

Les oxydisols de la Polynésie française. Caractérisation et fertilité

Rémi JAMET

Centre ORSTOM de Bondy — 70-74, route d'Aulnay, 93140 Bondy-France

RÉSUMÉ

Les oxydisols correspondent à la couverture pédologique la plus ancienne de Tahiti, recouvrant les vestiges de la pente primitive modérée des cônes volcaniques.

Ils y constituent, à basse altitude, le terme normal de la pédogenèse. Ce sont des sols riches en certains éléments métalliques (fer et titane), et en matière organique, mais quasi dépourvus de minéraux argileux. Il en découle des propriétés très particulières : une forte stabilité structurale, une perméabilité élevée induisant un régime hydrique déficitaire, une capacité d'échange de cations dépendante du pH, un fort pouvoir fixateur du phosphore.

Désilicifiés et désalcalinisés, dotés de bonnes propriétés physiques, les oxydisols ont une fertilité chimique naturelle extrêmement basse. Il est possible d'y remédier en ayant recours notamment à un amendement spécifique, le silicate de calcium.

MOTS-CLÉS : Tahiti — Sols ferrallitiques — Oxydisols — Desilicification — Charges variables — Titane — Fixation du phosphore — Silicate de calcium.

ABSTRACT

THE OXIDISOLS IN FRENCH POLYNESIA. CHARACTERIZATION AND FERTILITY

Oxidisols correspond to the oldest soil mantle in Tahiti which covers the relicts of the gentle original slope of the volcanic cones.

They represent at low altitudes the final phase of soil genesis. These soils are rich in certain metallic compounds (iron and titanium) and in organic matter, but they are almost devoid of clay minerals. Therefore, they show some extremely particular properties such as a high structural stability, a high permeability which leads to a poor water regime, a pH-dependent cation exchange capacity and a high phosphorus fixing power.

The oxidisols which are desilicated and desalkalinized and are characterized by good physical properties show a very low natural chemical fertility which can be offset using mainly a specific improvement such as calcium silicate.

KEY WORDS : Tahiti — Ferrallitic soils — Oxidisols — Desilication — Variable charges — Titanium — Phosphorus fixation — Calcium silicate.

INTRODUCTION

Les oxydisols sont caractérisés par une accumulation presque exclusive d'oxydes et d'hydroxydes métalliques et sont quasi dépourvus de minéraux argileux. Partie intégrante des sols ferrallitiques (C.P.C.S.-1967) ils ont été érigés au rang de Classe par P. SEGALEN *et al.* (1979).

Les oxydisols constituent une part importante de la couverture pédologique de nombreuses îles du Pacifique Sud dont Tahiti en Polynésie française. Ils correspondent au terme normal de la pédogenèse en climat tropical humide de basse altitude, sur des roches éruptives basiques, roches relativement pauvres en silice et en aluminium. Cependant cette évolution est modifiée

par la podzolisation en climat plus froid au-dessus d'une altitude de 900 à 1 000 m (JAMET 1984, 1985).

Les oxydisols sont très diversifiés en fonction de la nature et des proportions de leurs constituants minéraux. Entre les deux pôles que sont les oxydisols ferritiques sur roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie et les oxydisols allitiques sur calcaires coralliens recouverts de ponces volcaniques des îles Loyauté (TERRICNIER 1971 ; LATHAM, 1980) il existe toute une gamme d'autres oxydisols de composition intermédiaire ou enrichis en d'autres métaux (QUANTIN, 1976-1978). A Tahiti, l'abondance du titane conduit à des oxydisols ferrito-allitico-titaniques dont les horizons superficiels sont caractérisés par une forte accumulation de minéraux denses, riches en fer et en titane, et de gibbsite (JAMET, 1983).

Les oxydisols de Tahiti sont liés aux unités morphologiques les plus stables. Ils n'apparaissent que sur les « plateaux » faiblement inclinés, vestiges de la surface primitive des cônes volcaniques. Leur pérennité est assurée parce qu'ils sont protégés d'une érosion violente, grâce à la pente modérée et à leur forte perméabilité. Ces deux facteurs associés favorisent l'infiltration des eaux météoriques, mettant ces sols à l'abri du ruissellement qui, ailleurs, sur les pentes plus fortes, conduit à l'ablation des horizons superficiels.

Mais il en résulte une contrepartie : les eaux de percolation abondantes et chaudes qui traversent le sol, y entretiennent une érosion chimique intense, réduisant à l'extrême les bases et les silicates, et ainsi son potentiel de fertilité.

1. Présentation du milieu. Situation des oxydisols

Tahiti, la plus grande des îles de l'archipel de la Société, en Polynésie française (1 060 km²), est située au milieu du Pacifique Sud par 17°40 de latitude sud, 149°25 de longitude ouest.

Elle résulte de la jonction de deux édifices volcaniques réunis sur 2 km par l'isthme de Taravao. Le premier (Tahiti Nui, l'île), dont le diamètre atteint 30 km, date de 800 000 ans (DUNCAN et Mc DOUGALL, 1976), le second (presqu'île de Tiaiarapu), est plus récent (400 000 ans) et aussi plus petit, s'allongeant selon un axe NO-SE sur 22 km pour une largeur moyenne de 13 km.

Essentiellement constitués par l'empilement de coulées de laves de pendage voisin de 8°, ces édifices sont aujourd'hui profondément disséqués par l'érosion et davantage sur leur flanc est, soumis de plein fouet aux alizés. Les phénomènes de subsidence s'y ajoutant, Tahiti apparaît aujourd'hui sous la forme de deux cônes volcaniques surbaissés, entourés d'un récif corallien et profondément entaillés par de nombreuses vallées radia-

les aux bassins versants étroits, aux bassins de réception en forme d'amphithéâtres. Dans le secteur montagneux de l'intérieur où apparaissent les plus hauts sommets et qui incluent la caldeira, les interfluves sont réduits à des lignes de crêtes. Elles font place à des plaines, reliques de la surface primitive, lorsqu'on se rapproche du rivage. De largeur variable, ces dernières s'étendent sur une profondeur pouvant atteindre 8 à 9 km à l'ouest de l'île ou de la presqu'île. Ces unités morphologiques, les plus marquantes, sont elles-mêmes soumises à une érosion active qui y a cependant épargné de multiples secteurs. Ce sont les « plateaux », de superficie généralement réduite dans l'île, plus largement développés dans la partie ouest de la presqu'île, domaine des oxydisols.

La pente, parfois très douce (2 à 3 %) croît au fur et à mesure que l'on gagne en altitude jusqu'à 15, voire 20 %. Les oxydisols n'y dépassent pas la limite altitudinale de 900 ou 1 000 m ; au-delà se différencient des sols marqués par une accumulation superficielle de matière organique.

Seule Tahiti, la plus récente des îles de l'archipel de la Société, recèle encore de tels vestiges, bien conservés, de la surface la plus ancienne des coulées basaltiques de la Polynésie.

Le climat est du type tropical humide ; il est fortement tempéré par l'océan et la présence d'un important relief. Les précipitations augmentent très rapidement avec l'altitude en fonction de l'orientation aux vents dominants, de Sud-Est : les plateaux de l'île orientés à l'ouest reçoivent de 2 à 3 m d'eau chaque année et les autres entre 3 et 4 m, tandis que les précipitations dépassent 10 m dans les secteurs montagneux les plus arrosés. La température moyenne annuelle s'élève à 25°7 au niveau de la mer, et décroît régulièrement avec l'altitude.

La végétation est très secondarisée (ancienneté de l'occupation humaine, feux) ; une fougère, *Gleichenia linearis* (Anuhe), colonise la grande majorité des plateaux, en peuplement souvent monospécifique. Cette « lande à Anuhe » peut localement s'enrichir d'espèces ligneuses provenant de la forêt voisine ; c'est ainsi qu'apparaissent des pieds isolés de *Metrosideros collina* (Pua Rata), d'*Hibiscus tiliaceus*, et aux plus basses altitudes des espèces introduites tel *Psidium guajava*, le goyavier jaune qui peut devenir envahissant, ainsi qu'une graminée, *Melinis minutiflora* constituant de larges placages.

2. Des sols peu profonds de texture fine

Les oxydisols de Polynésie, de couleur brun chocolat à brun-rouge ou brun-jaunâtre, sont généralement peu épais. L'érosion, bien que peu visible, s'oppose

cependant à leur approfondissement. La profondeur la plus courante des horizons A et B, réduite parfois à 2 ou 3 dm, est généralement inférieure à 1 m. Au-dessous, la zone d'altération, d'épaisseur variable, présente une grande variété d'aspects : gris-brun à reflets violacés, jaunâtre mouchetée de lithoreliques gris-violacé ou bariolée de plages rouille, bigarrée parfois avec abondance de minéraux très altérés, augites et olivines. La présence d'éléments de la roche, de toutes tailles, souvent en boules, y est fréquente, mais la roche en place n'apparaît que très rarement en deçà de 2 m.

La texture apparente est limono-sableuse, cependant que l'analyse révèle une texture réelle plus fine.

Il est impossible, ainsi que l'a déjà observé PERNET (1954) à Madagascar, d'assigner une composition granulométrique bien définie à ces sols dont la fraction « sable fin » est surtout faite de micro-agrégats très stables formant des pseudosables. Ceux-ci renferment une grande proportion d'argile granulométrique et sont difficilement dispersables par les méthodes classiques.

Une expérimentation, conduite par TERCINIER (1969), a montré que la dispersion était plus complète si les échantillons étaient traités humides plutôt que séchés à l'air et traités par la soude ou l'ammoniaque plutôt que par l'hexamétophosphate. Mais seul un traitement aux ultrasons permet d'obtenir une dispersion satisfaisante et reproductible.

Le profil moyen se présente ainsi :

Profil MAR3 = Plateau de Toahotu au S.W. de la presqu'île. Altitude : 110 m. Pente : 7 à 10 %. Pluviosité moyenne annuelle : 2 985 mm. La végétation est une fougère arbustive à *Gleichenia linearis* et *Psidium guajava* (goyavier jaune). La roche-mère est un basalte microlithique à débit prismatique (laves basaltiques d'épanchement terminal).

En surface, sur 5 cm = chevelu dense de racines de fougères.

0-20 cm (A1) = sec ; brun foncé (10YR3/3) ; humifère (8 % de matière organique) ; limono-argileux ; très peu de graviers de basalte, altérés, friables ; structure polyédrique éoussée nette très fine à fine, agrégats bien déliés ; vides importants ; meuble ; très poreux ; abondantes racines fines pénétrant les agrégats ; transition nette, régulière.

20-45/50 cm (AB) = frais ; brun jaunâtre sombre (10YR3/5) ; environ 3 % de matière organique ; très peu de graviers de basalte, altérés, friables ou ferruginisés et durcis ; limono-argileux ; non collant, non plastique ; structure polyédrique anguleuse ou éoussée, très fine ; meuble ; très poreux ; racines fines et moyennes ; transition ondulée.

45/50-115 cm (C1) = frais ; brun jaunâtre foncé (10YR4/4) ; altérite friable ; structure massive ; limono-sableux ; fissures avec revêtements brunâtres (Fe et Mn) ; quelques noyaux gris-brun de basalte faiblement altéré à débit polyédrique ; racines fines et moyennes, surtout dans les fissures.

3. Une stabilité structurale élevée

La structure des oxydisols est fine et très stable. Même sous culture intensive, malgré les multiples travaux et l'exposition aux intempéries, sa dégradation est limitée et lente.

Le fer (et surtout la magnétite) y joue vraisemblablement, avec la matière organique, un rôle important. Dans ces sols à charges variables (1), la coexistence de charges positives et négatives provoque des liens de nature électrostatique entre les différents constituants et entre les constituants de même type, contribuant à la stabilité des agrégats (EL SWAIFY, 1980). Cette stabilité d'origine électrostatique est dépendante du pH (TAMA et EL SWAIFY, 1978). Cela a une implication importante pour ce qui concerne la fertilisation, le chaulage en particulier, qui peut réduire les liens intra-agrégats et éliminer la plupart des charges positives, au détriment peut-être de la structure (EL SWAIFY, 1980). Mais heureusement cependant pour leur stabilité, les liens intra-agrégats ont aussi, ainsi que le soulignent EL SWAIFY et EMERSON (1975), TAMA et AL SWAIFY (1978), une autre origine non-électrostatique.

Le coefficient I_s d'instabilité structurale est toujours très faible, inférieur ou égal à 0,1, pour une grande partie des échantillons étudiés, ce qui souligne la stabilité structurale exceptionnelle de ces sols (hors des normes habituelles). Il ressort en effet de l'analyse, quel que soit le traitement, une proportion d'agregats stables extrêmement élevée.

Corrélativement, la perméabilité, sauf exception, est aussi très bonne, se traduisant souvent par un filet continu à la base des tubes de mesure. Bien qu'il faille étendre vers la gauche, le graphique $\log_{10}K/\log_{10}I_s$, on constate que la corrélation classique de HENIN (1976) demeure valable (Fig. 1).

4. Des sols poreux au régime hydrique déficitaire

Le poids spécifique du matériau constitutif de ces sols, riche en fer et en titane, est très élevé. La densité réelle peut en effet atteindre 3,6 dans les horizons supérieurs et ne descend pas au-dessous de 3 dans l'altérite. A l'inverse, la densité apparente est faible en surface où elle oscille entre 0,6 et 0,9, sous végétation naturelle ; elle croît progressivement jusqu'à 1,2 ou 1,5 avec la profondeur. Cela traduit une porosité élevée ; elle dépasse 70 % en surface et se maintient généralement au-dessus de 60 % en profondeur.

Le régime hydrique du sol est, pour partie, fonction de la quantité, comme de la qualité des matières colloïdales qu'il renferme. Constitués essentiellement d'oxyhydroxydes métalliques, les oxydisols retiennent mal l'eau. Les plus riches en ces éléments ont une capacité de rétention d'eau de 20 à 30 % à pF 3.0.

(1) Cf. chap. 6.

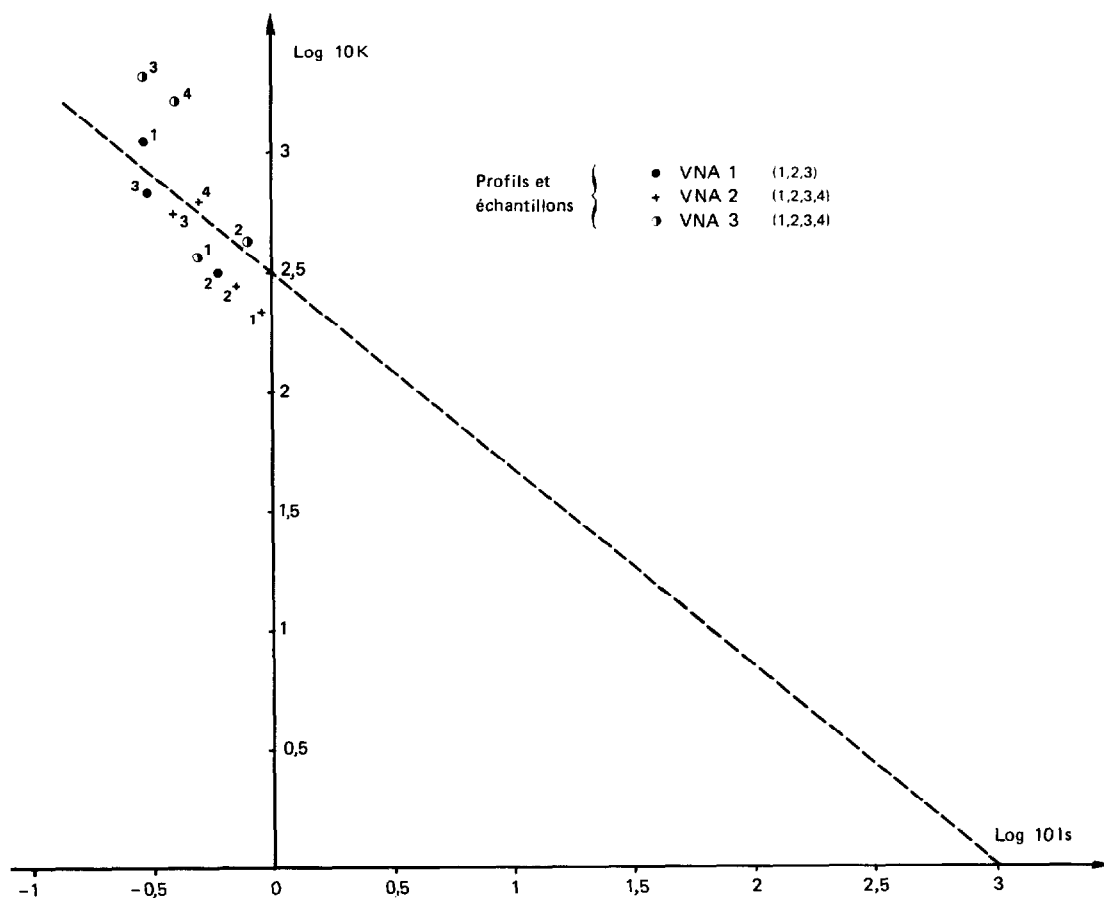


FIG. 1. — Relation stabilité structurale-perméabilité

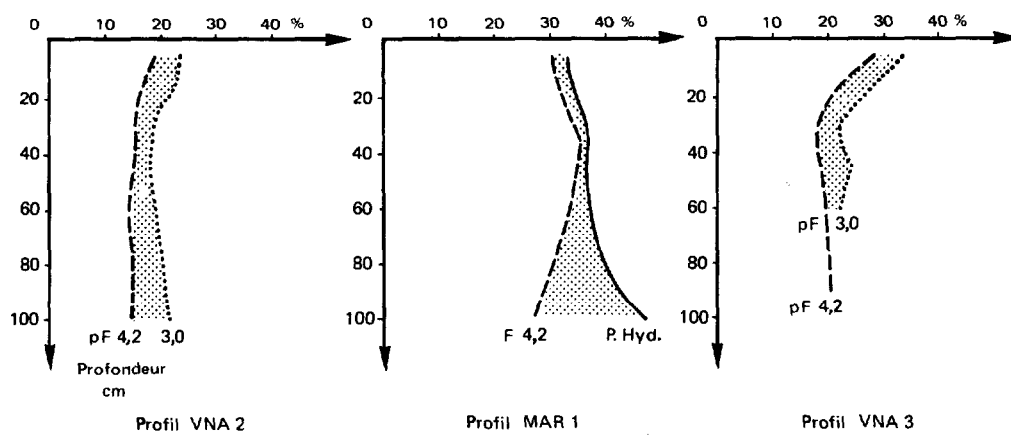


FIG. 2. — Réserve hydrique utile

Les humidités de rétention mesurées au laboratoire (à pF 3.0) ou in situ (à partir des profils hydriques) étant toutes deux assez proches des humidités de flétrissement (pF 4.2), la réserve hydrique utile est faible (fig. 2). Exprimée en « équivalent hauteur d'eau », elle correspond grossièrement à une lame d'eau de 5 mm pour une tranche de sol de 10 cm d'épaisseur.

La finesse de la texture, associée au développement et à la stabilité de la structure, est très favorable à l'excellent drainage qui caractérise ces oxydisols. Ceux-ci ont, vis-à-vis de l'eau, un comportement de sols à dominante sableuse. L'eau s'infiltré très rapidement jusqu'à l'altérite au niveau de laquelle se développe un écoulement latéral dans le sens de la pente, dont l'importance est variable avec le développement de la macroporosité. La grande perméabilité, associée à l'écoulement interne des eaux de drainage, permet d'éviter l'engorgement du sol en période pluvieuse et donc le ruissellement. Celui-ci n'apparaît que lors des précipitations exceptionnellement fortes et prolongées.

Le ressuyage des sols est rapide et l'assèchement apparaît peu de temps après l'averse. C'est là le problème majeur rencontré par les agriculteurs : ils doivent, pour les cultures annuelles et malgré une bonne répartition des précipitations, recourir à l'irrigation.

5. Un complexe d'altération désilicifié

Dans les oxydisols, il n'y a plus trace de minéraux primaires, l'analyse triacide n'y laisse qu'un très faible résidu d'attaque, inférieur à 1 %. La composition du complexe d'altération est largement dominée par les oxydes ou hydroxydes métalliques, de fer, d'aluminium, de titane qui, ensemble, peuvent dépasser 80 % du poids de sol sec, mais sont inégalement répartis dans le profil. Il apparaît une certaine éluviation de l'alumine et conséquemment une importante accumulation relative de fer et de titane dans les horizons de surface (fig. 3).

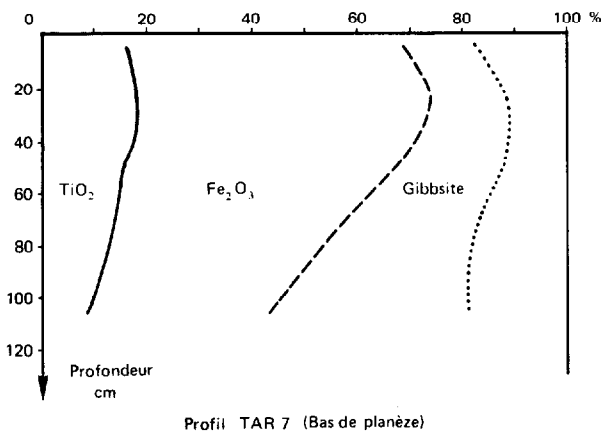


FIG. 3. — Pourcentages pondéraux de TiO₂, Fe₂O₃, gibbsite

5.1. LA SILICE

L'accumulation relative de fer et de titane résulte aussi et surtout d'une désilicification soit partielle, soit quasi totale sur 1 ou 1,5 m. Ce n'est qu'au niveau du « mamu » (nom tahitien désignant l'altérite friable) que réapparaît la silice à des teneurs parfois assez importantes, sous forme de minéraux argileux.

Rapidement libérée dès les premiers stades de l'altération du basalte, lors de l'hydrolyse des silicates, la silice est déjà en partie entraînée par les eaux de percolation, tandis qu'une partie se combine à l'alumine pour donner de l'halloysite qui se transforme très rapidement en métahalloysite.

Cette évolution est décrite pour les sols jeunes sur basalte du Cameroun par SIEFFERMANN *et al.* (1968-1969-1973). Selon cet auteur, la métahalloysite se formerait à partir de l'halloysite par déshydratation. La concentration trop élevée des solutions ne permet pas la formation de kaolinite bien cristallisée, ni même, ici, contrairement à ce que l'on observe à Rapa, île la plus méridionale de la Polynésie au climat plus frais, de kaolinite désordonnée. Présente en quantité parfois notable à la partie supérieure du « mamu », la métahalloysite disparaît totalement des horizons A et B ; elle est progressivement désilicifiée au fur et à mesure que le sol évolue, laissant pour résidu l'alumine.

Cette désilicification de la partie supérieure des oxydisols correspond à une perte de matière par rapport à la roche saine d'environ 40 % et induit des rapports moléculaires SiO₂/Al₂O₃ extrêmement bas, n'atteignant généralement pas 0,1, bien souvent inférieurs à 0,01 (tabl. I).

5.2. L'ALUMINIUM

Ces sols désilicifiés sont, par contre, plus ou moins riches en alumine libre. A l'horizon éluvié jusqu'à des profondeurs de 50 à 70 cm, qui n'en renferme que de 10 à 20 %, succède un horizon d'illuviation où les teneurs en alumine peuvent dépasser 30 %, ce qui correspond à un coefficient de lessivage dépassant parfois 1/3.

Sur toute la partie supérieure du profil (1 à 1,5 m), il y a néoformation de gibbsite dont les teneurs calculées peuvent dépasser 45 % au sein de l'horizon illuvial.

La quasi-totalité de l'alumine est sous cette forme. Il n'y a que très peu, environ 1 %, parfois même seulement des traces, d'alumine amorphe ou plus vraisemblablement cryptocristalline ou très finement cristallisée (d'après les courbes de dissolution par HCl, 4N).

Rare ou absente dans la fraction < 2 μ, la gibbsite appartient à des minéraux de taille > 2 μ, voire 20 μ (tabl. II). Quant aux ions Al³⁺ échangeables (1 à 2 mé/100 g) présents en surface, ils disparaissent presque totalement en profondeur.

TABLEAU I

Analyse chimique de 2 oxydisols des plateaux de Taravao. Altitude : TAR = 640 m — VNA = 40 m

Echant.	Prof./ cm	Perte au feu %	Résidu %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂ Al ₂ O ₃ (mol.)
				%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
TAR													
210-1	0-10	24,9	1,20	1,75	18,3	40,5	11,3	0,154	0,30	1,04	0,04	0,15	0,16
210-2	40-50	19,2	0,20	3,15	24,5	40,5	11,0	0,148	0,18	0,98	0,04	0,15	0,22
210-3	100-110	20,4	0,40	2,80	33,3	32,0	9,25	0,226	0,24	1,23	0,06	0,11	0,14
210-4	180-200	17,9	0,40	8,60	31,8	30,3	8,60	0,269	0,30	1,23	0,08	0,22	0,46
VNA													
2-1	0-10	15,3	0,85	<0,05	12,7	52,3	15,2	0,393	0,05	2,27	0,03	0,04	<0,01
2-3	25-35	12,7	0,60	<0,05	14,6	53,3	15,4	0,372	0,05	2,14	0,01	0,04	<0,01
2-6	90-100	18,4	0,2	0,85	29,5	37,7	10,3	0,281	0,04	0,93	0,01	0,06	0,05
Basalte sain (moyenne pour 8 échantillons)				43	15	14	3,6	0,16	9	7	1,2	2	4,87

5.3. LE FER

Bien que la roche-mère basaltique n'en renferme que de 12 à 15 %, le fer est, soit l'élément majeur des oxydisols, soit, avec l'alumine l'un des deux éléments dominants.

Les teneurs moyennes en fer total, exprimées en Fe₂O₃, sur 1 à 1,5 m, varient d'un secteur à l'autre entre 32 et 50 %. Comme le titane, le fer ne peut migrer que de façon très limitée en ce milieu bien drainé et oxydant que constituent les oxydisols ; il s'y accumule, particulièrement en surface, au fur et à mesure que les élé-

ments solubles ou mobiles sont emportés. Ceci est très net dans les sols des bas-plateaux où le coefficient d'enrichissement (teneur moyenne entre 0 et 50 cm/teneur de l'altérite) peut atteindre 1,6/1 voire 2/1, ce qui correspond pour la tranche 0-50 cm à des teneurs comprises entre 50 et 55 % de Fe₂O₃.

La majeure partie du fer est fortement retenue dans des édifices cristallins, magnétite et hématite surtout, particulièrement abondantes dans les fractions 2-20 μ et, à un degré moindre, goéthite plus finement cristallisée (<2μ).

TABLEAU II

Analyses minéralogiques. 5 = très importante ; 4 = importante ; 3 = assez importante ; 2 = peu ; 1 = très peu ; T = traces

Echant.	Prof./cm	Anatase		Gibbsite		Magnétite		Hématite		Goéthite		Ilménite		Halloysite		Métahalloys.	
		<2μ	2-20μ	<2μ	2-20μ	<2μ	2-20μ	<2μ	2-20μ	<2μ	2-20μ	<2μ	2-20μ	<2μ	2-20μ	<2μ	2-20μ
TAR 171	0-10	4	2		2	2	4	2	5	2							
TAR 172	40-50	4	2		2		4	2	5	2							
TAR 174	110-120			1	4		4		4	T				1			1
TAR 176	190-200			3	T	4		3								2	2
TAR 177	280-300			1	4		1		4		T					2	2
VNA 12	10-20	4	3	2	4		2		4	3	2						
VNA 14	40-50	4	3	3	4		4		4	3	2		1				
VNA 17	120-130	4	3	3	4		3		3	3	1						

Les formes du fer susceptibles d'être mobilisées par les processus pédogénétiques ne représentent que 25 à 50 % du fer total. Parmi celles-ci, il n'y a que très peu ou seulement des traces d'hydroxyde de fer véritablement amorphe. Les courbes de dissolution par HCl 4N (QUANTIN, LAMOUREUX, 1974) révèlent par contre une phase finement ou très finement cristallisée ou cryptocristalline, rapidement soluble, pouvant atteindre de 1 à 8 %.

5.4. LE TITANE

De l'analyse de huit échantillons de divers types de roches basaltiques de Tahiti, il ressort une proportion moyenne de titane de 3,6 % (3,3 à 4,2 %). Des analyses effectuées par Mc BIRNEY et AOKI (1968) indiquent, pour des basaltes de la même île, des teneurs semblables (3,2 à 4,8 %). Le basalte de Tahiti est un basalte lourd, riche en magnésium, calcium et titane (BROUSSE, 1969).

Quant aux sols, ceux des plateaux en particulier, ils sont fortement enrichis en oxyde de titane comparativement à leur roche-mère ; les teneurs y sont triplées ou quintuplées. Comme pour le fer, il s'agit d'un enrichissement relatif ou résiduel provoqué par l'élimination d'une grande partie des autres composants dont, essentiellement, la silice et les bases.

Cet enrichissement est toutefois très inégal dans le paysage tahitien. Si elles ne dépassent pas 8 % en moyenne sur 1 m, sur les plateaux de la grande île, les teneurs en TiO_2 sont supérieures à 10 % sur ceux de la presqu'île et tout particulièrement sur les bas-plateaux, en deçà de la cote approximative des 150 m. Sur la tranche 0-50 cm de ces sols, la teneur en TiO_2 atteint parfois près de 20 % (tabl. III).

La phase solide de ces sols correspond au tiers environ

TABLEAU III
Le titane dans les sols des plateaux de la presqu'île

Profondeurs-cm		0-10	40-60	110-120	140-150	200-220
Teneurs en TiO_2 %	Bas des plateaux < 150 m	16,2	14,7	10,2	9,8	-
	Haut des plateaux	13,1	10,2	10,2	9,8	9,8

de leur volume. Les oxydes de titane occupent à eux seuls, dans le mètre supérieur, en moyenne 3,2 % du volume total ou près de 10 % du volume solide (fig. 4).

Les bas-plateaux de la presqu'île, les plus riches en cet élément, recèlent sur une profondeur de 1 m, environ 130 kg de TiO_2 par m^2 , soit 1 300 t à l'hectare. Entre 1 et 2 m, la teneur volumique ne décroît que faiblement, mais sans doute davantage au-delà.

Sous quelles formes se présente le titane dans les oxydisols ? L'observation microscopique de lames minces de roches permet d'y déceler des grains de titanomagnétite et des augites titanifères.

Dans les sols, les augites se sont altérées, libérant leur titane. La magnétite héritée est presque toujours présente et souvent abondante dans les fractions $> 2 \mu$; une grande partie du titane s'y trouve incluse. De même, une partie du fer du réseau de l'hématite, abondante dans les fractions 2-20 μ du sol, peut être remplacée par du titane conduisant à la titanohématite (CAILLÈRE-HÉNIN, 1963). L'anatase est aussi un minéral constant de ces sols ; souvent important dans la fraction $< 2 \mu$, il apparaît très nettement sur les diffractogrammes de R.X (raie importante à 3,52Å). La répartition du titane entre les différentes formes minéralogiques varie très largement d'un sol à l'autre.

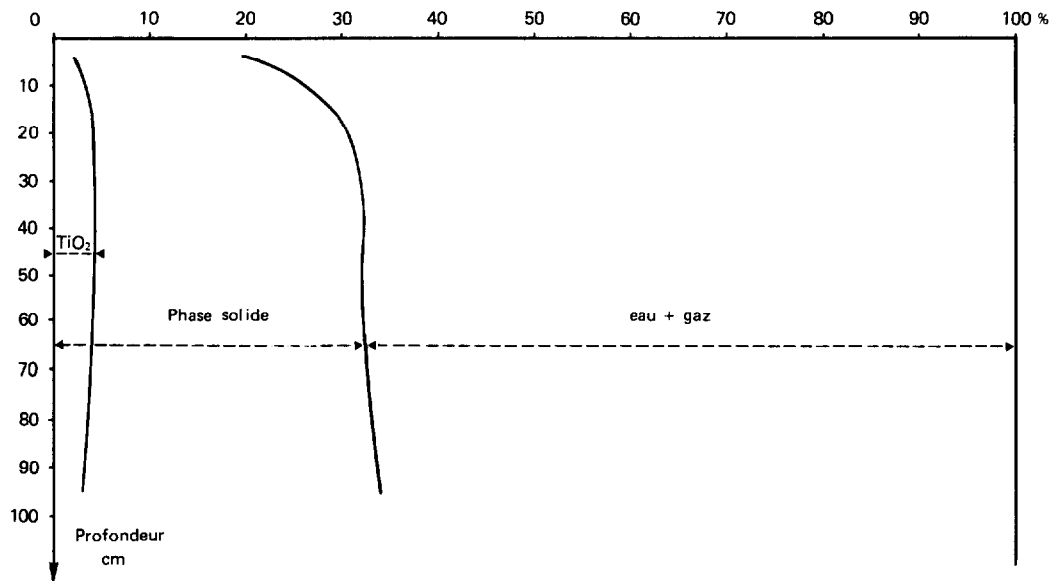


FIG. 4. — Volumes occupés par la phase solide totale et par le titane.

6. Des sols très acides et une capacité d'échange variable avec le pH

Dans les oxydisols dépourvus de minéraux argileux, la capacité d'échange des horizons humifères provient

essentiellement de la matière organique. Mesurée sur des échantillons conservés humides et tamponnés à pH 7,0, elle est, pour l'horizon A1, comprise 20 et 40 mé/100 g.

Dans les horizons minéraux, constitués pour l'essen-

tiel d'oxyhydroxydes de fer, d'aluminium et de titane, elle atteint dans les mêmes conditions, 8 à 15 mé/100 g et parfois davantage, ce qui représente des valeurs élevées en l'absence d'argile minéralogique.

Des mesures effectuées en milieu non tamponné c'est-à-dire au pH réel du sol, ou en milieux tamponnés à pH 5,5 et 8,5 font apparaître une capacité d'échange très largement variable et croissante avec le pH. Une perte importante de capacité d'échange apparaît aussi si les échantillons sont préalablement séchés à l'air.

Le point isoélectrique des oxydisols est sans doute très proche de celui des oxyhydroxydes métalliques, leurs constituants quasi exclusifs. Pour les oxyhydroxydes de fer aussi bien que d'aluminium, il est voisin de 7 (PARKS, 1965 ; ATKINSON *et al.*, 1967 ; EL SWAIFY, 1976) ; mais il peut être abaissé par des quantités importantes de matière organique (VAN RAIJ et PEECH, 1972 ; TAMA et AL SWAIFY, 1978). Au-dessous du point isoélectrique dominant les charges positives, et au-dessus de celui-ci les charges négatives. Cela explique la surestimation de la capacité des oxydisols à retenir les cations lorsque leur capacité d'échange est mesurée en milieu tamponné à pH 7,0 (fig. 5).

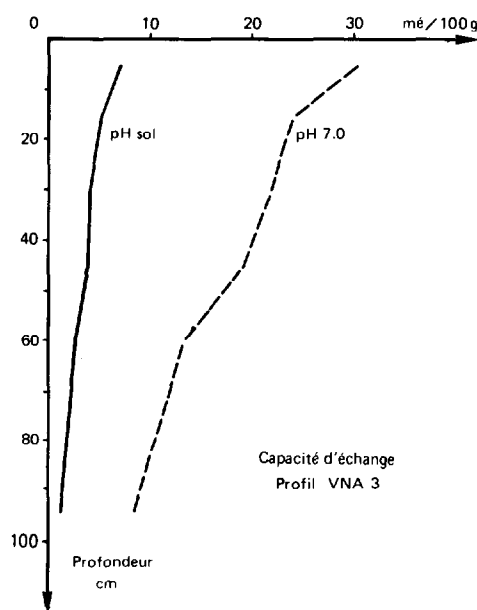


FIG. 5. — Capacité d'échange (profil VNA 3).

Dans ces sols fortement acides où Δ pH (pH KCl-pH H₂O) n'est que rarement positif, le pH oscille entre 4,5 et 5,5 dans l'horizon humifère et il croît en profondeur. A son pH naturel, la capacité d'échange de cet horizon varie, selon le profil, de 6 à 20 mé/100 g pour une valeur moyenne de 12 mé. Dans les horizons minéraux, elle n'est plus que de 1 à 4 mé/100 g (moyenne = 2,5 mé).

Le fait de la mesurer à pH 7,0 conduit donc à surestimer de 2 à 4 fois la capacité d'échange des horizons Al des oxydisols, et donc à une surestimation moyenne de 16 mé/100 g qui ne décroît que très peu dans les horizons de forte pénétration humifère. Pour les horizons minéraux, cette surélévation, qui est en moyenne de 8 mé/100 g, peut atteindre des valeurs fort élevées. C'est ainsi que, pour certains secteurs, elle peut passer de 1 à 14 mé/100 g selon que le milieu est conservé à son pH naturel ou tamponné à pH 7,0.

En outre, ces sols à pH acide ont une capacité d'échange anionique élevée qui explique, en partie, leur forte capacité de rétention du phosphore.

7. Des sols désalcalinisés

Globalement, les quatre éléments alcalino-terreux et alcalins exprimés sous forme d'oxydes (CaO, MgO, K₂O, Na₂O) entrent pour près de 20 % dans la constitution des basaltes de Tahiti (tabl. IV).

TABLEAU IV
De la roche au sol, une rapide désalcalinisation
(chiffres exprimés en pourcentages)

	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Somme
Roche basaltique saine (moyenne pour 8 échantillons)	9,13	6,90	1,23	1,97	19,23
Cortex d'altération d'une boule de basalte	2,06	2,08	0,96	0,56	5,66
Altérite contiguë	0,09	0,81	0,05	0,06	1,01
PUS 11 (0-7 cm)	0,15	1,03	0,04	0,20	1,42
PUS 12 (12-20 cm)	0,11	1,04	0,03	0,25	1,43
PUS 14 (40-50 cm)	0,14	0,82	0,04	0,19	1,19
PUS 15 (90-100 cm)	0,15	0,82	0,03	0,15	1,15

Sous l'effet de l'action hydrolysante de l'eau, ces éléments sont rapidement mis en solution et entraînés dès les tous premiers stades de l'altération. Dans le cortex d'altération d'une boule de basalte, les 3/4 ou les 4/5 en sont déjà évacués et l'altérite contiguë qui en résulte n'en renferme guère plus que les oxydisols : 1,2 % en moyenne dans les horizons minéraux, un peu plus en surface (1,5 %) grâce aux apports du cycle biogéochimique. Relativement épargnée, la magnésie à elle seule constitue environ 75 % de cette réserve minérale sur l'ensemble du profil (tabl. IV).

Il en découle des teneurs en bases échangeables généralement inférieures à 0,2, voire 0,1 mé/100 g au sein des horizons minéraux. Elles croissent un peu dans les horizons humifères où leur somme, sous végétation naturelle, varie de 0,8 à 2,6 mé/100 g, dont 70 à 80 % de calcium + magnésium, avec dominance soit de l'un soit de l'autre.

En référence à la capacité d'échange à pH 7,0, la désaturation est extrême, le taux de saturation n'atteignant pas, en moyenne, 6 % dans les horizons A1, 3 % dans les horizons minéraux. Si l'on se rapporte à la capacité d'échange réelle du sol, ce taux peut approcher 20 % dans l'horizon A1, mais demeure inférieur à 5 % au-dessous. En outre, à l'acidité souvent forte des horizons humifères de ces sols (pH H₂O = 4 à 5) est liée la présence de teneurs relativement importantes d'aluminium échangeable pouvant atteindre 2 mé/100 g (extraction par KCl). L'importance de cet élément dans le cortège des ions métalliques fixés par le complexe absorbant, est généralement calculée selon l'expression suivante (KAMPRATH, 1970, dans UEHARA 1977) où les teneurs de tous les ions sont exprimées en mé/100 g :

$$\text{Saturation par l'aluminium \%} = \frac{\text{Al} \times 100}{\text{Al} + \text{Ca} + \text{Mg} + \text{K} + \text{Na}} ;$$

elle peut ici dépasser 40 %.

Sans atteindre un niveau de toxicité aluminique, il faut craindre un déséquilibre ionique et une carence en Ca, Mg et K pour la nutrition des plantes.

8. Des sols riches en matière organique

La grande majorité des sols des « plateaux » de Tahiti entrent dans le groupe « humifère » de la Classification française des Sols (C.P.C.S., 1967). C'est dire leur richesse en matière organique. A l'origine de celle-ci se trouve une couverture végétale naturelle constituée généralement de fougères en peuplement monospécifique (*Gleichenia linearis*) constituant de véritables landes très caractéristiques (les landes à Anuhe).

C'est ainsi que les teneurs en matière organique atteignent 9 % en moyenne au sein de l'horizon humifère A1, épais d'une quinzaine de cm et jusqu'à la cote approximative de 300 m. Au-dessus, et jusqu'à 900/1000 m, limite altitudinale des oxydisols, ces teneurs croissent jusqu'à 11 %, avec des valeurs extrêmes pouvant approcher 20 % (fig. 6).

Riches en surface, les sols le sont aussi en profondeur (tabl. V). A 30 cm, les teneurs, jusqu'à 300 m et entre 300 et 900/1 000 m, sont en moyenne, respectivement de 3 et 4 % et de 2 à 3 % encore à 50 cm. La cause en est une activité biologique réduite ne permettant qu'une lente minéralisation de la matière organique. Le rapport C/N, élevé dans l'ensemble, traduit ce fait. Variable avec le type de végétation, il peut ne pas dépasser 12 lorsque les pâturages ont remplacé les fougères, mais atteint 21 en moyenne sous la lande avec des valeurs extrêmes proches de 30, et une tendance à croître encore avec la profondeur. Cependant, les teneurs en azote, moyennes parfois, sont dans l'ensemble satisfaisantes au regard de la fertilité générale et selon les normes définies par B. DABIN (1970) ; des basses aux hautes altitudes, elles passent, en moyenne, de 2,5 à 3,2 pour mille.

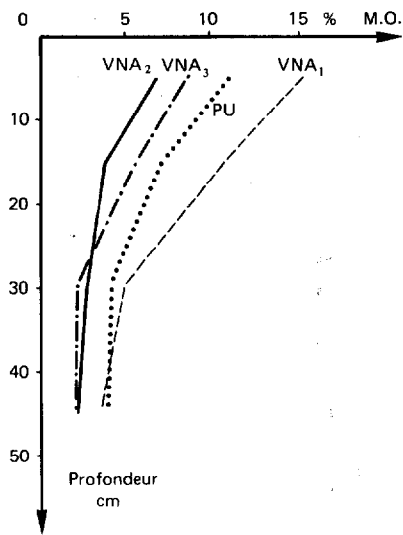


FIG. 6. — Teneur en matière organique de quelques oxydisols.

Dans l'horizon humifère, la matière organique est constituée pour près de la moitié par de l'humine. Quant à sa fraction extractible aux réactifs alcalins (A.H. + A.F.), elle correspond en moyenne à 45 % du carbone total, proportion qui peut dépasser 50 % à 30 cm. L'essentiel de cette fraction est faite d'acides fulviques : 70 % en moyenne dans l'horizon A1 et de 70 à 98 % à 30 cm. Les faibles teneurs en acides humiques sont reflétées par les rapports AF/AH variant de 2 à 6 dans l'horizon A1 et pouvant atteindre 10 à 30 cm. Au sein des acides fulviques, domine la fraction libre extractible par les acides dilués. C'est la fraction la plus soluble, la plus acide et la plus dégradante vis-à-vis de la matière minérale. De 50 à 70 % dans l'horizon A1, elle peut atteindre 80 % et davantage encore à 30 cm. Ceci pourrait expliquer la mobilisation et l'éluviation de l'alumine dans la partie supérieure du sol.

Parmi les acides humiques extraits au pyrophosphate, soit 80 % environ des acides humiques totaux, dominent les acides gris (60 à 70 %) les plus riches en azote.

Dans ces oxydisols, la matière organique doit suppléer l'absence de minéraux argileux. Elle y joue un rôle capital dans la structuration, la rétention d'eau, la formation du complexe absorbant. Et, outre son rôle propre de source d'aliments, elle favorise l'action des engrais minéraux en facilitant leur absorption à travers la membrane cellulaire des racelles. Cette valorisation des engrais minéraux apparaît très nettement ici ; leur efficacité, mesurée d'après les rendements des cultures, se trouve grandement accrue s'il leur est associé de la matière organique, même en petite quantité (fiente de poule).

TABLEAU V
La matière organique, ses différentes fractions

Stations - altitude	Pueu - 100 m				Taravao - 450 m			
	PUS				VNA			
Profils Echantillons Profondeur (cm) Horizons	11 0-7 All	12 12-20 A12	13 25-30 AB	14 40-50 AB	11 0-10	12 10-20	13 25-35	14 40-50
Matière organique %	11,3	7,1	4,3	3,8	15,6	11,0	4,9	3,7
Carbone total ‰	65,4	40,9	25,0	21,9	90,49	63,60	28,37	21,69
Azote total ‰	3,14	1,79	0,91	0,95	4,35	2,65	1,63	1,01
C/N	20,8	22,8	27,5	23,1	20,8	24,0	17,4	21,3
A.H.T. + A.F.T. (1)	25,90	17,78	13,26		43,52	31,0		
} en C ‰								
} en ‰ du C.T.(2)	39,6	43,4	53,0		48,0	48,7		
	28,3	13,8	9,0		52,09	33,68		
} Humine	43,2	33,7	36		57,5	52,9		
	1,12	0,67	0,31		1,63	0,96		
} N ‰	25,3	20,7	28,6		31,9	34,9		
} C/N								
} en C ‰	17,79	14,09	12,31		27,33	21,09		
	27,2	34,4	49,2		30,26	33,16		
} en ‰ du C.T.	0,50	0,65	0,81		0,48	0,67		
} A.F.L.(3)/A.F.T.	8,11	3,69	0,95		16,13	9,91		
	12,4	9,0	3,8		17,82	15,58		
} en C ‰	0,75	0,76	0,83		0,75	0,67		
} en ‰ du C.T.								
} A.H. pyro (4)								
} A.H.T.								
} A.H. { gris ‰	62	58			67	67		
	11,5	14			10	9,5		
} Int. ‰	26,5	28			23	23,5		
} bruns ‰								
A.F/A.F + A.H	0,68	0,79	0,93		0,62	0,68		
A.F/A.H	2,19	3,81	12,95		1,69	2,12		

(1) Acides humiques totaux + acides fulviques totaux. (2) Carbone total.

(3) Acides fulviques libres. (4) Acides humiques extraits au pyrophosphate.

9. Des sols riches en phosphore total, déficients en phosphore assimilable

Les roches basaltiques dont sont issus les oxydisols renferment entre 3,7 et 8,5 ‰ de P₂O₅ total. Dans le sol, sous végétation naturelle, les teneurs en cet élément sont largement variables d'un secteur à l'autre et croissent généralement avec la profondeur : 1/1,1 à 1/1,4 entre 0 et 35 cm. Elevées dans l'ensemble, elles varient entre 2 et 11 ‰ jusqu'à 35 cm, ce qui correspond à d'importants tonnages à l'hectare comme le montrent les 2 exemples du tableau VI.

TABLEAU VI

Localité	Profil	P205 total tonnes/ha/35 cm	P205 assimilable kg/ha/35 cm
Pueu	PU	21,6	410
Taravao	VNA	31,5	1663

La connaissance de la teneur globale en P₂O₅, particulièrement pour ces sols humifères riches en oxyhydroxydes métalliques qui possèdent le pouvoir de fixer fortement cet élément, ne présente qu'un intérêt limité pour l'utilisateur. La fraction assimilable par les plantes ne représente en effet, dans tous les cas, qu'une très faible proportion du phosphore total. Elle est presque toujours inférieure à 5 ‰, voire 3 ‰ de la quantité totale de P₂O₅ (fig. 7).

Dans le diagnostic de la fertilité phosphatée, il faut aussi tenir compte de certains des autres éléments dont l'azote. Si, dans certains cas, le phosphore assimilable peut correspondre au 1/3 environ de la teneur en azote total, dans la majorité des oxydisols cette proportion n'atteint pas 5 ‰. Elle est très nettement inférieure au seuil de 10 ‰ défini par B. DABIN et en-dessous duquel il y a une nette réaction des plantes aux engrais phosphatés. Pour cet auteur, la quantité minimale de P₂O₅ assimilable nécessaire à ces oxydisols se situe entre 200

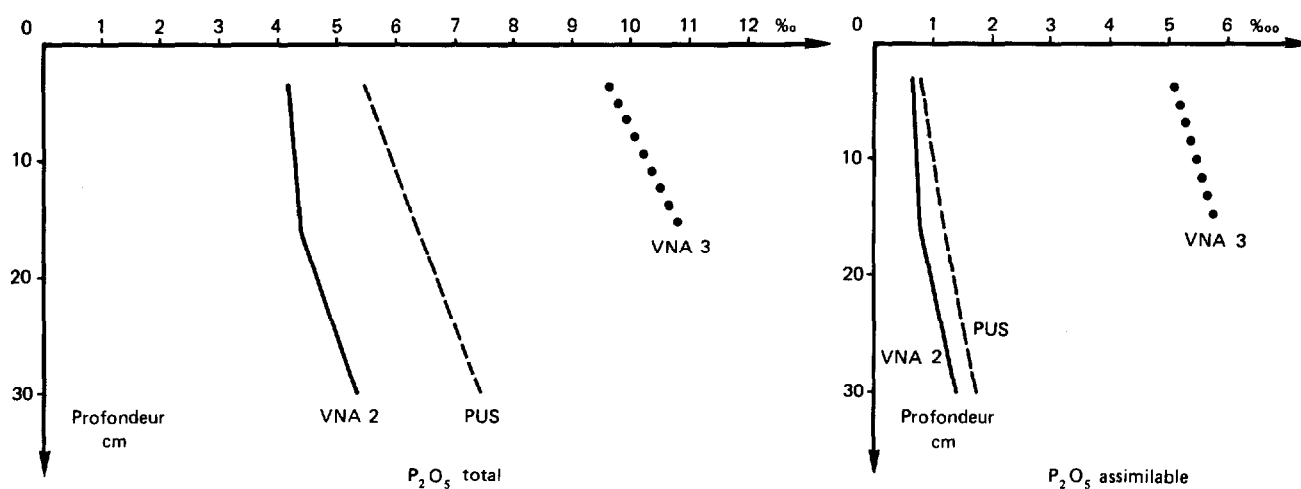


FIG. 7. — Phosphore total, phosphore assimilable.

et 400 ppm. Sauf exceptions, elle n'atteint pas, ici, 100 ppm.

La presque totalité du phosphore des oxydisols est donc immobilisée grâce aux liens qu'il contracte avec les éléments métalliques ou avec la matière organique. Il est ainsi, durablement ou momentanément, soustrait au cycle biogéochimique. La majeure partie du phosphore est en effet sous une forme peu soluble de phosphate de fer (20 à 60 %) et d'alumine (2 à 22 %) ; la forme plus mobile de phosphate de calcium ne représente que 5 à 12 % (DABIN, 1962). Une importante fraction (20 à 50 %) liée à la matière organique ne sera libérée qu'au fur et à mesure de sa lente minéralisation. Une autre partie, pouvant atteindre 20 %, rétrogradée, est durablement immobilisée par le fer (fractionnement des différentes formes du phosphore effectué selon la méthode CHANG et JACKSON, 1957).

Bien que déjà riches en phosphore, ces sols possèdent encore une forte capacité de fixation comme le montrent les analyses de sols fertilisés, sous culture, du plateau de Taravao (JAMET, 1982). Pour une bonne productivité, ils exigeront donc des apports importants d'engrais phosphatés qui devront, en premier lieu, dépasser leurs possibilités de fixation.

Mais, par la suite, un effet résiduel important peut apparaître comme l'ont montré les expérimentations de YOUNGE et PLUCKNETT (1966), FOX *et al.* (1968, 1971), cités par FOX et KANG (1977), réalisées sur des Gibb-sihumox de Hawaï, sols proches de ceux étudiés ici. L'effet résiduel y est encore notable 11 années après un apport de 1 200 kg/ha d'engrais phosphatés.

10. Des sols bien pourvus en éléments traces et en soufre

Les éléments en traces sont indispensables au bon développement de la végétation, mais en très petites

quantités. Un déficit de l'un ou l'autre (quantité insuffisante ou blocage) peut provoquer des maladies de carence décelables à leurs symptômes extérieurs. Aucune carence de ce type n'a été signalée concernant les oxydisols de Tahiti qui semblent, dans leur ensemble, bien pourvus en la plupart des éléments en traces.

Manganèse : c'est l'élément de loin le mieux représenté dans le basalte (1 700 ppm) et dans les oxydisols où ses teneurs varient entre des limites assez larges : 500 à 3 500 ppm.

Chrome : les teneurs moyennes en chrome des roches basaltiques vont de 100 à 300 ppm. Les oxydisols qui en sont issus en sont aussi richement pourvus avec des teneurs moyennes voisines de 250 ppm qui, localement, dépassent 800 ppm.

Vanadium : la roche basaltique en renferme également des teneurs élevées pouvant atteindre 200 ppm. Elles sont sensiblement identiques dans le sol et d'une grande constance aussi bien verticale que latérale.

Cuivre : ses teneurs dans le sol peuvent varier du simple au décuple (20 à 250 ppm ; 100 à 200 dans la roche). Ces teneurs sont très largement au-dessus du seuil de carence évalué à 7 ou 8 ppm. Les sols les plus riches sont aussi les plus riches en fer et en titane.

Nickel : ce métal est aussi présent à des teneurs relativement élevées dans le basalte (150 ppm). Dans le sol, elles oscillent entre 30 (rarement moins) et 100 ppm.

Cobalt : plus rare, il ne dépasse pas 30 à 45 ppm dans la roche. Dans le sol les valeurs allant de 15 à 40 ppm sont les plus courantes ; celles-ci peuvent exceptionnellement descendre à 7 ou monter à 80 ppm. Les carences ne peuvent toutefois apparaître qu'à moins de 5 ppm.

Gallium : les teneurs observées dans le basalte (10 à 20 ppm) sont doublées dans les oxydisols qui en sont issus.

Plomb : avec le plomb, nous abordons une série d'éléments dont les teneurs, aussi bien dans la roche que dans le sol, n'atteignent pas 10 ppm. Pour ce métal, elles sont, dans l'un et l'autre cas, proches de 8 ppm.

Molybdène : de 1,4 ppm dans le basalte, ses teneurs passent à 2,5 ppm dans le sol (elles peuvent parfois croître jusqu'à 15 ppm).

Germanium, bismuth, étain : le sol comme la roche n'en renferment que très peu, moins de 7 ppm pour les deux premiers, moins de 2 ppm pour l'étain.

Bore : les oxydisols en renferment moins de 2 à 2,5 ppm.

Le soufre est l'un des éléments majeurs entrant dans la constitution de la plante. Les exportations par les récoltes se situent généralement entre 15 et 40 kg/ha (GROS, 1960), davantage sans doute par les crucifères.

Il se trouve dans le sol sous forme minérale et surtout organique. Il provient en particulier de la roche dont est issu le sol (Basalte : 0,3 % en SO_3), des eaux de pluies dont les teneurs décroissent avec l'éloignement de la côte (FOX *et al.*, cités par S.M. HASAN *et al.*, 1970), des engrais.

Riches en matière organique, les oxydisols sont aussi bien pourvus en soufre.

Plateau de Toahotu (0-10 cm) :

S ‰ = 0,58 avec N/S = 4,1

Isthme de Taravao (0-10 cm) :

S ‰ = 1,40 avec N/S = 3,9.

Des analyses effectuées sur ces sols (JAMET, 1982), il résulte que :

— la richesse originelle du sol en soufre est en relation avec la teneur en matière organique et avec le degré d'évolution de celle-ci ;

— la mise en culture conduit à un appauvrissement simultané du sol en matière organique et en soufre ;

— l'azote et le soufre évoluent parallèlement dans le sol. Mais il est probable que, comme le phosphore, le soufre soit en grande partie immobilisé dans la matière organique.

11. Un amendement intéressant pour ces sols désilicifiés et désaturés : le silicate de calcium

Les oxydisols de Tahiti sont pratiquement dépourvus de silice et le métabolisme de certaines plantes assez fortes consommatrices de cet élément, telles les graminées, en est vraisemblablement perturbé, sans qu'apparaissent toutefois des phénomènes de carence. Sans doute serait-il

judicieux de leur apporter cet élément sous la forme d'un amendement qui contienne à la fois silice et calcium, le silicate de calcium (CaSiO_3) déjà employé ailleurs.

L'attention des Hawaïens a, en effet, dès la fin du siècle dernier, et particulièrement au cours des dernières décennies, été attirée par ces problèmes (FOX *et al.*, 1967, 1969 ; SILVA, 1971, 1973). Les nombreux essais réalisés sur la canne à sucre ont fait ressortir l'effet bénéfique des apports de silicate de calcium aux sols volcaniques fortement désilicifiés. De nombreuses plantations de canne à sucre bénéficient actuellement de cet amendement qui y fait croître les rendements de 10 à 50 %. Son utilisation a été étendue aux plantations de l'île Maurice, de Porto Rico. Les Japonais en ont également constaté l'effet bénéfique sur le riz et il y a une dizaine d'années déjà, ils utilisaient annuellement plus de 1 million de tonne de silicate de calcium.

Les essais en pots se sont multipliés sur d'autres graminées, fourragères en particulier, avec des accroissements de rendement de 5 à 200 %. Pour certaines espèces non graminéennes, dont des plantes potagères, les accroissements du poids de matière sèche ont atteint de 20 à 100 %.

L'incorporation de silicate de calcium aux sols désilicifiés a de multiples effets bénéfiques tant sur le sol lui-même que sur les plantes qu'il supporte (réf. citées) :

— il accroît la disponibilité du phosphore dans le sol et favorise son absorption par les racines ;

— il relève le niveau calcique du sol et son pH ;

— il fait décroître les éléments potentiellement toxiques (tel Al) dans le sol et dans les plantes ;

— il accroît les charges négatives du sol, favorisant la fixation des cations nutritifs sur le complexe absorbant ;

— il permet l'enrichissement de la plante en silice qui consolide ses tissus et permet une meilleure économie de l'eau.

Ces effets bénéfiques du silicate de calcium sont, pour une grande part, dus au calcium, mais le rôle du silicium y est aussi très important comme le soulignent MEKARU et UEHARA (1972) : « *La croissance des plantes sur des sols acides contenant des colloïdes à charge variable répond plus favorablement au silicate de calcium qu'au carbonate de calcium* ».

CONCLUSION

Dans la diversité des sols recouvrant les édifices volcaniques, les oxydisols, bien qu'issus de roches riches en éléments basiques, figurent parmi les plus pauvres. Ils ont en effet atteint le stade ultime de la dégradation minéralogique et chimique. L'altération y est si intense

que les minéraux argileux néoformés (métahalloysite) ne se maintiennent pas en dehors de l'altérite. Corrélativement à la destruction de ces derniers, la teneur en alumine croît notablement, ce qui conduit à la néoformation de gibbsite. Cependant celle-ci est instable dans les horizons humifères et subit une éluviation marquée.

L'élimination de la silice est quasi totale dans les horizons de surface. Elle débute dès les premiers stades de l'altération de la roche et s'achève avec la destruction de la métahalloysite. Cette désilicification, ajoutée à la lixiviation des bases et à l'éluviation partielle de l'alumine (soit au total la disparition de plus de 60 % du matériau originel) provoque en surface une importante accumulation résiduelle d'oxydes lourds de fer et de titane.

Privés de tous leurs éléments solubles, les oxydisols sont par contre fortement enrichis en matière organique. Soumise à une activité biologique réduite, lentement minéralisée, celle-ci s'accumule à des teneurs proches de 10 % et migre profondément.

De ces caractéristiques découlent les propriétés des oxydisols et leur potentiel de fertilité. Ils constituent un excellent support pour la végétation, car, bien que constitués d'un matériau extrêmement dense, leur densité apparente est faible. A cette propriété sont associées une porosité élevée, une bonne circulation de l'eau, une bonne aération et une facile pénétration des racines. Toutes ces propriétés résultent d'une agrégation forte et très stable qui autorise la culture du même sol des années durant, sans que l'on doive prendre de précautions particulières et sans qu'y apparaissent des dégradations structurales excessives (JAMET, 1982).

Ces sols, très fortement structurés mais dépourvus de minéraux argileux, retiennent par contre mal l'eau en particulier l'eau utile aux plantes. Ils exigent, pour les cultures annuelles, une irrigation par aspersion tout au

long de l'année. A l'exception de leurs horizons humifères, ils ne possèdent qu'une C.E.C. réelle très faible et sont fortement désaturés en bases. Dépendante du pH, la C.E.C. croît avec celui-ci et est donc largement surévaluée lorsqu'elle est mesurée à pH 7,0.

Ces sols ont par contre une forte capacité de fixation du phosphore, en relation avec la nature de leurs constituants et leur très forte acidité. Bien que riches en phosphore total ils sont, sauf exception, déficients en phosphore assimilable par les plantes.

La quantité d'engrais nécessaire pour accroître la fertilité d'un sol dépend essentiellement, comme le souligne CHAMINADE, cité par FOX et KANG (1977), des propriétés de celui-ci. Cela est particulièrement vrai pour les oxydisols : ne pouvant en retenir que de très faibles quantités, les apports de cations alcalins et alcalino-terreux devront être faibles mais souvent répétés ; par contre, pour une bonne productivité, ces sols nécessitent des apports importants de phosphore car la majeure partie de cet élément est fixée et devient inaccessible aux plantes.

En dépit de leur fertilité chimique très faible, ces oxydisols constituent la plus importante réserve de sols cultivables à Tahiti, parce qu'ils sont dotés de bonnes propriétés physiques et surtout parce qu'ils sont situés en des sites favorables à la mise en valeur et à la mécanisation. Bien fertilisés, ils portent avec succès des cultures maraîchères (irriguées), des plantations d'agrumes ou d'ananas, et surtout des pâturages, destinés à l'élevage bovin. Leur productivité chute cependant assez nettement durant la saison la plus sèche, à cause de leur faible capacité de rétention en eau.

Manuscrit accepté par le Comité de Rédaction le 3 novembre 1986.

BIBLIOGRAPHIE

- ATKINSON (R.J.), POSNER (A.M.), QUIRK (J.P.), 1967. — Adsorption of potential determining ions at the ferric oxide — aqueous electrolyte interface. *J. Phys. Chem.* 71 : 550-8.
- AUBERT (G.), SEGALIN (P.), 1966. — Projet de classification des sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. IV, n° 4 : 97-102.
- BROUSSE (R.), 1969. — Compte rendu de mission. Museum VI. C.E.A. - S.M.C.B. Papeete.
- CAILLERE (S.), HENIN (S.), 1963. — Minéralogie des argiles. Masson et Cie éditeurs, Paris.
- CHANG (S.C.), JACKSON (M.L.), 1957. — Fractionation of soil phosphorus. *Soil Science*, vol. 34, n° 2 : 134-144.
- C.P.C.S., 1967. — Classification des sols. Lab. Pédologie-Géologie. E.N.S.A., Grignon, 87 p.
- DABIN (B.), 1962. — Appréciation des besoins en phosphore dans les sols tropicaux. Les formes du phosphore dans les sols de Côte-d'Ivoire. ORSTOM, Bondy-France.
- DABIN (B.), 1970. — Les facteurs chimiques de la fertilité des sols. *In Techniques rurales en Afrique*, Vol. 10 « Pédologie et Développement » Ch. X et XI : 191-237 ; Edit. ORSTOM-BDPA.

- DUTHIL (J.), 1973. — Eléments d'écologie et d'agronomie. Collection des ingénieurs des Techniques Agricoles. Edit. J.B. Baillière, Paris VI.
- DUNCAN (R.A.), Mc DOUGALL (I.), 1976. — Linear volcanism in French Polynesian. *J. Volc. and Geotherm. Res.* 1 : 197-227 (Elsevier).
- EL SWAIFY (S.A.), EMERSON (W.W.), 1975. — Charges in the physical properties of soil clays due to precipitated aluminium and iron hydroxides. I. Swelling and aggregate stability after drying. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 39 : 1056-63.
- EL SWAIFY (S.A.), 1976. — Changes in the physical properties of soil clays due to precipitated aluminium and iron hydroxides. II. Colloidal interactions in the absence of drying. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 40 : 516-20.
- EL SWAIFY (S.A.), 1980. — Physical and mechanical properties of oxisols. Soils with variable charge. Edited by B.K.G. Theng. Soil bureau, Department of Scientific and Industrial Research, Lower Hutt, New-Zealand. ch. 15 : 303-324.
- FEY (M.V.), LE ROUX (J.), 1976. — Electric charges on sesquioxidic soil clays. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol. 40 : 359-364.
- FOX (R.L.), SILVA (J.A.), YOUNGE (O.F.), PLUNCKNETT (D.L.), SHERMANN (G.D.), 1967. — Soil and plant silicon and silicate response by sugarcane. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.* vol. 31, n° 6 : 775-779.
- FOX (R.L.), PLUCKNETT (D.L.), WHITNEY (A.S.), 1968. — Phosphate requirements of Hawaiian latosols and residual effects of fertilizer phosphorus. 9th Int. Congr. Soil Sci. Trans. Adélaïde Aust., vol. 2 : 301-310.
- FOX (R.L.), SILVA (J.A.), TERANISHI (D.Y.), MATSUDA (M.A.), CHING (P.C.), 1969. — Silicon in soils, irrigation water and sugar cane of Hawaii. Hawaii Farm Science. College of Tropical Agric. Univers. of Hawaii.
- FOX (R.L.), 1969. — Fertilization of volcanic ash soils in Hawaii. Panel on soils derived from volcanic ash of Latin America. Turrialba, Costa-Rica, 61-13.
- FOX (R.L.), KAMPRATH (E.J.), 1971. — Adsorption and leaching of P in acid organic soils and high organic matter sand. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol. 35 : 154-156.
- FOX (R.L.), KANG (B.T.), 1977. — Some major fertility problems of tropical soils. Exploiting the legume — *Rhizobium symbiosis* in Tropical Agriculture. University of Hawaii : 183-210.
- FOX (R.L.), 1980. — Responses to sulphur by crops growing, in Highly Weathered Soils Sulphur in Agriculture, vol. 4 : 16-22.
- GROS (A.), 1960. — Engrais — Guide pratique de la fertilisation. La Maison Rustique, Paris.
- HASAN (S.M.), FOX (R.L.), BOYD (C.C.), 1970. — Solubility and availability of sorbed sulfate in Hawaiian soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol. 34, n° 5 : 897-901.
- HENIN (S.), 1976. — Physique du sol. *Doc. T. n° 28* ORSTOM Paris. Editest Bruxelles.
- JAMET (R.), 1980. — Les sols de planèzes de Tahiti. Evolution sous l'influence de reboisements en pins des Caraïbes. n° 1980/4. Centre ORSTOM de Papeete, Tahiti, 107 p.
- JAMET (R.), 1982. — Evolution des sols de Tahiti sous l'influence de cultures maraîchères intensives. *Notes et Documents n° 22*, ORSTOM Papeete, Tahiti, 107 p.
- JAMET (R.), 1983. — Le titane dans les sols de Tahiti. *Notes et Documents n° 24*, ORSTOM Papeete, Tahiti, 15 p.
- JAMET (R.), 1984. — Carte pédologique de la Polynésie Française. Notice explicative. Feuille Tahiti à 1/40 000. *Notes et documents n° 25*, ORSTOM Papeete, Tahiti, 121 p.
- JAMET (R.), 1985. — Aptitudes culturales et forestières des sols de Tahiti. Carte à 1/40.000. Notice explicative. *Notes et Documents N° 28*, ORSTOM Papeete, Tahiti, 65 p.
- JAMET (R.), 1985. — Podzols « gibbsitiques » sur matériau d'origine volcanique. *Notes et documents n° 31*, ORSTOM, Papeete, Tahiti, 26 p.
- KAMPRATH (E.J.), 1970. — Exchangeable aluminium as a criterion for Liming leached mineral soils.) *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, vol. 34 : 252-254.
- KENG (J.C.W.), UEHARA (G.), 1973. — Chemistry, mineralogy and taxonomy of oxisols and ultisols. Soil and Crop Science Society of Florida Proceedings, vol. 33.
- LATHAM (M.), QUANTIN (P.), AUBERT (G.), 1978. — Etude des sols de la Nouvelle-Calédonie. Notice explicative n° 78 de la carte pédologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/1 000 000. ORSTOM, Paris, 138 p.
- LATHAM (M.), 1981. — Les oxydisols de quelques milieux insulaires du Pacifique Sud : caractérisation, condition de formation, fertilité, classification. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XVIII, n° 3-4 : 305-313.
- Mc BIRNEY (A.R.), AOKI (K.), 1968. — Petrology of the island of Tahiti. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 116.
- MEKARU (T.), UEHARA (G.), 1972. — Anion absorption in ferruginous tropical soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* vol. 36, n° 2 : 296-300.
- PARKS (G.A.), 1965. — The isoelectric point of solid oxides, soil hydroxydes and aqueous hydroxo complex systems. *Chem. Revs.*, 65 : 273-89.
- PERNET (R.), 1954. — Evolution des sols de Madagascar sous l'influence de la végétation. *Mémoires de l'Institut Scientifique de Madagascar. sér. D.* Tome VI : 201-419.
- QUANTIN (P.), 1976-1978. — Archipel des Nouvelles-Hébrides. Sols et quelques données du milieu naturel. Fascicules Santo et Erromango-Tanna-Anatu ORSTOM-Paris.
- QUANTIN (P.), LAMOUREUX (M.), 1974. — Adaptation de la méthode cinétique de Ségalen à la détermination des constituants minéraux de sols variés. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XII, n° 1 : 13-46.

- SEGALEN (P.), FAUCK (R.), LAMOUREUX (M.), PERRAUD (A.), QUANTIN (P.), ROEDERER (P.), VIEILLEFON (J.), 1979. — Projet de classification des sols. S.S.C. ORSTOM Bondy, 301 p.
- SIEFFERMANN (G.), 1973. — Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. *Mém. ORSTOM*, n° 66, ORSTOM Paris.
- SIEFFERMANN (G.), BERNUS (Y.), MILLOT (G.), 1968. — Evolution et dégradation des phyllites dans les vieux sols ferrallitiques sur basaltes du Centre-Cameroun. *Sci. du Sol.*, n° 2 : 105-117.
- SIEFFERMANN (G.), MILLOT (G.), 1969. — Equatorial and tropical weathering of recent basalts from Cameroon: allophanes, halloysite, metahalloysite, kaolinite, gibbsite. *Int. Clay Conf. Tokyo.*, vol. 1 : 417-430.
- SILVA (J.A.), 1971. — Possible mechanisms for crop response to silicate applications. *Proceed. of the Int. Symp. on Soil fertility Evaluation. New Delhi.*, vol. 1 : 805-814.
- SILVA (J.A.), 1973. — Plant, mineral nutrition of. *Science and Technology. Mc Graw. Hill Book Company.*
- TAMA (K.), EL SWAIFY (S.A.), 1978. — Charge, colloidal and structural stability relationship in oxidic soils. *In* : W.W. Emerson, R.D. Bond and A.R. Dexter (Editors), *Modification of soil structure. John Wiley and sons, Chichester* : 45-52.
- TERCINIER (G.), 1969. — Modifications apportées par la préparation conventionnelle des échantillons de terre à leurs propriétés physiques et hydriques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. VII, n° 4 : 501-601.
- TERCINIER (G.), 1971. — Contribution à la connaissance des phénomènes de bauxitisation et d'allitisation. Les sols de karst d'atolls surélevés du sud-ouest Pacifique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. IX, n° 3 : 307-334.
- TERCINIER (G.), 1974. — Cristallochimie de sols ferrallitiques totalement désilicifiés d'une région très humide de l'Océanie intertropicale. *C.R. 10^e congrès Int. Sc. du Sol. Moscou*, vol. VII : 61-68.
- UEHARA (G.), 1977. — An overview of the soils of the arable tropics. « Exploiting the legume *Rhizobium symbiosis* ». *In* : *Tropical Agriculture. University of Hawaii* : 67-80.
- VAN RAIJ (B.), PEECH (M.), 1972. — Electrochemical properties of some Oxisols and Alfisols of the tropics. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 36 : 585-93.
- YOUNGE (O.R.), PLUCKNETT (D.L.), 1966. — *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 30 : 653.