du sol. On peut admettre que leur comportement vis-à-vis des possibilités de drainage vertical est le même au cours de ces différentes périodes. En effet si la porosité du pseudogley peu poreux (30-60 cm) varie pendant la saison des pluies, celle du gley de profondeur (60-100 cm) reste à peu près constante (voir figure 26).

La perte par drainage (DO+DV) pendant la période où le sol n'est pas inondé est très faible, elle correspond à une hauteur d'eau de 1 mm/jour (1). Même si on considère qu'elle est, dans ce cas uniquement due au drainage vertical, on constate que les horizons peu poreux, saturés sont très peu perméables.

La comparaison des différents résultats obtenus permet de conclure que, pendant les périodes d'inondation, le sol de la partie basse de la séquence perd de l'eau essentiellement par drainage latéral.

3.1.1.2. Calcul du bilan de l'eau dans les sols de la séquence sur des périodes de courte durée

Après avoir démontré l'existence d'un drainage latéral dans les sols de la partie basse de la séquence quand ils sont inondés, on va essayer de préciser l'importance de ces mouvements d'eau et leur sens, sur des périodes de courte durée.

1er exemple : période du 20 au 22 juillet 1970

Le 20 juillet, le total des précipitations depuis le début de la saison des pluies est de 274 millimètres. On effectue une série de profils hydriques à 7 heures du matin, 12 heures après une pluie de 64 millimètres. La limite d'inondation se situe en bas de séquence entre les profils GL 17 et GL 18.

Une deuxième série de profils hydriques est réalisée le 22 juillet à 7 heures du matin, après des pluies de 26 et 14 millimètres tombées respectivement 24 heures et 12 heures avant les prélèvements. L'inondation atteint alors le profil GL 16. Le niveau de la nappe superficielle d'inondation est monté de 4 millimètres.

Si on exprime les différents termes de l'équation (2) en centimètres cubes, on a pour cette période :

 $P = 400 \text{ cm}^3$

ETR = 88 cm³ (en haut et en milieu de séquence) ETR = 100 cm³ (en bas de séquence).

En bas de séquence, le sol sur 100 centimètres d'épaisseur est saturé aux temps t_1 et t_2 . La variation de la densité apparente entre le 20 et le 22 juillet peut être considérée comme négligeable (fin de la phase de gonflement de la terre : voir figure 17). On peut donc estimer que le stock d'eau dans le sol ne varie pas. Seule, la montée de 4 millimètres de la nappe d'inondation correspond sur la surface de 100 centimètres carrés du parallélépipède considéré, à un gain de 40 centimètres cubes ($\Delta S = +40 \text{ cm}^3$).

En milieu et en haut de séquence, les calculs de la variation du stock d'eau dans chaque tranche de sol, dont les résultats sont donnés dans le tableau 21 indiquent que sur l'épaisseur de terre sur laquelle on fait le bilan :

 $\Delta S = +1 294 \text{ cm}^3$ (en milieu de séquence) et $\Delta S = +360 \text{ cm}^3$ (en haut de séquence).

⁽¹⁾ Un calcul analogue s'appliquant à une situation hydrique très voisine (28 août-4 septembre 1971), permet une autre estimation de DO+DV. Dans ce cas les pertes sont aussi très faibles : 1,6 mm/jour.

Tableau 21
Variation du stock d'eau dans les sols des parties haute et moyenne de la séquence

Sol du haut de la séquence						
Profondeur (cm)	h_{v1} (%)	h _{v2} (%)	$\Delta S \text{ (cm}^3)$			
0 - 15	17,2	16,8	-6			
15 - 35	4,7	17,9	+264			
35 - 60	5,3	7,4	+52			
60 - 95	6,7	6,9	+7			
95 - 115	9,8	11,2	+28			
115 - 130	12,1	13,1	+15			
			+360			

Sol du milieu de la séquence						
Profondeur (cm)	h_{v1} (%)	hv2 (%)	ΔS (cm ³)			
0 - 10	19,0	21,4	+24			
10 - 30	20,2	26,6	+128			
30 - 45	15,2	37,2	+330			
45 - 60	19,9	38,8	+284			
60 - 80	17,6	33,2	+312			
80 - 110	23,8	31,0	+216			
	· · · · · · · · ·		+1 294			

Les différentes valeurs algébriques de DO+DV sont :

- +260 cm³ en bas de séquence
- -982 cm³ en milieu de séquence
- 48 cm³ en haut de séquence.

DV+DO est *positif* en bas de séquence ; les pertes supérieures aux apports sont de 13 mm/jour (¹). Par contre DV+DO est *négatif* en haut et en milieu de séquence ; *les apports* sont supérieurs aux pertes.

Etant donné, d'une part l'allure des profils hydriques dans les sols du haut et du milieu de la séquence avant la période considérée pour le calcul du bilan (indiquant une lente progression d'un front humide de la surface vers la profondeur) et d'autre part l'absence de nappe profonde susceptible de remonter, on peut considérer que les apports sont latéraux. Ils sont très importants dans la partie moyenne de la séquence.

La mise en évidence de ces apports latéraux dans les sols de la partie exondée de la séquence, pose le problème de leur relation avec les pertes en eau des sols de la partie inondée, dues essentiellement au drainage oblique (voir paragraphe précédent).

Si on multiplie le gain ou la perte d'eau dans les profils de milieu et de bas de séquence par un coefficient proportionnel à la longueur que représente chaque type de sol sur la séquence :

- partie moyenne de GL 13 à GL 16 : $(+982) \cdot 3 = +2946$.
- partie basse de GL 16 à GL 27 : $(-260) \cdot 11 = -2.860$.

On constate que la perte d'eau de la partie basse correspond approximativement au gain de la partie moyenne de la séquence.

La morphologie des sols suggère que l'eau superficielle s'infiltre et, à la faveur de la pente que présente la limite entre horizons poreux et horizons peu poreux entre les profils GL 17 et GL 12, alimente les horizons à pseudogley du sol de la partie moyenne de la séquence de la façon indiquée sur la figure 31.

Les valeurs de la variation du stock d'eau (ΔS) données dans le tableau 21, montrent que cet apport affecte essentiellement la tranche de sol comprise entre 30 et 80 centimètres de profondeur en milieu de séquence. C'est-à-dire la base des horizons poreux et le sommet des horizons peu poreux (pseudogley). Il en résulte la formation d'une nappe temporaire (situation analogue à celle du 1 er schéma de la figure 20).

En haut de séquence, la variation du stock la plus forte se situe entre 15 et 35 centimètres de profondeur. Elle peut être attribuée aux précipitations; tandis qu'en profondeur (95-115 et 115-130 cm) au niveau du pseudogley peu poreux on peut penser que la légère variation constatée est due à un faible apport latéral.

⁽¹⁾ Perte exprimée en millimètres d'eau par jour : 13 mm/j correspondent à la perte de 260 cm³ pour une surface de 100 cm² pendant 2 jours (20 au 22 juillet).

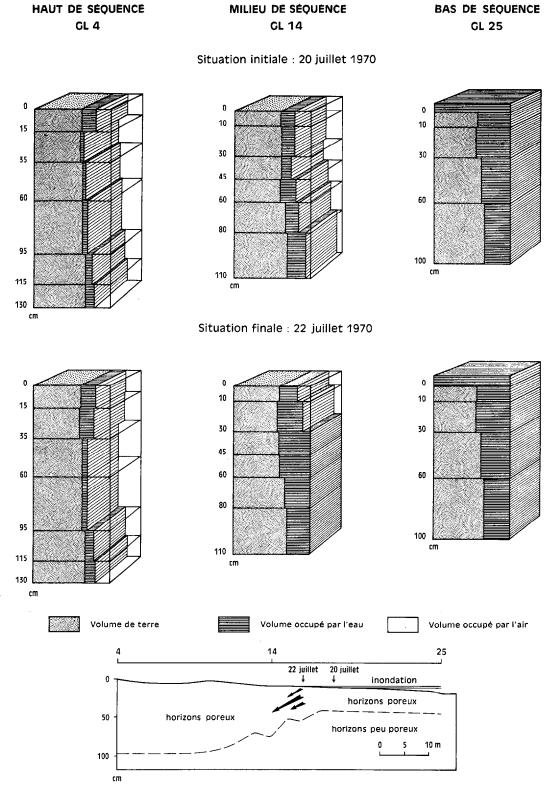


Fig. 31. — Mise en évidence des mouvements latéraux de l'eau par le calcul du bilan partiel (1er exemple).

On n'a pas tenu compte du ruissellement superficiel pour ces deux pluies de 26 et 14 millimètres. Un tel ruissellement s'il existe ne peut se faire que vers la partie basse de la séquence. On obtiendrait pour le calcul de DO+DV des chiffres plus élevés en valeur absolue (toujours positif en bas de séquence où R serait négatif, et négatif en haut et milieu de séquence où R serait positif), qui ne feraient que confirmer les conclusions.

On peut remarquer, d'après cet exemple qui correspond en 1970 au début de la première période d'inondation, que la perte en eau des sols de la partie basse est équivalente à 26 millimètres d'eau pour 2 jours, c'est-à-dire nettement supérieure à la perte moyenne calculée pour toute cette période d'inondation (4,9 mm/jour - voir tableau 20). L'apport latéral dans les sols de la partie médiane de la séquence n'est donc pas régulier, mais se fait par à coups, à la suite de fortes précipitations qui provoquent l'extension de la zone inondée. L'organisation des ensembles d'horizons poreux et peu poreux observés à l'échelle de la séquence, permet de penser que tant que la limite d'inondation n'atteint pas le profil GL 17, l'écoulement latéral est faible. Cet écoulement latéral conduit à la formation d'une nappe dans les horizons poreux des sols en milieu de séquence et provoque la saturation des horizons peu poreux plus profonds. On a constaté qu'à ce stade de la saison des pluies (le total des précipitations n'est que de 314 millimètres le 22 juillet), la nappe ainsi formée s'épuise rapidement dès que l'écoulement latéral cesse ou devient moins important, à la suite du léger retrait de l'inondation (dès le 23 juillet 1970).

2° exemple : période du 14 au 16 septembre 1970 On effectue une première série de déterminations d'humidité de la terre le 14 septembre à 19 heures, le total des précipitations depuis le début de la saison des pluies est de 712 millimètres. La limite d'inondation se situe entre les profils GL 16 et GL 17. On observe une nappe à 60 centimètres de profondeur dans le profil GL 14 et à 95 centimètres en GL 4.

Le 15 septembre il tombe 92 millimètres de pluie en 9 heures.

Le 16 septembre à 19 heures on établit une nouvelle série de profils hydriques ; la limite d'inondation est la même que le 14 septembre, mais la nappe est à 25 centimètres dans GL 14 et à 60 centimètres dans GL 4.

On ne peut pas calculer de bilan pour la partie basse de la séquence parce qu'après la pluie du 15 septembre, l'extension de la zone inondée a été telle, qu'elle a communiqué avec celle des petites dépressions voisines. Il est vraisemblable qu'il y a eu un écoulement mais qui est difficile à estimer.

Par contre il est possible de calculer les variations du stock d'eau dans les parties moyenne et haute de la séquence, pour l'épaisseur de sol située au-dessus du niveau de la nappe (voir tableau 22).

$$P = 920 \text{ cm}^3 \text{ et ETR} = 61 \text{ cm}^3$$

 $\Delta S = +986 \text{ cm}^3 \text{ (en haut de séquence)}$

 $\Delta S = +498 \text{ cm}^3 \text{ (en milieu de séquence)}$

d'où les valeurs de DO+DV:

-127 cm³ en haut de séquence,

+361 cm³ en milieu de séquence.

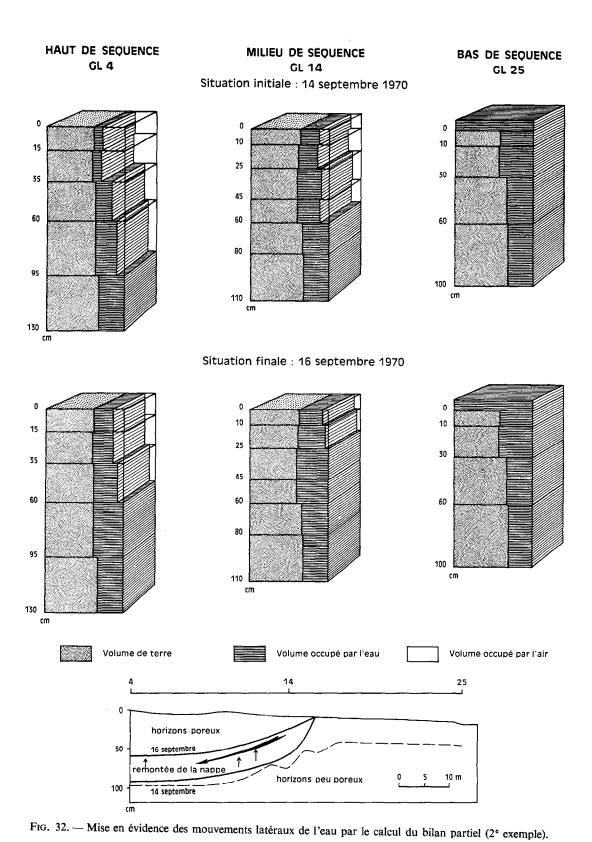
Les pertes sont très fortes en milieu de séquence, malgré l'apport probable d'eau provenant de la partie basse. Les horizons profonds peu poreux saturés sont

TABLEAU 22

Variation du stock d'eau dans les sols des parties haute et moyenne de la séquence

Sol du haut de la séquence						
Profondeur (cm)	h_{v1} (%)	h _{v2} (%)	ΔS (cm ³)			
0 - 15	10,5	24,2	+206			
15 - 35	11,2	26,1	+298			
35 - 60	21,5	28,6	+178			
60 - 95	28,4	37,1	+304			
			+986			

Sol du milieu de la séquence						
Profondeur (cm)	h_{v1} (%)	h _{v2} (%)	ΔS (cm ³)			
0 - 10	25,2	28,4	+32			
10 - 25	24,6	35,2	+159			
25 - 45	30,9	39,2	+166			
45 - 60	29,8	39,2	+141			
			+498			



peu perméables (comportement voisin de ceux de bas de séquence) et les pertes calculées sont dues pour une grande part à un écoulement latéral. Ces mouvements latéraux d'eau atteignent les profils de la partie haute de la séquence (où DO+DV est négatif).

Dans la dernière partie de la saison des pluies, quand tous les horizons profonds peu poreux sont saturés, les mouvements latéraux d'eau sont très importants à la suite de fortes précipitations. Ils intéressent les horizons à pseudogley poreux de la partie exondée de la séquence (voir figure 32) et y provoquent la remontée de la nappe (voir 2° schéma de la figure 20)

Ces calculs de bilan démontrent qu'il y a un écoulement latéral de l'eau dans les sols de la séquence. Cet écoulement n'est pas régulier mais se produit par à coups, il atteint les sols de la partie moyenne de la séquence lorsque la partie basse commence a être inondée, les sols de la partie haute lorsque la situation hydrique dans la séquence est analogue à celle observée à la fin de la saison des pluies en 1970.

Dans les exemples étudiés ces apports latéraux sont à l'origine de *l'établissement d'une nappe* (très temporaire en juillet) ou de ses fluctuations (septembre).

3.1.2. Autres arguments en faveur de l'existence des mouvements latéraux de l'eau

On peut expliquer des anomalies apparentes dans le comportement de certains horizons par les mouvements d'eau latéraux. Sans constituer des preuves aussi nettes que le calcul de bilans, ces observations n'en constituent pas moins des arguments complémentaires.

On a choisi un exemple qui présente l'avantage de faire intervenir le régime hydrique, l'état d'oxydoréduction et le comportement thermique du sol.

Après une pluie on observe immédiatement une

chute de la température dans les horizons de surface tandis que l'on remarque qu'il y a un certain *décalage* dans le temps de la baisse de la température en profondeur.

Si on compare le comportement thermique du sol sur les trois emplacements de la séquence entre le 14 et 30 septembre 1971, aux profondeurs de 50 et 100 cm, on peut juger du décalage dans le temps de la baisse de la température consécutive, par exemple, aux précipitations du 15 et du 16 septembre (respectivement de 21,4 et de 24,2 mm). La date de la fin de la chute de température est indiquée dans le tableau 23.

Les variations de la température θ (en °C) et de l'humidité pondérale h (%) sont représentées sur la figure 33.

Dans le sol de la partie haute de la séquence et à 50 cm dans la partie moyenne, la baisse de température, dans ces horizons non saturés, coïncide avec une augmentation de l'humidité. La chute de température indique nettement la progression du front humide après les pluies (voir figure 33).

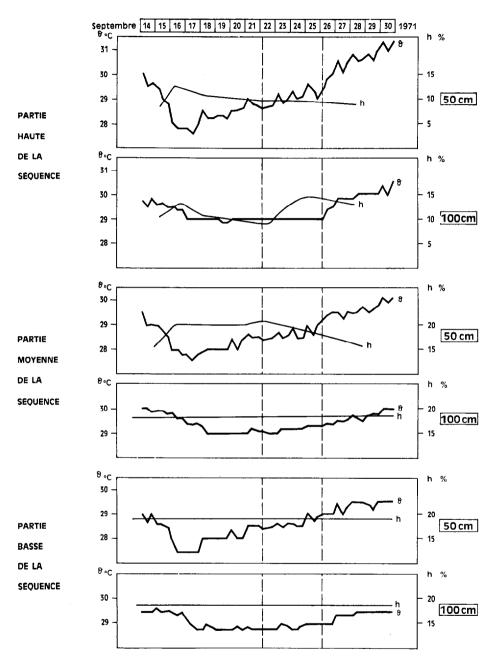
A 100 cm de profondeur dans la partie moyenne et 50 et 100 cm dans la partie basse de la séquence, les horizons sont saturés. La teneur en eau reste constante. Par rapport au profil du haut de séquence, le décalage plus long de la chute de température entre 50 et 100 cm dans les sols des parties moyenne et surtout basse de la séquence peut s'expliquer de la façon suivante. D'une part, la valeur de la capacité calorifique du sol augmentée par la présence d'eau. cause un amortissement des variations de températures; d'autre part, contrairement à ce qui se produit dans les horizons poreux non saturés, les mouvements de l'eau sont lents dans ces horizons peu poreux et il est vraisemblable que la baisse de température correspond pour une grande part à une simple égalisation des températures par échanges thermiques.

TABLEAU 23

Décalage de la fin de la baisse de température à 50 et 100 cm sur les trois emplacements de la séquence

	A 50 cm		à 100 cm		Décalage entre 50 et 100 cm
Partie haute	16 septembre	12 h	17 septembre	6 h	18 h
Partie moyenne	17 septembre	12 h	18 septembre	12 h	24 h
Partie basse	16 septembre	12 h	17 septembre	18 h	36 h

J.F. VIZIER



Variations de la température et de l'humidité des sols , à 50 et 100 centimètres de profondeur , entre le 14 et le 30 septembre 1971

Fig. 33. — Exemple d'anomalie apparente du comportement thermique.

Les variations de températures sont d'autant plus rapides que le sol est situé en position plus haute sur la séquence.

Si on considère les variations de température et d'humidité entre le 22 et 26 septembre, on remarque que pendant cette période sans pluie après celle du 21 septembre (22 mm), les valeurs de la température augmentent.

TABLEAU 24

Variations de la température entre le 22 et le 26 septembre 1971 à 50 et 100 cm de profondeur, dans les sols des trois parties de la séquence

		Partie haute	Partie moyenne	Partie basse
$\Delta \theta$	à 50 cm	+0,9	+0,6	+0,6
en °C	à 100 cm	0	+0,2	+0,2

La constance de la température et la nette augmentation de l'humidité à 100 cm de profondeur dans le sol de haut de séquence (voir figure 33) constituent une anomalie apparente de comportement étant donné la forte hausse thermique à 50 cm (+0,9 °C) et l'humidité constante des horizons de ce sol entre 50 et 80 cm qui n'indique aucunement la pénétration verticale d'un front humide.

Cette anomalie dans le comportement thermique de cet horizon profond peut être attribuée à un apport latéral d'eau en provenance du pseudogley poreux du sol du milieu de la séquence. Ce mouvement d'eau consécutif à la pluie du 21 septembre se produirait dans les horizons poreux. L'eau migrant d'un horizon où la température du sol est de 28,4° (le 22 septembre à 50 cm en milieu de séquence) vers un horizon plus profond (haut de séquence à 100 cm) où elle est de 29 °C, retarderait l'augmentation de température dans ce dernier horizon jusqu'au 26 septembre alors que la hausse thermique est par ailleurs générale.

Cet apport latéral expliquerait également la teneur en fer ferreux du gley profond en GL 4 (13 γ /g) significativement plus élevée fin septembre que celles dosées avant le 15 septembre (1 à 2 γ /g), teneur qui ne peut correspondre à l'état d'oxydoréduction de l'horizon, étant donné la lenteur avec laquelle se développent les phénomènes de réduction dans ces horizons profonds lorsqu'ils sont saturés, et ils ne sont pas saturés en 1971.

3.2. Etude expérimentale du rôle des mouvements de l'eau sur la dynamique du fer, en fonction de l'état d'oxydoréduction du sol

L'étude systématique des variations saisonnières a abouti à la définition des zones présentant des comportements différents. Ces comportements suggèrent une interprétation de l'évolution des sols et plus particulièrement de la dynamique actuelle du fer en rapport avec l'organisation des horizons dans la séquence. Si la mise en évidence des mouvements de l'eau dans les sols et leur sens permettent de préciser et de compléter l'interprétation dynamique qui a été faite, il reste à connaître le rôle et les conséquences de ces mouvements dans le sol en fonction de l'état que celui-ci présente.

Dans les sols en place, une telle étude est délicate. Aux difficultés relatives aux prélèvements de solution du sol susceptible d'entraîner du fer, s'ajoute le fait que les mouvements d'eau ne sont ni réguliers, ni permanents. On a donc eu recours à l'expérimentation et opéré sur des échantillons provenant du gley de surface de la partie basse de la séquence, zone présumée de départ pour le fer.

3.2.1. MISE EN ÉVIDENCE DE LA MIGRATION DU FER - IMPORTANCE DU PHÉNOMÈNE

Le but de ces expériences est de rechercher si un échantillon provenant d'un gley de surface, soumis en laboratoire à la saturation et présentant des états d'oxydoréduction analogues à ceux observés in situ, peut s'appauvrir en fer, lorsqu'une partie plus ou moins importante de l'eau qui le sature s'écoule par gravité.

3.2.1.1. Protocoles d'expérience

On opère sur des échantillons homogènes de 300 g de sol réduit à l'état de terre fine, mis dans des colonnes de verre de 5,8 cm de diamètre. La terre est tassée de façon à ce que l'on obtienne une densité apparente analogue à celle du sol en place $(d_a = 1,50)$. L'échantillon est saturé $(^1)$ par de l'eau permutée dont on établit le niveau 5 cm au-dessus de celui de la terre dans la colonne (voir figure 34). On connaît la quantité

⁽¹⁾ Le robinet situé au bas de la colonne étant ouvert, on ajoute progressivement de l'eau par le haut. Quand on commence à recueillir de l'eau au bas de la colonne, on ferme le robinet et on continue à ajouter de l'eau jusqu'à obtention du niveau souhaité.

de fer perdu par un échantillon, en déterminant la concentration en fer du volume d'eau qui a percolé à travers la terre et a été recueilli au bas de la colonne.

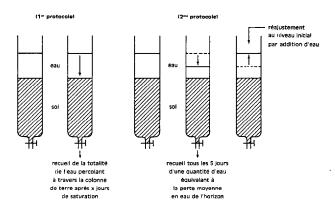


Fig. 34. — Protocoles d'expérience de réduction de la terre dans les colonnes.

L'eau qui s'écoule par gravité au bas de la colonne correspond, dans les sols en place, à celle qui draine vers les horizons profonds et plus particulièrement dans le sens révélé par l'étude des mouvements de l'eau à l'échelle de la séquence.

On a suivi deux protocoles d'expérience :

1er protocole: après un temps de saturation donné variable: 1 - 5 - 10 - 20 - 30 ou 40 jours, on recueille toute l'eau s'écoulant à travers la colonne de terre par gravité (environ 140 cm³). On détermine sur le percolat, la concentration en fer et le pH. Dès la fin de la percolation on fait des prélèvements dans la colonne de terre (qui a entre 8 et 9 cm de hauteur) à différentes profondeurs: 0-3 cm, 3-6 cm, 6-9 cm. On dose le fer ferreux dans ces prélèvements, afin de connaître l'état d'oxydoréduction de la terre au moment où on a effectué la percolation.

2° protocole: après 5 jours de saturation, on recueille l'eau percolant à travers la terre jusqu'à ce que le niveau d'eau baisse de 2,5 cm (¹). On rétablit ensuite immédiatement le niveau initial par addition d'eau permutée et on recommence ainsi la même opération tous les cinq jours sur la même colonne. La quantité d'eau recueillie tous les cinq jours (environ 70 cm³) correspond à la perte moyenne en eau de la partie

basse de la séquence quand elle est inondée (2). On détermine sur le percolat, les concentrations en fer, en carbone organique et le pH.

Dans de nombreux essais effectués avec ce protocole on a « sacrifié » des colonnes après 5 - 10 - 15 - 20 et 30 jours de saturation, afin de déterminer l'état d'oxydoréduction de la terre grâce à des prélèvements et des dosages analogues à ceux exécutés dans le premier protocole.

Avec le premier protocole, une certaine quantité d'eau stagne et reste en contact avec la terre qu'elle sature pendant un temps variable avant d'être recueillie. Le deuxième protocole, avec perte et renouvellement partiels périodiques de l'eau saturant la terre, correspond mieux aux conditions naturelles auxquelles est soumis le gley de surface de la partie basse de la séquence. Celui-ci, en effet, perd une partie de son eau par drainage, mais reste inondé tant que l'apport périodique des précipitations météotiques qui renouvelle le stock d'eau du sol, est suffisant.

On peut préciser l'importance que représente la quantité d'eau recueillie (140 cm³ avec le premier protocole, 70 cm³ avec le second) au cours d'une percolation par rapport à celle qui est contenue dans la terre. Il faut environ 40 cm³ d'eau pour amener l'échantillon de 300 g initialement sec, à l'humidité correspondant au pF 4,2 (3). Ce volume d'eau est fortement retenu par le sol et ne participe pas aux mouvements de l'eau qui s'effectuent par gravité. On doit ensuite encore ajouter 45 cm³ d'eau à l'échantillon pour obtenir la saturation; cette dernière valeur est elle-même supérieure à l'eau susceptible de migrer facilement par gravité; elle est nettement inférieure au volume d'eau recueilli à chaque percolation, quel que soit le protocole suivi. La comparaison de ces différentes valeurs fait ressortir l'importance du renouvellement de l'eau dans la colonne de terre à chaque opération lorsque l'on suit le deuxième protocole.

3.2.1.2. Evolution de l'état de réduction de la terre dans les colonnes, en fonction du temps de saturation

La détermination des teneurs en fer ferreux des prélèvements réalisés dans les colonnes, permet de calculer la quantité de fer ferreux contenue dans les 300 g de terre pour un temps de saturation donné (tableau 25).

⁽¹⁾ Vitesse de percolation : 5 cm/h, obtenue par réglage de l'ouverture du robinet.

⁽²⁾ Une hauteur d'eau de 2,5 cm représente, en effet, cinq fois la perte moyenne journalière DO+DV (voir tableau 20).

⁽³⁾ hpF4,2 = 8,7 % - (teneur pondérale, voir annexe). $d_n = 1.5$.

Les résultats donnés dans le tableau suivant, sont représentés sur la figure 35. Les teneurs en fer réduit augmentent avec la durée de saturation, puis tendent à se stabiliser. Jusqu'à 15 à 20 jours de saturation, l'évolution de l'état de réduction de la terre est indépendante du protocole suivi; mais au-delà de 20 jours, alors que dans les colonnes subissant le premier protocole les teneurs en fer ferreux conti-

Tableau 25

Premier protocole

Durée de saturation en jours	5	10	20	30
Quantité de fer ferreux en mg	 210	480	1 010	1 270

Deuxième protocole

Durée de saturation en jours	10	15	20	30
Quantité de fer ferreux en mg	535	756	930	920

nuent de croître, on constate une stabilisation de ces mêmes teneurs dans les colonnes suivant le deuxième protocole. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'eau ajoutée tous les cinq jours contient de l'oxygène dissous, ce qui a pour effet de ralentir le développement des phénomènes de réduction et de stabiliser l'état d'oxydoréduction de la terre.

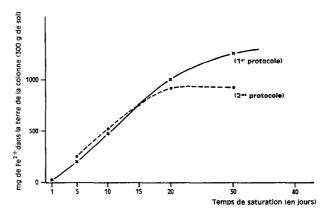


Fig. 35. — Evolution de l'état de réduction de la terre dans les colonnes en fonction du temps de saturation.

3.2.1.3. Résultats des déterminations faites sur le percolat

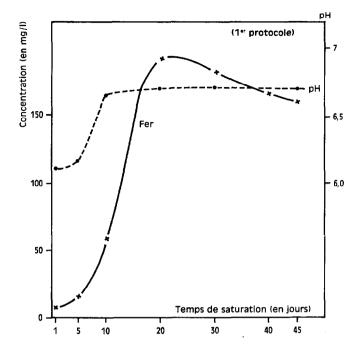
La concentration en fer du percolat, recueilli au bas des colonnes suivant le premier protocole, augmente avec la durée de saturation pendant les 20 premiers jours puis diminue légèrement après 30 jours bien que les phénomènes de réduction continuent de se développer dans la terre (les teneurs en fer ferreux croissent). La valeur de pH passe de 6,10 à 6,65 après 10 jours de saturation et reste ensuite constante (voir figure 36 et tableau 26).

Tableau 26

Durée de saturation (jours)	1	5	10	15	20	25	30	35	40	45
Premier protocole : Fe (mg/l) (1) pH		16 6,15	57 6,65		192 6,70		182 6,70		167	160 6,70
Deuxième protocole : Nombre de répétitions Fe (mg/l) (1) C (mg/l) (2) pH		16 28 29 6,20	14 90 42 6,55	12 128 83 6,65	10 135 68 6,65	8 123 43 6,65	6 94 38 6,60	4 81 26 6,65	4 74 23 6,70	

⁽¹⁾ Sur le résidu sec d'une partie aliquote du percolat on dose le fer après une attaque chlorhydrique à chaud.

⁽²⁾ Sur le résidu sec d'une partie aliquote du percolat on dose le carbone organique par la méthode Anne.



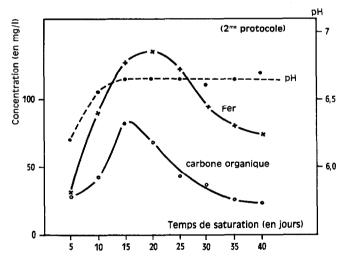


Fig. 36. — Variations des concentrations en fer, carbone organique et du pH du percolat en fonction du temps de saturation.

On a réalisé de nombreuses répétitions avec le deuxième protocole. Les valeurs des concentrations en fer et carbone organique données dans le tableau 26, sont les moyennes des différents résultats obtenus pour un temps de saturation donné. Ces moyennes

se rapportent à un nombre de résultats de plus en plus faible quand la durée de saturation s'accroît, en raison de l'utilisation de colonnes pour les prélèvements destinés aux dosages effectués sur la terre au fur et à mesure du déroulement de l'expérience.

Les variations, en fonction du temps de saturation, des concentrations en fer et en carbone organique dans les percolats sont semblables. Elles augmentent pendant les 20 premiers jours puis diminuent sensiblement. On tentera, dans un autre paragraphe, d'expliquer l'allure de ces courbes.

Les variations du pH du percolat sont identiques à celles mesurées avec le premier protocole.

3.2.1.4. Détermination de la quantité de fer percolant sous forme ferreuse

On constate que le percolat est limpide, très légèrement teinté, au moment où il est recueilli. Mais il apparaît rapidement une teinte brun-rouge et un précipité analogue à celui que l'on peut observer lorsqu'une solution d'un sel ferreux s'oxyde.

Les concentrations en fer données dans le tableau précédent, sont des concentrations en fer total. On a donc cherché à déterminer la proportion de fer qui migre sous forme ferreuse et pour cela il a fallu limiter au maximum les risques d'oxydation, sur une partie du percolat, avant le dosage de la forme réduite.

On a opéré sur deux colonnes de terre suivant le deuxième protocole. On recueille au début, au milieu et à la fin de chaque percolation, trois petites prises d'environ 2 cm³ dans une seringue dont l'extrémité est fixée à un embout en matière plastique au bas de la colonne. Chaque prise ainsi recueillie est filtrée immédiatement sous atmosphère d'azote dans une fiole contenant un volume connu (par pesée) d'eau permutée et de réactif (2-2' dipyridyl - solution tampon de pH 4,62). La filtration, nécessaire pour éliminer quelques particules en suspension, est rapide et la solution contenue dans la fiole se colore en présence du fer ferreux. Par pesée on détermine le volume du filtrat et on dose le fer par colorimétrie (¹).

La concentration en fer ferreux considérée, est la valeur moyenne des résultats obtenus pour les trois prises. On détermine par ailleurs sur une partie aliquote du percolat la concentration en fer total.

⁽¹⁾ La quantité d'eau permutée contenue dans la fiole est déterminée de façon que la dilution du filtrat contenant du fer ferreux soit correcte pour permettre un passage au spectrophotomètre sans opération supplémentaire.

Connaissant le volume total de liquide qui a percolé, on peut à chaque opération, c'est-à-dire pour un temps de saturation donné, calculer les quantités de fer ferreux et de fer total recueillis. La figure 37 représente les quantités cumulées de fer ferreux et de fer total recueillis pendant 30 jours (moyenne des deux colonnes dont les valeurs sont données dans le tableau 27).

Percolation	Nombre de jours		erreux de Fe	Fer total en mg de Fe		
T crediation	de saturation	Quantités recueillies	Quantités cumulées	Quantités recueillies	Quantités cumulées	
1	5	1,2	1,2	2,0	2,0	
2	10	7,8	9,0	8,0	10,0	
3	15	8,2	17,2	11,0	21,0	
4	20	10,1	27,3	11,3	32,3	
5	25	9,2	36,5	9,6	41,9	
6	30	5,3	41,8	5,5	47,4	

TABLEAU 27

Après 30 jours de saturation et 6 percolations, on a obtenu en moyenne pour les deux colonnes :

47,4 mg de fer total dont 41,8 mg de fer ferreux.

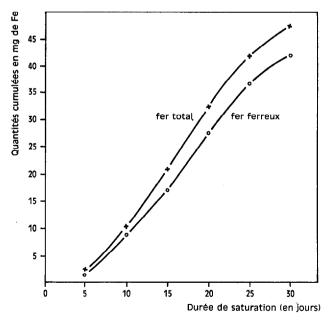


Fig. 37. — Quantités cumulées en fer (total et ferreux) recueillies par percolation en fonction du temps de saturation.

Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XII, nº 3/4, 1974 : 211-266.

La quasi-totalité du fer du percolat est donc, au moment où il est recueilli, sous forme ferreuse. Les concentrations en fer ferreux déterminées sont vraisemblablement un peu inférieures à la réalité, parce qu'il n'est pas exclu qu'il y ait, malgré la brièveté des opérations, un début d'oxydation dans la seringue.

3.2.1.5. Premières conclusions sur ces expériences

L'eau qui percole à travers le gley de surface entraîne du fer. Après 30 jours de saturation et 6 opérations de percolation, la quantité de fer recueillie est *importante*: elle est voisine de 50 mg pour une colonne de 300 g de terre contenant un peu plus de 5 000 mg de fer dont 930 mg sous forme réduite. Le fer est essentiellement entraîné sous forme ferreuse. La similitude des courbes représentant les variations des concentrations en fer et en carbone organique dans le percolat en fonction du temps de saturation, permet de penser que le fer migre sous forme de complexe organo-ferreux.

Des expériences analogues ont été réalisées sur des échantillons prélevés dans un horizon profond présentant, malgré une durée de saturation prolongée, un état peu réduit en raison surtout de sa faible teneur en matière organique; on constate que les quantité de fer recueillies dans le percolat sont très faibles et le plus souvent non dosables.

Les phénomènes de réduction qui se manifestent dans le gley de surface sont donc responsables de l'appauvrissement de cet horizon en fer, appauvrissement qui se produit sous l'effet des mouvements de l'eau.

3.2.2. Allure du phénomène de migration du fer

L'étude de l'allure du phénomène est un essai d'interprétation de la forme des courbes représentant les variations de concentration en fer dans le percolat en fonction du temps de saturation, dans les expériences sur les colonnes de terre.

On peut distinguer deux phases : pendant la première, les concentrations en fer augmentent avec la durée de saturation ; elles diminuent au cours de la seconde phase.

3.2.2.1. Remarques sur les quantités de fer migrant pendant la première phase

Le tableau suivant donne pour les deux protocoles d'expérience et en fonction de la durée de saturation (en jours) pendant la première phase :

- le rapport fer ferreux/fer total dans la colonne en pour cent,
- la quantité de fer entraînée (en mg), quantité recueillie après une seule opération de percolation dans le cas de colonne suivant le premier protocole, ou somme des quantités recueillies après plusieurs percolations avec le deuxième protocole,
- le volume d'eau approximatif (en cm³) qui a entraîné cette quantité de fer, en percolant à travers la terre.

Premier protocole				Deuxième protocole				
Temps de saturation	Fe ²⁺ Fe total (%)	Fer entraîné (mg)	Nombre de percolation	Volume d'eau percolé (cm³)	Fe ²⁺ Fe total (%)	Fer entraîné (mg)	Nombre de percolation	Volume d'eau percolé (cm³)
5	4,1	2,2	1	140	5,3	2,0	1	70
10	9,4	8,0	1	140	10,5	8,3	2	140
20	19,8	27,0	1	140	18,3	26,7	4	280

TABLEAU 28

On a déjà noté que pendant les 20 premiers jours de saturation le développement des phénomènes de réduction est le même quel que soit le protocole (voir paragraphe 3.2.1.2, les rapports fer ferreux/fer total sont effectivement peu différents). On remarque que pour un temps de saturation donné, les quantités de fer recueillies sont très voisines dans les deux cas et semblent par conséquent indépendantes du volume d'eau qui les a entraînées et du nombre d'opérations de percolation.

On peut supposer, pendant cette première phase, qu'à un état de réduction correspond une certaine quantité de fer susceptible de migrer, quantité que l'on recueille au bas des colonnes dans les expériences réalisées, quel que soit le volume d'eau qui l'entraîne (à condition sans doute que ce volume soit suffisant et ce serait le cas dans les expérimentations effectuées).

Ces remarques indiqueraient qu'in situ, le gley de surface, saturé 20 jours de façon continue, perdrait une quantité de fer qui dépend de l'état de réduction, quelles que soient la périodicité et l'importance des mouvements d'eau, pourvu que ceux-ci soient suffisants. L'irrégularité de tels mouvements, mentionnée dans le paragraphe 3.1.1, n'interviendrait donc pas sur l'intensité du phénomène d'appauvrissement en fer du gley de surface, l'essentiel étant que ces mouvements existent.

3.2.2.2. Hypothèses sur l'origine de la décroissance des quantités de fer entraînées pendant la deuxième phase

Au cours de la deuxième phase, après 20 jours de saturation, les teneurs en fer dans le percolat

décroissent quand la durée de saturation augmente. Cette décroissance des quantités de fer entraîné par percolation peut être assimilée à une immobilisation partielle progressive du fer dans les colonnes. Le fer peut s'immobiliser essentiellement par oxydation ou par élévation du pH.

La première possibilité est exclue car l'on observe au cours de la deuxième phase, une stabilisation (2° protocole) sinon une légère augmentation (1° protocole) de l'état de réduction de la terre quand la durée de saturation croît.

Dae Young Cho et Ponnamperuma (1971), dans une série d'essais semblables réalisés en particulier à des températures constantes de 20 °C ou de 30 °C, obtiennent des variations de la quantité de fer ferreux soluble en fonction du temps de saturation, qui présentent une allure identique à celle observée avec les échantillons du sol de Gole suivant le deuxième protocole. Ces auteurs attribuent la baisse des teneurs en fer ferreux dans la solution du sol, à l'élévation du pH qui accompagne le développement des phénomènes de réduction. On remarque sur les résultats qu'ils obtiennent, que lorsque le pH a atteint une certaine valeur (6 à 6,5 suivant les sols) et se stabilise, les quantités de fer ferreux soluble décroissent quand la durée de saturation augmente. L'immobilisation du fer par élévation du pH serait donc progressive.

Dans les expériences effectuées au laboratoire sur le gley de surface des sols de Gole, la température n'est pas constante mais varie dans d'étroites limites (environ de 25 °C à 30 °C). La diminution des concentrations en fer dans le percolat (ce fer est essentiellement du fer ferreux) n'intervient que 15 à 20 jours après que le pH se soit stabilisé à des valeurs de 6,6 à 6,7 (voir figure 36).

Observant des résultats analogues dans des conditions d'expérience très semblables, MUKHERJEE et Basu (1971) se réfèrent à des conclusions citées dans le Rapport annuel de l'Institut International de Recherche sur le Riz (IRRI - 1964). Selon ce rapport, la décroissance des concentrations en fer ferreux serait due à la formation de FeCO₃ ou de Fe₃(OH)₈. La précipitation de FeCO₃, nécessitant de fortes concentrations de CO₂ et un long contact (Ponnam-PERUMA, TIANCO et Loy - 1967), semble peu probable dans le cas des sols de Gole. Par contre, d'après des diagrammes E_h -pH obtenus par ces mêmes auteurs, le système Fe(OH)₃-Fe₃(OH)₈ existerait pour des valeurs de pH supérieures à 6,7, soit la valeur limite atteinte par le pH quand celui-ci se stabilise dans les essais en colonnes réalisés sur le gley du sol de Gole.

La littérature offre donc plusieurs hypothèses permettant d'expliquer la décroissance des concentrations en fer ferreux dans le percolat : élévation du pH, précipitation d'hydroxydes tel que Fe₃(OH)₈. De telles hypothèses peuvent à la limite s'appliquer aux résultats obtenus sur le sol de Gole. On a cependant recherché d'autres explications possibles en étudiant en particulier l'effet des phénomènes de réduction et des mouvements de l'eau sur la redistribution du fer dans les colonnes de terre initialement homogènes.

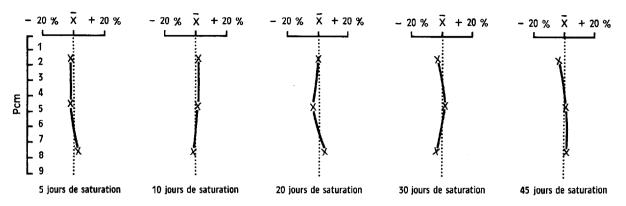
Sur les prélèvements de terre effectués à différentes profondeurs on a réalisé sur les colonnes de terre « sacrifiées » après percolation, outre la détermination du fer ferreux, le dosage du fer total. On obtient ainsi, pour un temps de saturation donné, la répartition du fer dans la colonne en fonction de la profondeur

La figure 38 représente cette répartition, donnée par la position de trois points qui correspondent aux écarts en pour cent par rapport à la teneur moyenne du fer total (\overline{X}) de toute la colonne de :

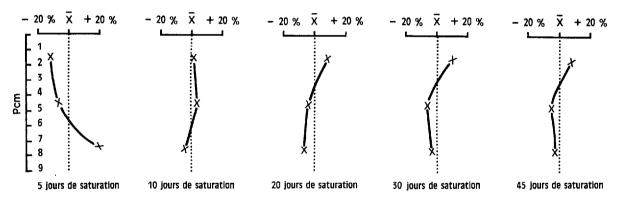
- la valeur moyenne des teneurs des échantillons prélevés au sommet de la colonne (entre 0 et 3 cm),
 - au milieu de la colonne (entre 3 et 6 cm),
 - au bas de la colonne (entre 6 et 9 cm).

La figure 38a, donne la répartition du fer dans les colonnes de terre provenant d'un horizon profond subissant le premier protocole d'expérience. Dans ces colonnes qui présentent un état peu réduit, on constate que les écarts des différents points par rapport à la valeur moyenne sont inférieurs ou égaux à 5 % et il ne se dégage de la forme des courbes aucune tendance à une évolution particulière quand la durée de saturation augmente.

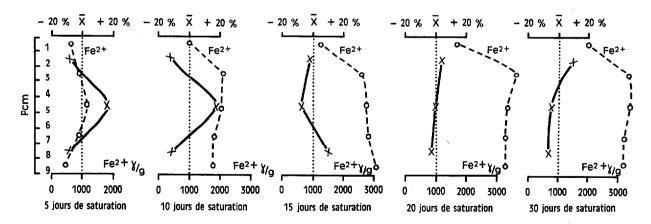
Les figures 38b et c représentent la répartition du fer dans des colonnes de terre provenant du gley de surface et subissant respectivement les premier et deuxième protocoles. Dans les premiers jours de saturation, on note une accumulation de fer au bas de la colonne. On peut expliquer cette répartition par le fait que le fer réduit en partie solubilisé migre « per descensum », entraîné par le mouvement de l'eau. Dans les expériences suivant le deuxième protocole, on remarque qu'avant de présenter une accumulation nette au bas de la colonne (après 15 jours de saturation), le fer a tendance à s'accumuler dans la partie moyenne de celle-ci et il faut trois opérations pour obtenir une répartition analogue à celle observée avec le premier protocole. La relation qui existe pendant cette première phase entre la répar-



a - Horizon de profondeur (1º protocole)



b - Gley de surface (1º protocole)



c - Gley de surface (2me protocole)

Fig. 38. - Répartition du fer dans les colonnes de terre.

tition particulière du fer et les phénomènes de réduction, est confirmée puisqu'on constate que le maximum de fer total correspond au maximum de fer ferreux (fig. 38 c). Pendant la deuxième phase, après 20 jours de saturation, les teneurs en fer sont légèrement supérieures au sommet de la colonne; on a une nouvelle allure de la répartition, qui se maintient quand la durée de saturation augmente.

L'appauvrissement de la terre en fer (moins de 1 % du fer total recueilli au cours des différentes opérations de percolation après 30 jours de saturation), ne peut expliquer les écarts et par conséquent la répartition observée.

A la surface de la terre, au contact sol-eau, les conditions réductrices sont moins fortes qu'au sein de la colonne (voir les courbes représentant les teneurs en fer ferreux en fonction de la profondeur : figure 38 c). On observe aussi à partir de 20 jours de saturation, l'apparition d'une pellicule de couleur brun rouge à la surface de la terre alors que le reste de l'échantillon a une couleur grise foncée. Un tel phénomène serait dû à la lente pénétration de l'oxygène dans le sol (PATRICK et DELAUNE, 1972). On peut supposer que le fer réduit a tendance à migrer vers cette zone présentant des conditions plus oxydantes (Howeler et Bouldin, 1971), donc que l'on ait une migration « per ascensum ». Cette migration pourrait expliquer la répartition du fer dans la colonne et le fait que pendant la deuxième phase, les quantités de fer entraînées par l'eau soient décroissantes malgré la poursuite ou la stabilisation de l'évolution de l'état de réduction de la terre. Ce phénomène tendrait à limiter l'appauvrissement en fer du gley de surface dans le cas d'une saturation prolongée.

On peut émettre les hypothèses suivantes sur l'allure du phénomène de migration du fer. Cette migration est due aux phénomènes de réduction qui sont aussi à l'origine de la redistribution du fer dans les colonnes de terre. Quand l'état de réduction de la terre est peu développé, on n'observe aucune redistribution particulière du fer malgré les mouvements d'eau. Quand les phénomènes de réduction sont plus importants une partie du fer est solubilisée et entraînée par l'eau. Lorsque la réduction est très forte (par exemple après 20 jours de saturation quand plus de 20 % du fer est sous forme réduite), le fer peut être en partie immobilisé par l'élévation du pH qui accompagne le développement des phénomènes de réduction, ou par la précipitation d'hydroxydes du type Fe₃(OH)₈, ou peut migrer vers des zones moins réduites donc dans un sens qui n'est pas obligatoirement celui des mouvements de l'eau. Il en résulte

alors une baisse des quantités de fer migrant avec l'eau, malgré le maintien ou l'augmentation des conditions réductrices du sol.

4. CONCLUSION SUR L'ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE DE L'EAU ET DU FER DANS LES SOLS DE LA SÉQUENCE

Tenant compte de la différenciation, des caractères et de l'organisation des horizons de la séquence, l'étude systématique des variations saisonnières a permis de définir les états et les régimes hydrique et d'oxydoréduction des sols et de conclure par l'établissement de relations existant entre les différents horizons et leur comportement possible, en particulier vis-à-vis de la dynamique actuelle du fer.

La fréquence des déterminations in situ étant limitée par les difficultés d'accès à la séquence et de manipulations pendant la saison des pluies, il a été nécessaire d'avoir recours à l'expérimentation. Les expériences de laboratoire, qu'elles aient été effectuées sur monolithes (pour les variations de l'état d'oxydoréduction) ou sur mottes (pour les variations du volume spécifique apparent, intervenant dans l'estimation de la durée de saturation des horizons), ont toujours pu être associées aux mesures de terrain. Les résultats expérimentaux ou obtenus in situ sont comparables d'une part, parce que les méthodes de mesure ou de dosage ont été identiques dans les deux cas et d'autre part, parce qu'on s'est efforcé de simuler le plus parfaitement possible les conditions naturelles dans les essais de laboratoire. On peut considérer qu'il y a analogie entre les phénomènes étudiés sur « modèles » et ceux existant dans les sols en place, ce qui permet d'associer l'ensemble de ces résultats dans une même interprétation (VIZIER - 1972).

Les mouvements de l'eau dans la séquence ont été démontrés par le calcul de bilans et sont confirmés par des arguments divers. Mais les conséquences de ces mouvements sur l'évolution des profils et plus particulièrement sur la dynamique actuelle du fer en fonction de l'état d'oxydoréduction des sols, n'ont pu être abordées qu'en laboratoire. Si les possibilités de migration du fer sous forme ferreuse dans des conditions expérimentales simulant assez bien les conditions naturelles, ont été nettement établies, on n'a pu faire que des hypothèses sur l'allure du phénomène de migration du fer.

3° PARTIE:

Conclusions sur l'évolution actuelle des sols et hypothèses sur la formation de la séquence basées sur la connaissance de la morphologie et de la dynamique actuelle. Conséquences pour la mise en valeur.

L'étude morphologique et analytique des sols a permis de constater une certaine organisation des horizons et la répartition particulière du fer à l'échelle de la séquence. Les observations morphologiques réalisées dans certains horizons (gley, pseudogley) à une échelle plus fine, complétées par quelques analyses, ont révélé la forte hétérogénéité qui peut exister au sein d'un même horizon.

L'étude dynamique de l'eau et du fer dans la séquence a eu pour but de connaître le comportement actuel des sols et de préciser les régimes hydrique et des phénomènes d'oxydoréduction. On a pu, après l'étude systématique des variations saisonnières, présenter quelques hypothèses sur le comportement probable des sols et sur la dynamique de l'eau et du fer. La mise en évidence des mouvements de l'eau dans la séquence et des conséquences qu'ils ont sur les phénomènes de migration du fer, permet d'établir des relations entre l'évolution actuelle et les sols tels qu'ils se présentent. Par l'établissement de telles relations, on tentera d'expliquer la répartition particulière du fer, constatée aussi bien sur l'ensemble de la séquence que dans chaque type d'horizon (gley, pseudogley).

1. RELATIONS EXISTANT ENTRE LES SOLS TELS QU'ILS SE PRÉSENTENT MORPHO-LOGIQUEMENT ET ANALYTIQUEMENT ET LEUR ÉVOLUTION ACTUELLE

L'évolution actuelle, ou encore les phénomènes qui ont été étudiés : le gonflement puis le tassement de la terre s'accompagnant d'une destruction de

la structure, le développement des phénomènes de réduction et la migration du fer qui conduit à une redistribution de cet élément dans la séquence, sont les conséquences de l'état et du régime hydrique des sols. En effet, si les premiers phénomènes mentionnés ont été étudiés dans le cadre de la connaissance du régime hydrique en relation avec les variations de l'humidité de la terre, on a aussi constaté que la saturation des horizons par l'eau, son type continu ou discontinu et sa durée déterminent le développement des phénomènes de réduction et que les mouvements d'eau permettent la migration du fer. On va donc d'abord chercher les relations existant entre le régime hydrique et la morphologie actuelle de la séquence.

Différents caractères morphologiques influencent nettement le comportement hydrique des profils :

- la superposition d'horizons poreux et peu poreux ; la netteté de la limite existant entre ces horizons, netteté qui est d'autant plus grande que l'on considère un sol situé en position plus basse sur la séquence.
- la faible épaisseur des horizons poreux superficiels en bas de séquence, la pente contraire à celle de la surface du sol de la limite entre horizons poreux et peu poreux dans la partie moyenne de la séquence.

Du fait de la forte compacité des horizons dès 30 cm de profondeur en bas de séquence, le volume des vides offert à l'eau est plus faible que dans les autres profils. La saturation est donc atteinte plus rapidement. Dès la mi-juillet la séquence présente un excès d'eau dans sa partie basse alors que les profils hydriques réalisés dans les parties moyenne et haute de la séquence mettent en évidence la présence d'un front d'humectation qui atteint à peine les horizons peu poreux (voir figure 18). Les précipitations conti-

nuant, cet excès d'eau, ne pouvant drainer verticalement en raison de la faible perméabilité et de la prise en masse des horizons profonds, s'écoule latéralement. On observe alors une extension de la partie des sols saturés par l'eau, extension qui progresse vers les horizons profonds des profils de la partie moyenne, puis haute de la séquence et qui peut se traduire par la constitution d'une nappe temporaire dans le pseudogley poreux de ces sols (voir figure 20).

Ces mouvements d'eau ont les conséquences suivantes dans la séquence.

Dans la partie basse (profil GL 25), l'eau draine verticalement en début de saison des pluies, à une période où il n'y a pas encore saturation ni donc de réduction du fer. On a constaté grâce à l'expérimentation réalisée sur des colonnes de terre que dans ces conditions il n'y a ni redistribution, ni migration du fer. Quand le sol de bas de séquence est saturé, les phénomènes de réduction se développent, surtout dans l'horizon superficiel humifère. Le fer peut migrer sous l'effet des mouvements d'eau. En fait l'horizon superficiel est saturé quand il y a inondation (voir tableau 10). On a noté que le drainage vertical en profondeur est alors très faible. Seul l'horizon subsuperficiel poreux à pseudogley bénéficie d'un apport en fer et c'est effectivement dans cet horizon que l'on relève la plus forte valeur du rapport fer total/argile de tout le profil GL 25 (voir figure 11). Par contre quand à la suite de précipitations abondantes la zone inondée s'étend, il y a d'importants mouvements d'eau latéraux.

C'est à la limite des parties basse et moyenne de la séquence que se produisent actuellement les mouvements latéraux, lorsque l'inondation atteint le profil GL 17 (voir 2e partie paragraphe 3.1.1.). Ces mouvements d'eau s'effectuent des horizons superficiels des profils GL 16 à GL 18, saturés, présentant un état de réduction assez développé et qui par conséquent s'appauvrissent en fer, à travers les horizons à pseudogley poreux (où ils peuvent constituer une nappe) vers les pseudogleys peu poreux des sols des parties moyenne et haute de la séquence. Ceci explique qu'actuellement on observe à l'échelle de la séquence, les plus fortes valeurs du rapport fer total/argile dans les horizons qui bénéficient de cet apport et les valeurs les plus faibles dans les horizons d'où partent ces mouvements d'eau (voir figure 11).

On remarque en se reportant à la figure 10, que ces mouvements latéraux sont suffisamment importants pour se traduire sur le schéma de la répartition du fer total à l'échelle de la séquence par une translation des zones à plus fortes teneurs en fer vers les profils du haut de la séquence (voir 1^{re} partie, paragraphe 3.4.1.).

En fin de saison des pluies, les horizons superficiels poreux et le sommet des horizons peu poreux (pseudogley) se dessèchent et l'humidité atteint rapidement des valeurs correspondantes au pF 4,2 (voir figure 21). On peut penser que l'intensité de dessèchement, dans les horizons qui ont bénéficié d'un apport en fer, contribue à favoriser la déshydratation des hydroxydes et un début de cristallisation ; ce qui pourrait expliquer la présence de zones sur la séquence, où les échantillons présentent lors de l'extraction des produits ferrugineux amorphes, de faibles teneurs en « fer amorphe » et des quantités variables de « fer intermédiaire » (voir figure 14). On rappellera que ces zones se localisent autour d'un axe qui va de l'horizon à pseudogley poreux du profil GL 18 vers les horizons peu poreux profonds de GL 11 et qui coïncide approximativement avec le trajet des mouvements latéraux de l'eau (voir figures 31 et 32).

La répartition du fer à l'échelle de la séquence peut donc être reliée au comportement des sols et à la dynamique actuelle de cet élément.

Les observations morphologiques faites sur les différents horizons marqués par l'hydromorphic, peuvent être aussi reliées à l'évolution actuelle des sols. Dans ces horizons, la répartition du fer est due au mode d'alternance des conditions réductrices et oxydantes liées aux cycles de saturation et de desséchement de la terre.

Dans le gley le fer tend à se répartir uniformément dans la masse de l'horizon et s'accumule parfois pour former des ségrégations localisées sur les faces des éléments structuraux (gley de profondeur) ou des gaines autour de pores racinaires, des iwatoka et des glebules (gley de surface). Mais ces horizons à gley présentent une couleur grise homogène quand ils sont saturés.

Dans le gley de surface, les phénomènes de réduction sont très intenses et le fer migre sous forme ferreuse soit sous l'effet des mouvements d'eau, soit vers des zones à potentiel d'oxydoréduction plus élevé (SIUTA, 1967; HOWELER et BOULDIN, 1971). A la fin de la saison des pluies, le dessèchement est rapide et le fer immobilisé s'accumule dans les zones les plus vite réoxydées. Ces petites accumulations de fer immobilisé ne sont pas cristallisées (pas de biréfringence en lumière polarisée), sans doute en raison de la présence de substances organiques peu favorables à la cristallogenèse (SCHWERTMANN, 1966) et disparaissent lors des phases suivantes de saturation, étant donné l'intensité des processus favorables à la redistribution

du fer dans ces horizons (réduction, mouvement d'eau).

Dans les gleys de profondeur, la redistribution du fer dans l'horizon s'effectue moins rapidement que dans les glevs de surface, du fait de la lenteur des mouvements de l'eau et de la plus faible intensité des phénomènes de réduction. A la fin de la saison des pluies, le dessèchement de ces horizons profonds est lent (voir figure 21) et ne provoque pas une immobilisation brutale des hydroxydes, donc des accumulations aussi nettes qu'en surface. Quelques taches de fer oxydé apparaissent à la surface des éléments structuraux qui se reforment quand le sol se dessèche et s'aère (CRAMP-TON, 1963). On constate que les taches ainsi formées disparaissent lors de la saison des pluies suivante. D'après certains auteurs (SIUTA, 1967), on aurait au cours des premières pluies un entraînement de substances organiques solubles de la surface vers la profondeur, par l'eau s'écoulant le long des fentes. Pour les sols de la partie basse de la séquence grossièrement structurés dès la surface, la répartition du carbone dans le sol (1^{re} partie, paragraphe 3.2.) et les profils hydriques du début de la saison des pluies (figure 18) corroborent cette hypothèse. Ce serait donc au contact des taches formées lors de la saison sèche précédente que s'observeraient les plus fortes teneurs en matières organiques donc, au cours de la phase de saturation, les zones les plus réduites. La migration du fer de ces zones réduites vers le centre des éléments structuraux à potentiels d'oxydoréduction plus élevés anihilerait l'effet d'accumulation produit à la surface des éléments structuraux pendant le cycle de dessèchement précédent. Pour les sols des parties moyenne et haute de la séquence, les horizons profonds à gley sont saturés grâce aux apports d'eau latéraux (voir 2e partie, paragraphe 3.1.). Cette eau, enrichie en fer réduit et en substances organiques, circule préférentiellement entre les éléments structuraux peu poreux et produit un effet analogue à celle, qui en bas de séquence, permet la redistribution du fer dans la masse de l'horizon.

Le mode d'évolution des *gleys* favoriserait la redistribution du fer, les formes d'accumulation observées pendant la saison sèche n'étant que *fugaces*.

Dans les horizons à pseudogley, secs ou saturés, on observe la juxtaposition de zones claires et de taches jaune-rougeâtre, de nodules ou de concrétions. L'étude micromorphologique (voir 1^{re} partie, paragraphe 2.3.) et analytique (tableau 6) de ces horizons a montré que les zones claires sont relativement plus poreuses et plus riches en carbone organique, mais plus pauvres en fer que les taches, nodules ou concrétions. Pendant

la saison des pluies, les phénomènes de réduction sont peu intenses; les teneurs en fer ferreux sont faibles mais peuvent être sensiblement augmentées par des apports latéraux provenant d'horizons fortement réduits (2e partie, paragraphe 3.1.2.). Cette eau enrichie en fer et en substances organiques, circulera préférentiellement dans les zones les plus poreuses, donc entre les agrégats cimentés par les hydroxydes de fer. Pendant les périodes de saturation de ces horizons, le potentiel d'oxydoréduction sera plus faible dans les zones claires (plus riches en matière organique) et le fer tendra à migrer vers les zones déjà riches en fer (taches, nodules, concrétions). Ce processus est à rapprocher de l'hypothèse de Blume (1968) sur la formation des concrétions. Pour cet auteur, le fer migre, dans les sols saturés, vers l'intérieur des agrégats. Lors du dessèchement des profils, la pénétration de l'oxygène dans ces agrégats provoque la précipitation des hydroxydes. Des concrétions se forment quand le dessèchement et la pénétration de l'oxygène sont rapides. C'est ce qui se produit dans les pseudogleys poreux et peu poreux des sols de la séquence (voir figure 21).

Cette immobilisation du fer, dans des agrégats, au niveau de taches, de nodules ou de concrétions, contribue à provoquer le même processus au cours des saisons pluvieuses suivantes. En effet, lors des périodes suivantes de saturation, les solutions enrichies en fer et substances organiques continueront à circuler entre les agrégats dont la richesse en fer tendra à limiter la baisse de potentiel étant donné leurs faibles teneurs en matière organique (TAKAI, KOYAMA, KAMURA, 1963). Le fer migrera toujours vers ces zones déjà enrichies en hydroxydes et y précipitera lors du dessèchement du sol. On observerait par conséquent dans les horizons à pseudogley, les effets cumulatifs des apports et des immobilisations de fer qui se produisent chaque année. Les hydroxydes de fer précipités, tendent peu à peu à cristalliser (SHURY-GINA, 1958) pour former des nodules et des concrétions dont le centre est microcristallisé (voir 1re partie, paragraphe 2.3. et planche 2, photo 3).

Les processus conduisant à la formation de gley ou de pseudogley seraient donc différents.

Pour les horizons superficiels à gley, la matière organique joue un rôle prépondérant en favorisant le développement des phénomènes de réduction pendant les phases de saturation et en inhibant la cristallisation des produits oxydés pendant la saison sèche. Pour les horizons profonds, on n'a pas noté de différences sensibles entre les états de réduction des pseudogleys peu poreux et des gleys au cours des périodes de

saturation. Mais le dessèchement du sol qui intervient rapidement dans le premier cas et lentement dans le deuxième, donne à l'immobilisation des hydroxydes par oxydation des allures très différentes. Toute la différence viendrait du fait que dans les pseudogleys peu poreux, le fer s'accumule au centre d'agrégats où il forme peu à peu des concrétions, tandis que dans le gley, le fer pourrait revenir en partie à la surface des agrégats (BLUME, 1968) pendant le lent dessèchement de l'horizon et se trouverait ainsi localisé dans une position favorisant sa redistribution par réduction lors de la période de saturation suivante.

Tableau 29

Relations morphogénétiques existant dans les différents horizons marqués par l'hydromorphie

	Facteurs	influençant la dynamique du	ı fer		
Type d'horizon	Rédu	ection	Oxydation	Conséquences morphologiques	
d norizon	Richesse en matière organique Saturation par l'eau D		Dessèchement	morphologiques	
GLEY DE SURFACE	Suffisante pour permettre un développement rapide des phénomènes de réduction, et inhiber la cristallogenèse des hydroxydes précipités Eh pouvant être inférieur Teneurs en Fe+2 pouvant	longue pour assurer le développement des phé- nomènes de réduction	Rapide	Redistribution du fer en périodes de saturation formes d'immobilisation en périodes sèches disparaissant lors de la période de saturation suivante	
Pseudogley Poreux	Faible E_h jamais inférieur à 480 Teneurs en Fe ²⁺ inférieur		Rapide	Quand il y a un apport d fer provenant d'un autr horizon, le fer migr toujours vers les même zones d'accumulation (taches, nodules, concrétions) en période	
PSEUDOGLEY PEU POREUX	Faible	Saturation continue et de longue durée	Rapide	de saturation et y préci- pite lors du dessèche- ment du sol	
GLEY DE PROFONDEUR		utteignant des valeurs minimales de 200 mV eurs en Fe ⁺² pouvant atteindre 100 γ/g		Accumulations de fer sur les faces des éléments structuraux lors du des- sèchement qui disparais- sent à la période de saturation suivante (redistribution du fer)	

Ainsi se trouvent établies certaines relations entre l'évolution actuelle des sols et les caractères morphologiques des horizons marqués par l'hydromorphie. Ces relations sont récapitulées dans le tableau 29.

L'évolution actuelle peut expliquer la répartition du fer observé à l'échelle de la séquence et les caractères morphologiques liés à la redistribution de cet élément dans les horizons. Cette évolution est dominée par un ensemble de phénomènes que l'on peut qualifier de « phénomènes d'hydromorphie » parce que dûs à la présence d'un excès d'eau dans la totalité ou certaines parties des profils.

2. HYPOTHÈSES SUR LA FORMATION DES SOLS DE LA SÉQUENCE

Un certain nombre de caractères morphologiques semblent infirmer les hypothèses précédemment formulées sur les modes de formation différents des gleys et des pseudogleys.

Il s'agit en particulier de la présence de concrétions ou de nodules d'hydroxydes microcristallisés dans les gleys de profondeur, donc dans des horizons où on devrait observer une redistribution du fer se traduisant par la disparition de toute forme d'accumulation en saison des pluies.

Lorsqu'on examine les lames minces réalisées sur des monolithes provenant des gleys de profondeur de différents profils de la séquence (GL 11, GL 14 et GL 25), on remarque que la répartition uniforme du fer, due à la redistribution de cet élément dans toute la masse de l'horizon, est nette en bas de séquence mais que cette redistribution semble être simplement en cours dans les parties moyenne et haute de la séquence (planche 4, ph 1 à 3). Le gley de profondeur du profil GL 25 serait donc plus ancien que celui de GL 14 et surtout que celui de GL 11, qui conservent encore des caractères de pseudogley (ségrégation). Quant au maintien, dans les gleys de profondeur, de concrétions qui ne sont plus souvent morphologiquement que des nodules étant donné l'absence fréquente de zonation, on peut l'attribuer à la présence de goethite (1), hydroxyde de fer cristallisé qui serait plus résistant à la redissolution du fer par réduction. La diffraction des rayons X par des poudres provenant

— du *fond matriciel* d'un pseudogley poreux, de *concrétions* qui seraient en voie de formation dans ce même horizon,

— du fond matriciel et de nodules d'un gley de profondeur,

donnent les diagrammes reproduits sur la figure 39.

Par rapport au fond matriciel (figure 39a), on remarque sur le diagramme obtenu avec les concrétions (figure 39b), l'apparition de petits pics correspondant à la goethite. Ces mêmes pics sont par contre très nets sur le diagramme obtenu avec les nodules du gley de profondeur (figure 39d). Dans les gleys de profondeur le centre des concrétions microcristallisé,

témoin d'une accumulation ancienne de fer, resterait intact, tandis que la bordure formée de produits amorphes ou faiblement cristallisés tendrait à disparaître (planche 2, ph 4) par suite de la solubilisation des hydroxydes de fer par réduction et leur redistribution dans la masse de l'horizon lors du lent dessèchement des profils en profondeur.

L'apparition des conditions permettant la formation d'un gley en profondeur, semble donc plus récente dans les profils des parties haute et moyenne de la séquence que dans la partie basse de celle-ci. On peut penser que les horizons profonds des sols de la partie exondée de la séquence, saturés grâce aux apports d'eau latéraux, subiraient peu à peu une augmentation naturelle de la compacité qui tendrait à diminuer leur perméabilité. Dans ces horizons, suffisamment argileux (accumulation d'argile), pour présenter une augmentation du volume spécifique apparent quand l'humidité croît, on a noté en effet, que le tassement qui succède au gonflement de la terre ne se produit que lentement, le sol étant saturé et que l'augmentation naturelle de la compacité peut être considéré comme un « phénomène d'hydromorphie », c'est-à-dire dû à l'excès d'eau. De ce fait, les horizons profonds devenant peu à peu moins poreux, acquiéreraient des caractéristiques physiques permettant l'obtention de la saturation avec des volumes d'eau de moins en moins importants (diminution progressive du volume des pores) et le maintien de cette saturation pendant des périodes de plus en plus longues (imperméabilité croissante).

L'augmentation naturelle de la compacité dans les horizons bénéficiant d'un apport latéral d'eau qui provoque la saturation, tendrait à modifier progressivement le comportement et le régime hydrique des sols de la séquence. Cette modification se traduirait par une extension de la partie des sols de la séquence intéressés par les phénomènes d'hydromorphie (gonflement, tassement, réduction), vers les horizons profonds des profils du milieu et du haut de la séquence.

On constate qu'en 1970 et 1971, malgré deux saisons des pluies très différentes, caractérisées par un total des précipitations qui est respectivement de 914 et 593 millimètres, on a observé une évolution identique des sols, marquée par le développement de phénomènes de réduction dans les horizons saturés et des mouvements d'eau latéraux (voir 2° partie, paragraphes 3.1.1. et 3.1.2.). Il est évident que l'intensité des processus d'appauvrissement ou d'enrichissement en fer de certains horizons des profils et des phénomènes de gonflement et de tassement, sera très différente ces deux années.

⁽¹⁾ D'après les analyses faites sur des échantillons prélevés dans un profil du milieu de la séquence (GL 14) au Laboratoire de Spectrographie des S.S.C. de l'ORSTOM à Bondy.

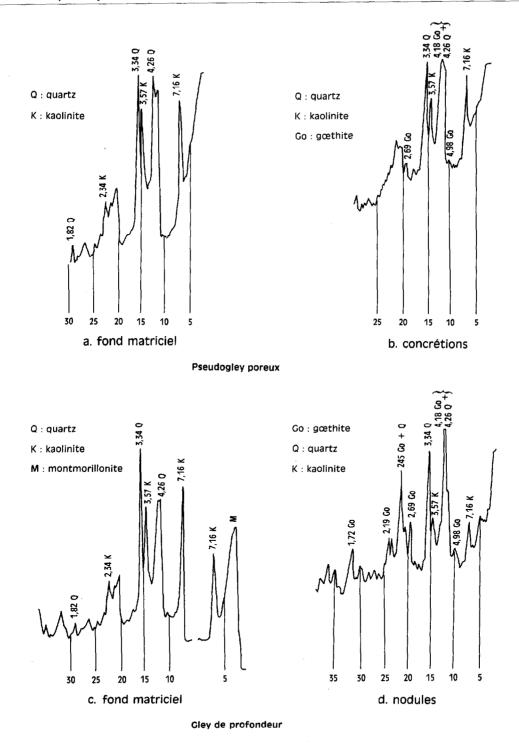


Fig. 39. — Diffraction des rayons X - Diagrammes de poudre.

Les observations faites pendant ces deux années, permettent de penser qu'en ce qui concerne l'évolution ultérieure de la séquence, on assistera, dans les conditions climatiques actuelles, à une progression de l'hydromorphie dans des sols de type ferrugineux lessivé. Cette progression se traduirait par une extension dans le paysage, de la limitation du drainage en profondeur, dans des horizons d'accumulation d'argile, horizons dont la partie supérieure serait enrichie en fer par suite de la redistribution de cet élément dans la séquence.

3. CONSÉQUENCES DE L'ÉVOLUTION ACTUELLE POUR LA MISE EN VALEUR

Dans l'état actuel de la séquence, la partie basse présente des caractères assez favorables à la riziculture : pH un peu inférieur à 6, taux d'azote compris entre 0,5 et 1 % Mais le facteur hydrique, suivant les années, peut être limitant. En effet l'inondation est parfois interrompue à la suite de périodes peu pluvieuses; elle n'est continue que lorsque les précipitations sont assez abondantes et surtout régulières. En fait le total des précipitations entre le 15 juillet environ, date à laquelle la partie basse de la séquence commence a être inondée et la fin de la saison des pluies, serait suffisant pour qu'une lame d'eau recouvrant le sol se maintienne, si il n'y avait pas de pertes importantes par drainage latéral vers les horizons profonds des sols du haut de la séquence. Ces pertes se produisent surtout quand la zone inondée s'étend à la suite de fortes précipitations, extension favorisée par les faibles dénivelées de la séquence. Il semble donc qu'il suffirait d'entourer la partie inondable par une diguette (1), pour limiter l'extension de l'inondation et par conséquent le drainage latéral dans les sols.

Cet aménagement, facile à réaliser, devrait permettre la culture de petites surfaces avec des variétés de riz à cycle court, semées à la mi-juillet et récoltées pendant la deuxième quinzaine du mois d'octobre.

Dans la partie moyenne de la séquence, les horizons compacts engorgés sont trop près de la surface pour permettre un développement normal du système racinaire de nombreuses cultures.

Par contre pour la partie haute de la séquence, la construction de la diguette en limitant les mouvements d'eau latéraux, contribuerait à abaisser le niveau de la nappe temporaire (qui peut actuellement remonter jusqu'à 60 centimètres de la surface du sol) et permettrait en particulier la culture du cotonnier dans des conditions qui seraient favorables du point de vue hydrique.

Les mesures d'aménagement préconisées, tendraient donc à diminuer les phénomènes d'hydromorphie dans les sols de la partie haute de la séquence. Par contre elles accentueraient l'excès d'eau dans la partie basse et contribuant à maintenir l'inondation assez longtemps, provoqueraient une certaine stagnation de l'eau sur les sols. La stagnation de l'eau pourrait limiter la redistribution des éléments et en particulier du fer à travers les profils (ZAYDEL'MAN et OGLEZNEV, 1963), modifiant sensiblement l'évolution de la séquence.

Des séquences du même type que celle de Gole, sans sols halomorphes, ni vertisols et sensiblement différentes de celle décrite dans cette même région par G. Bocquier (1971) à Mindera, peuvent être observées dans la partie nord de la vaste plaine alluviale du bassin du Moyen Logone c'est-à-dire dans des zones proches du cours du Chari. On a noté cependant quelques différences sur l'importance relative des différentes parties des séquences. La partie inondée pendant la saison des pluies peut, par exemple à Aloa, être beaucoup plus importante qu'à Gole et présenter des profils dont l'horizon superficiel est nettement plus appauvri en fer.

CONCLUSION

Cette étude sur la recherche de relations morphogénétiques existant dans une séquence de sols hydromorphes au Tchad, comprend :

— une étude morphologique et analytique des sols qui a permis de préciser une certaine organisation des horizons et les variations de quelques éléments (argile, fer en particulier) aussi bien dans chaque profil qu'à l'échelle de la séquence. L'observation de lames minces au microscope et des analyses réalisées sur des « détails morphologiques » ont en outre mis en évidence à une échelle plus fine, l'hétérogénéité des horizons marqués par l'hydromorphie.

⁽¹⁾ Au niveau du profil GL 18 par exemple, sur l'axe de la séquence étudié, puisqu'on observe des mouvements latéraux essentiellement lorsque l'inondation atteint le profil GL 17.

— une étude de la dynamique actuelle de l'eau et du fer, basée sur des résultats de mesures, discontinues dans le temps, obtenues in situ, résultats dont l'insuffisance due à une trop faible fréquence des déterminations a pu être corrigée par des expérimentations sur modèles.

On a constaté qu'il existe des relations entre la morphologie et plus particulièrement la répartition et les formes d'accumulation du fer dans les sols et la dynamique actuelle de l'eau et du fer dans la séquence. Ceci permet de préciser les types d'évolution correspondant aux différents horizons décrits : gley et pseudogley. Les caractères morphologiques de tels horizons peuvent être considérés comme des indicateurs des régimes hydrique et d'oxydoréduction des sols, à condition de pouvoir faire la part des caractères qui résultent de l'évolution actuelle de ceux qui correspondent à une évolution plus ancienne. Dans le cas de la séquence étudiée, il s'agit de tenir compte des lentes modifications du régime hydrique, à la suite desquelles des conditions aboutissant à la formation d'un gley de profondeur peuvent prévaloir peu à peu dans un ancien pseudogley.

Ce travail sur la séquence de Gole a permis en outre d'aborder l'étude de *phénomènes d'hydromorphie*, c'est-à-dire de phénomènes liés à la présence d'un excès d'eau dans les sols :

- les phénomènes de gonflement et de tassement de la terre considérés comme étant à l'origine de l'augmentation naturelle de la compacité des profils en profondeur,
- le développement des phénomènes de réduction du fer en relation avec les cycles de saturation et de dessèchement de la terre.
- le phénomène de migration du fer sous l'effet combiné de la réduction de cet élément et des mouvements d'eau.

Tout au long de cette étude enfin, on a pu constater que le fer, par les possibilités qu'il a de pouvoir être réduit, de migrer, de précipiter, de cristalliser, constitue un excellent *indicateur* de l'évolution des caractères des profils attribuables à l'hydromorphie.

Manuscrit reçu au S.C.D. le 19 juin 1974.

BIBLIOGRAPHIE

- Aomine (S.), 1962. A review of research on redox potentials of paddy soils in Japan. Soil Sci., vol. 94, 1: 6-13.
- AUBERT (G.), 1965. Classification des sols. Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes de sols utilisés par la section de Pédologie de l'ORSTOM, Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. III, 3: 269-288.
- AUBREVILLE (A.), 1950. Flore forestière soudano-guinéenne-AOF-Cameroun-AEF. Soc. Ed. geogr. mar. et col., Paris, 523 p.
- AUDRY (P.), COMBEAU (A.), HUMBEL (F.X.), ROOSE (E.), VIZIER (J.F.), 1972. Essai sur les études de dynamique actuelle des sols. Définition Méthodologie Limitations actuelles Quelques voies de recherches possibles. ORSTOM, Paris, Bull. du Groupe de Travail sur la dynamique actuelle des sols, n° 1, 18 p., multigr.
- BILLY (G.), 1954. Etude des courbes normales de dispersion. Eléments de statistique à l'usage des naturalistes. CDU, Paris, 204 p.
- BLOOMFIELD (C.), 1955. Leaf leachates as a factor in pedogenesis. J. Sci. Food Agric., vol. 6: 641-651.
- Blume (H.P.), 1968. Zum mechanismus der Marmorierung und Konkretionsbildung in Stauwasserböden. Z. Pflanz. Düng. Bodenkunde, Bd. 119: 124-134.
- BOCQUIER (G.), 1971. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux au Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse Science, Strasbourg, Mém. ORSTOM, nº 62. Paris, XX-351 p.

- BOHN (H.L.), 1968. Electromotive force of inert electrodes in soil suspensions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 32, 2: 211-215.
- Bonner (F.T.), Raltson (C.W.), 1968. Oxidation reduction potential of satured forest soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 32:111-112.
- Brewer (R.), 1964. Fabric and mineral analysis of soils.J. Wiley and Sons, New York, London, Sydney, 470 p.
- Brown (G.), 1961. The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. *Mineralogical Society*, London, 544 p.
- CLAVAUD (G.), SAYOL (R.), 1971. Notice explicative de la carte pédologique de reconnaissance à 1/200 000 de la République du Tchad. Feuille de Bousso. ORSTOM, Paris, 69 p., cart. h.t.
- CRAMPTON (C.B.), 1963. The gleying process and gleying in soils of the River Neath catchment. Welsh soils Disc. Group. Rep., 4: 27-51.
- DABIN (B.), THOMANN (C.), 1970. Etude comparative de deux méthodes de fractionnement des composés humiques (méthode Tiurin et méthode électrophorétique). *Init. Doc. Tech. ORSTOM*, n° 16. Paris, 66 p.
- Dabin (B.), 1971. Etude d'une méthode d'extraction de la matière humique du sol. Sci. du Sol, nº 1:47-63.
- DAE YOUNG CHO, PONNAMPERUMA (F.N.), 1971. Influence of soil temperature on the chemical kinetics of flooded soils and the growth of rice. *Soil Sci.*, vol. 112, 3:184-194.

- DUCHAUFOUR (P.), 1960. Précis de Pédologie. Masson et Cie, Paris, 438 p.
- DUCHAUFOUR (P.), 1968. L'évolution des sols. Essai sur la dynamique des profils. Masson et Cie, Paris, 94 p.
- D'YAKONOVA (K.V.), 1962. Iron humus complexes and their role in plant nutrition. Soviet Soil Sci., no 7: 692-698.
- FAUCK (R.), 1970. Evolution des quartz dans les sols rouges ferrallitiques développés sur les roches sableuses et gréseuses de l'Afrique Occidentale. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 271: 2273-2276.
- FOKIN (A.D.), 1968. Investigation of dynamics of movement of ferrous and fulvate iron ion of podzolic soils (experiments with 59 Fe). *Izv. Timiryazev sel'khoz. Akad.*, 3: 142-148; (résumé en anglais dans Soils and Fertilizers, vol. 32, I, réf. 61).
- Franzmeier (D.P.), Ross (S.J.), 1968. Soil swelling: laboratory measurement and relation to other soil properties. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 32, 4: 573-577.
- GROSSMAN (R.B.), BRASHER (B.R.), FRANZMEIER (D.P.), WALKER (J.L.), 1968. Linear extensibility as calculated from natural clod bulk density measurements. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 32, 4:570-573.
- Howeler (R.H.), Bouldin (D.R.), 1971. The diffusion and consumption of oxygen in submerged soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 35, 2: 202-208.
- JEFFERY (J.W.C.), 1960. Iron and Eh of waterlogged with particular reference to paddy. J. Soil Sci., vol. 11, 1:140-149.
- KAURICHEV (I.S.), KULAKOV (Y.V.), NOZDRUNOVA (Y.M.), 1958. Formation and migration of organic iron compounds in soils. *Soviet Soil Sci.*, no 12: 1307-1313.
- KAWAGUCHI (K.), KYUMA (K.), 1968. Fertility characteristics of the lowland rice soils in some southern Asian Countries. *Int. Congr. Soil Sci.*, 9. 1968. Adelaïde, vol. 4: 19-31.
- LAATSCH (W.), SCHLICHTING (E.), 1959. Bodentypus und Bodensystematik. Z. Pflanz. Düng. Bodenkunde, Bd 87: 97-108.
- LAMOUROUX (M.), 1972. Essai de structuration pour une classification des sols et milieux de pédogenèse. *Cah. O RSTOM sér. Pédol.*, vol. X, 3: 243-250.
- Louis (P.), 1970. Contribution géophysique à la connaissance géologique du Bassin du Lac Tchad. *Mém. ORSTOM*, n° 42. Paris, 311 p.
- McIntyre (S.D.), Loveday (J.), 1968. Problems of determination of soil density and moisture properties from natural clods. Soil Sci., vol. 105, 4: 232-235.
- MANGENOT (F.), JACQUIN (F.), 1960. Produits d'humidification des sciures. Quelques caractéristiques physiques et chimiques. *Plant and Soil*, vol. 13: 291-296.
- MATSUO (H.), GOTOH (S.), SAKURAI (T.), 1962. Relationship in the redox potentials and changes in the system of iron and nitrate in paddy soils. *Bull. Kyushu agric. Exp. Stn.*, 7: 325-333 (résumé anglais dans *Soils and Fert.*, 1963, vol. 26, 1. réf 44)
- MEEK (B.), Mc KENZIE (A.), GRASS (L.), 1968. Effect of organic matter, flooding time and temperature on the dissolution of iron and manganese from soil in situ. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 32, 5: 634-638.
- MOTOMURA (S.), 1962. Effect of organic matter on the formation of ferrous iron in soil. *Soil Sci. and Plant. Nutr.*, vol. 8, 1:20-29.

- MUCKENHAUSEN (E.), 1963. Pseudogley. Sci. du Sol, nº 1: 21-29
- Mukherjee (S.K.), Basu (S.N.), 1971. Study of pH and Eh changes of waterlogged soils and in pure systems. *J. Indian Soc. Soil Sci.*, vol. 19, 2: 197-202.
- Nalovic (Lj.), Humbel (F.X.), 1971. Contribution à l'étude de la localisation des différentes formes de composés du fer au sein de quelques sols du Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. IX, 3: 271-306.
- NOVIKOV (P.M.), 1960. Constant electrode device for the study of the dynamics of oxidation reduction conditions in soils. Soviet Soil Sci., n° 5: 558-559.
- ORSTOM, 1969. Glossaire de pédologie. Description des horizons en vue du traitement informatique. *Init. Doc. techn. h.s.*, ORSTOM, Paris, 82 p.
- PATRICK (W.H. Jr), DELAUNE (R.D.), 1972. Characterization of the oxidized and reduced zones in flooded soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 36, 4: 573-576.
- Pearsall (W.H.), Mortimer (C.H.), 1939. Oxidation and reduction potentials in waterlogged soils, natural waters and muds. *J. Ecol.*, 27: 483-501.
- PIAS (J.), 1970. Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. *Mém. ORSTOM*, n° 43. Paris, 407 p., 2 cart. h.t.
- PONNAMPERUMA (F.N.), TIANCO (E.M.), LOY (T.), 1967. Redox equilibria in flooded soils: I The iron hydroxides systems. *Soil Sci.*, vol. 103, 6: 374-382.
- RODIER (J.), 1971. L'analyse chimique et physicochimique de l'eau. Dunod, Paris, 700 p.
- RODRIGO (D.M.), POLLARD (A.G.), 1962. Chemistry of waterlogged soils. 1 Changes in oxidation reduction potentials of two soils on submergence, influence of pH and organic matter. J. Sci. Food Agric., vol. 13, 1:43-48.
- SEGALEN (P.), 1968. Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. ORSTOM*, *sér. Pédol.*, vol. VI, 1: 105-126.
- Schwertmann (U.), 1966. The inhibiting effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous hydroxide to geothite. *Nature*, vol. 212: 645-646.
- SHURYGINA (E.A.), 1958. Investigation of the aging of gels of hydroxides of iron and aluminium by thermal method. *Trudy pochv. Inst. Dok.*, 53: 104-112 (résumé anglais dans Soils and Fert., vol. 22, 1, réf. 3).
- SIUTA (J.), 1967. Gleying as an indicator of the water and air regime of the soil. Soviet Soil Sci., n° 3: 356-363.
- SLAVNYI (Y.A.), SHAVRYGIN (P.L.), 1964. Conditions leading to the gleization of soils in the Amur Zeya interfluve. *Soviet Soil Sci.*, n° 4: 418-421.
- Takai (Y.), Koyama (T.), Kamura (T.), 1963. Microbial metabolism in reduction process of paddy soils (Parts 2 et 3). Soil Sci. and Plant Nutr., vol. 9: 176-180 et: 207-211.
- Titova (N.A.), 1962. Iron humus complexes of some soils. Soviet Soil Sci., nº 12: 1351-1356.
- Turc (L.), 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. Formule climatique simplifiée. Ann. agron., vol. 12, 1: 13-49.
- VATAN (A.), 1967. Manuel de sédimentologie. Ed. Techn., Paris, 397 p.

- VIZIER (J.F.), FROMAGET (M.), 1970. Notice explicative de la carte pédologique de reconnaissance à 1/200 000 de la République du Tchad. Feuilles de Fianga et Laï. ORSTOM Paris, 88 p., 2 cart. h.t.
- VIZIER (J.F.), SAYOL (R.), 1970. Notice explicative de la carte pédologique de reconnaissance à 1/200 000 de la République du Tchad. Feuille de Bongor. ORSTOM Paris, 62 p., carte h.t.
- Vizier (J.F.), 1969. Choix et mise au point d'une méthode de dosage du fer ferreux applicable aux sols hydromorphes minéraux. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. VII, 3: 435-445.
- Vizier (J.F.), 1970. Etude des phénomènes d'hydromorphie et de leur déterminisme dans quelques types de sols du Tchad. Variations du potentiel d'oxydoréduction et des teneurs en fer ferreux dans des horizons hydromorphes caractéristiques soumis en laboratoire à une submersion prolongée. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. VIII, 1: 33-47.
- VIZIER (J.F.), 1971a. Etude des variations du volume spécifique apparent dans des sols hydromorphes au Tchad. Allure des phénomènes. *Cah. ORSTOM*, *sér. Pédol.*, vol. IX, n° 2: 133-145.

- VIZIER (J.F.), 1971b. Etude de l'état d'oxydoréduction du sol et ses conséquences sur la dynamique du fer dans les sols hydromorphes. *Cah. ORSTOM*, *sér. Pédol.*, vol. IX, 4: 373-397.
- VIZIER (J.F.), 1972. Essais expérimentaux pour l'étude de la formation des sols hydromorphes (Résumé de la communication faite à la Réunion des pédologues de l'ORSTOM, Paris 26 septembre 1972), 7 p. dactylogr.
- WACQUANT (J.-P.), 1968. L'analyse au laboratoire de la densité apparente des terres en vue de l'interprétation volumique des résultats d'analyses édaphiques. *Sci. du Sol*, n° 2 : 119-135.
- ZAYDEL'MAN (F.R.), OGLEZNEV (A.K.), 1963. Gley formation in the flood plain on the non chernozem zone. *Soviet Soil Sci.*, nº 1:30-37.
- ZOBELL (C.E.), 1946. Oxidation reduction potential of marine sediments. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geologist*, vol. 30: 477-513.
- ZYRIN (N.G.), GRINDEL (N.M.), 1964. Seasonal dynamics of the oxidation reduction potential and of acid soluble iron (Fe²⁺ and Fe³⁺) in sod-podzolic soils. *Soviet Soil Sci.*, n° 13, Doklady, Soil Sci.: 1400-1404.

ANNEXE II (1)

Méthodes de mesures et de dosages effectués sur des prélèvements réalisés in situ ou sur des modèles au laboratoire

1. DÉTERMINATION DU VOLUME SPÉCI-FIQUE APPARENT DANS LE SOL EN PLACE

Le volume spécifique apparent à l'humidité h est le rapport du volume d'un échantillon de terre humide au poids de cet échantillon séché à l'étuve.

a. Sur sol sec (voir 1^{re} partie, paragraphe 2.2.)

Après avoir établi une surface plane au niveau de l'horizon dans lequel on effectue la détermination, on creuse une cavité et on recueille la terre. Le volume de la cavité est déterminé en la remplissant de façon régulière et minutieuse avec du sable fin (fraction sableuse de 0,197 mm à 0,310 mm). On mesure le volume de sable versé.

b. Sur sol humide (voir 2e partie, paragraphe 2.2.1.)

La méthode est inspirée de celle de BURGER (1922) décrite par DUCHAUFOUR (1960). Elle consiste à enfoncer verticalement et en évitant tout tassement un cylindre métallique dont les dimensions sont : 7 cm de diamètre, 4 cm de hauteur.

On recueille donc dans le cylindre un volume de terre humide connu. La terre séchée à l'étuve est pesée. On effectue trois mesures par horizon.

La précision des deux méthodes de terrain est de 3 %.

2. DÉTERMINATION DU VOLUME SPÉCI-FIQUE APPARENT DE MOTTES A DIF-FÉRENTES HUMIDITÉS AU LABORA-TOIRE (voir 2^e partie, paragraphe 2.2.1.)

La motte séchée à l'étuve est pesée dans une capsule (p1). On ajoute une certaine quantité d'eau suivant l'humidité que l'on veut obtenir. L'eau est ajoutée en plusieurs fois au fond de la capsule de façon à ce

que la motte s'humecte progressivement (Mc INTYRE -LOVEDAY, 1968). On la met (toujours dans la capsule) sous une cloche de verre dans laquelle l'atmosphère est saturée d'eau (la cloche est reliée à un ballon d'eau chauffée). Le dessèchement de la motte est limité et on constate au bout de 5 heures que toute l'eau ajoutée dans la capsule et qui ne s'est pas évaporée, s'est répartie régulièrement dans la motte (on a mesuré sur plusieurs essais l'humidité de 5 fractions d'une même motte). La motte humide dans la capsule est pesée (p2). La motte ou une partie de la motte, ne contenant aucune fente pouvant être due aux fortes valeurs de l'humidité à un début de désagrégation, est plongée dans la paraffine liquide. La mesure de volume se fait sur un agrégat homogène dont le volume est supérieur à 20 centimètres cubes. Le résidu de terre humide restant dans la capsule est pesé immédiatement (p3) puis après un séchage à l'étude (p4). Le poids de la motte enrobée de paraffine (pesée avec une balance à fléau) est p5; quand la motte est immergée dans de l'eau ce poids est égal à p6.

Le poids de la motte sèche dont on mesure le volume à l'humidité h est : p1-p4.

Le volume de la motte enrobée de paraffine est p5-p6.

Le volume de la paraffine est : (p5-p2+p3) 1,11 (1,11 étant le volume spécifique de la paraffine).

Le volume de la motte à l'humidité h est :

$$p5-p6-(p5-p2+p3)\cdot 1,11$$

et le volume spécifique apparent est :

$$v = \frac{p5 - p6 - (p5 - p2 + p3) \cdot 1,11}{p1 - p4}.$$

L'humidité
$$h = \frac{(p2-p3) - (p1-p4)}{p1-p4}$$
.

⁽¹⁾ L'annexe I est parue in Cah. Orstom, sér. Pédol., vol. XII, n° 2, 1974, p. 198.

3. MESURE DU POTENTIEL D'OXYDORÉ-DUCTION (voir 2° partie, paragraphe 2.3.)

La mesure du potentiel d'oxydoréduction s'effectue avec le couple d'électrodes : platine-calomel saturé. Les conditions dans lesquelles sont faites les mesures ont déjà été précisées dans la 2^e partie, paragraphe 2.1.

L'électrode de platine est enfoncée dans le sol après qu'un cylindre de terre d'un diamètre égal à celui de l'électrode (8 millimètres) et d'une hauteur de 5 centimètres ait été enlevé à l'aide d'une mèche de bois (il n'y a pas de tassement de la terre). L'électrode pénètre sans effort dans la cavité obtenue : lorsque la spirale de platine touche le fond, elle est vissée dans le sol. La modification de l'état du sol par l'insertion de l'électrode est faible (Novikov, 1960) et il y a un bon contact entre le platine et la terre. L'électrode au calomel saturé est placée à proximité de celle de platine (la distance entre l'extrémité des 2 électrodes est la même pour toutes les mesures : 6 centimètres)

Le contact électrique est assuré par la solution du sol. On observe une variation de E_h avec le temps. On effectue la lecture sur le millivoltmètre lorsque la variation du potentiel est inférieure à 2 mV/mm (Bohn, 1968), ce qui se produit généralement 10 à 20 minutes après la mise en place des électrodes.

L'étalonnage de l'appareil est réalisé à l'aide d'une solution à E_h constant, contenant 0,003 M de ferrocyanure de potassium et 0,003 M de ferricyanure de potassium dans une solution à 0,1 M de chlorure de potassium : $E_h = 428$ mV à 25 °C (ZOBELL, 1946).

Le protocole est le même pour les mesures de potentiels sur monolithes, au laboratoire. Notons qu'après chaque mesure l'électrode de platine est nettoyée, plongée dans de l'acide sulfurique concentré puis abondamment lavée à l'eau permutée. On vérifie fréquemment l'étalonnage de l'appareil (environ après 5 mesures).

4. MESURE DU pH (voir 2^e partie, paragraphe 2.5)

Cette mesure est réalisée aux mêmes emplacements que celles de E_h , l'électrode de platine étant remplacée par une électrode de verre. La lecture du pH s'effectue après stabilisation de l'aiguille du pH mètre, soit 2 minutes environ après la mise en place des électrodes

5. DOSAGE DU FER FERREUX (voir 2° partie, paragraphe 2.3.)

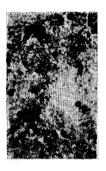
On suit toujours le même protocole, que les prélèvements soient faits sur les sols en place ou sur des monolithes au laboratoire.

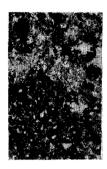
Un prélèvement de 1 à 3 grammes de terre est mis immédiatement dans un erlenmeyer contenant 50 millilitres de chlorure d'aluminium à 0,5 % et conservé à l'abri de la lumière. Après 24 à 48 heures de contact, on centrifuge puis on filtre le liquide surnageant sur lequel on dose le fer ferreux par spectrophotométrie à 5 200 Å après addition d'un réactif constitué de solution tampon standard d'acétate (pH 4,62) contenant 0,2 % de 2-2' dipyridyl. Le poids de terre du prélèvement est déterminé après séchage à l'étuve à 105 °C (Mise au point de la méthode, VIZIER, 1969).

PLANCHE IV

DIFFÉRENTS ASPECTS DE LA RÉPARTITION DU FER DANS LES HORIZONS PROFONDS A GLEY, EN FONCTION DE LA POSITION DES PROFILS SUR LA SÉQUENCE

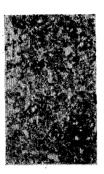
Échelle approximative : 1/1.

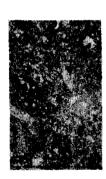




Рното 1. — Gley de profondeur du profil GL 11 (haut de séquence), profondeur : 140-150 cm.

La répartition homogène du fer ne s'observe que par place. Cet horizon présente encore des caractères de pseudogley.





Рното 2. — Gley de profondeur du profil GL 14 (partie moyenne de la séquence), profondeur : 100-110 cm.

Répartition du fer plus homogène que sur la photographie précédente.





Рното 3. — Gley de profondeur du profil GL 25 (bas de séquence), profondeur : 80-90 cm.

Répartition homogène du fer dans le fond matriciel ; de petits nodules d'hydroxydes subsistent (voir planche II, photographie 5).

(Photographies: R. DERUELLE)