

# Les sols bauxitiques de karst des atolls surélevés du Pacifique

## *Contribution à l'étude des phénomènes de bauxitisation et d'allitisation* <sup>(1)</sup>

par G. TERCINIER

Services Scientifiques Centraux de l'O.R.S.T.O.M.  
93 - BONDY

---

### SOMMAIRE

*Les calcaires coralliens contiennent moins de 0,01 % d'oxyde de fer et d'alumine. Aussi la fraction minérale des sols d'atolls est-elle exclusivement formée de carbonates, sauf en cas de contamination par des produits du volcanisme ou des guanos.*

*Sur les franges littorales des grands atolls surélevés du S.W. Pacifique, notamment Lifou (Iles Loyauté, Nouvelle-Calédonie), existent des sols andiques calcaires formés à partir de ponces volcaniques mélangées de débris coralliens : les seuls produits d'altération de ces ponces sont de l'allophane et de la boehmite.*

*Les karsts des parties surélevées de ces mêmes îles sont recouverts ou partiellement remplis de sols brun foncé à rouge-brun foncé peu épais, généralement non calcaires, très humifères et extrêmement poreux. Il s'agit de véritables bauxites meubles à boehmite et produits alumineux amorphes dominant la gibbsite et quasi exempts de phyllites silicatées. Ces sols se seraient formés à partir de matériaux allochtones, ponces flottées principalement. La bauxitisation y correspondrait au stade final de l'évolution de produits amorphes sous l'action alcalinisante et ionisante des carbonates.*

*Le mode de formation des bauxites de karst trouverait ainsi une explication satisfaisante. Ces résultats, généralisés à d'autres situations, pourraient aider à mieux comprendre les voies suivies par la ferrallitisation et l'allitisation.*

### 1. — LE MILIEU NATUREL : ATOLLS FONCTIONNELS ET ATOLLS SURELEVES.

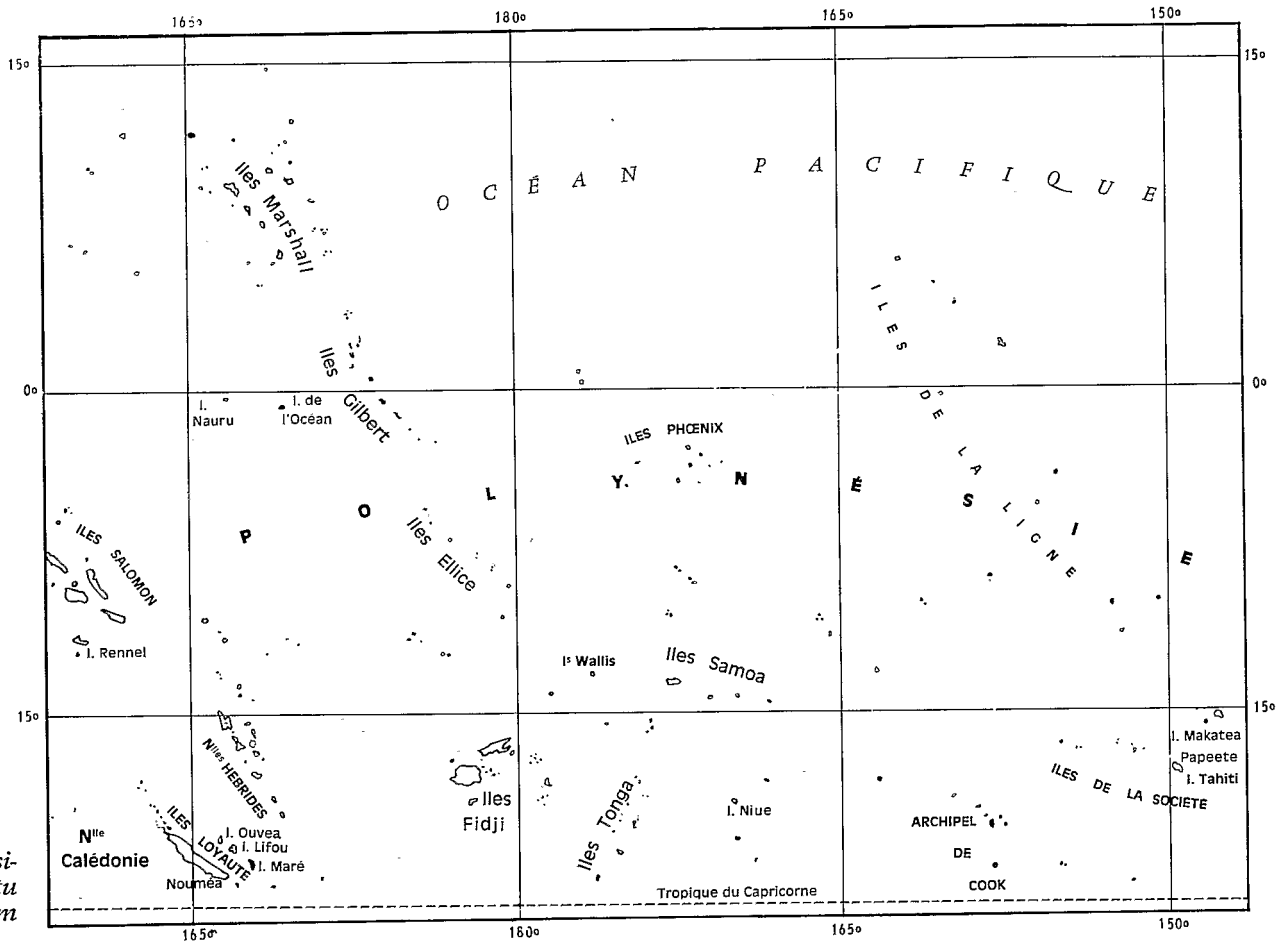
Les atolls, du terme maldivite « Atollon » déjà utilisé pour les désigner et les décrire par PYRARD de LAVAL (1615), sont des formations récifales construites de mers chaudes, limpides et bien oxygénées par l'agitation. Ils ne sont ni associés, ni même reliés par des plates-formes continentales ou insulaires sous-marines, à des terres alumino-silicatées : aussi sont-ils exclusivement formés de calcaire corallien.

#### 1. LES ATOLLS FONCTIONNELS.

Ils émergent à peine des océans et les organismes constructeurs (mélobésiées et madréporaires) y sont encore actifs. D'après le catalogue de plus de 400 d'entre eux dressé par BRYAN (1953), 294 sont situés dans l'Océan Pacifique. On en compte 75 dans le seul archipel des Tuamotu (Polynésie Française), la circonférence des plus grands d'entre eux (Rangiroa, Fakarava) excédant celle de Tahiti ou de la Martinique.

---

(1) Pour une assez large part, les données d'une communication au 12<sup>e</sup> Congrès du Pacifique (Canberra 1971) et d'un article paru dans les Cahiers O.R.S.T.O.M. de Pédologie sont reprises ici. TERCINIER (1971 b et c).



Océanie. — Carte de situation (les Tuamotu s'étendent sur 1.500 km à l'Est de Tahiti)

Les atolls fonctionnels océaniques les plus typiques sont ceux de la Polynésie et de la Micronésie. Un platier, c'est-à-dire un récif frangeant interrompu par quelques rares passes (ava), s'y referme sur lui-même en délimitant un lagon. Le platier, dont le développement en largeur est de quelques centaines de mètres et peut atteindre plusieurs kilomètres, est couronné d'un chapelet d'îlots bas (motu) séparés les uns des autres par de fausses passes (hoa).

Ces motu ne font pas partie du soubassement des atolls, bien qu'ils en constituent généralement les seules surfaces constamment émergées. Ils sont formés par accumulation des débris des divers organismes du complexe corallien fréquemment cimentés à la base en un conglomérat récifal (CHEVALIER et al., 1968). Si ce conglomérat s'est individualisé en milieu marin, le ciment en est de l'aragonite (TRICHET, 1965). S'il s'est individualisé à la base des profils des sols, dans la zone d'oscillation d'une lentille d'eau douce flottant sur l'eau de mer (DARWIN, 1839), le ciment en est de la calcite plus ou moins magnésienne (TERCINIER, 1969).

Des datations au Carbone 14 ont montré que l'âge des calcaires exondés des atolls fonctionnels est généralement inférieur à 5.000 ans (SHEPARD et al., 1967; GUILCHER et al., 1969; LABEYRIE, LALOU et DELIBRIAS, 1969). Les exceptions à cette règle concernent des surfaces fortement lapiésées, témoins de hauts niveaux de la mer au Pléistocène, qui ont pu être approximativement datées de — 120.000 ans, plus rarement de — 400.000 ans (THURBER et al., 1965; VEEH, 1965 et 1966; GUILCHER et al., 1969; LABEYRIE, LALOU et DELIBRIAS, 1969).

Les sols d'atolls fonctionnels ont été notamment étudiés par STONE (1951 et 1953), TERCINIER (1956 et 1969), BARRAU (1957), FOSBERG et CAROLL (1965), PIGGOTT (1968), JANKIN et FOALE (1968). Le rôle qu'y joue la salure est moindre que celui auquel on aurait pu s'attendre. Il s'agit principalement de Lithosols et Régosols, de Sols peu évolués à « faciès humifère lithocalcique », de Rendzines le plus souvent pauvres en calcaire fin mais parfois très humifères, de Rendzines à encroûtement intergrades aux Sols Hydromorphes minéraux à redistribution de calcaire, de Sols Hydromorphes moyennement organiques à anmoor calcique et même de Tourbes sapritiques (TRICHET, 1967).

Les teneurs en silice, alumine et oxyde de fer de ces sols, même fortement humifères sous végétation dense, sont habituellement très inférieures à 100 p.p.m. (JANKIN et FOALE, 1968; TERCINIER, 1969).

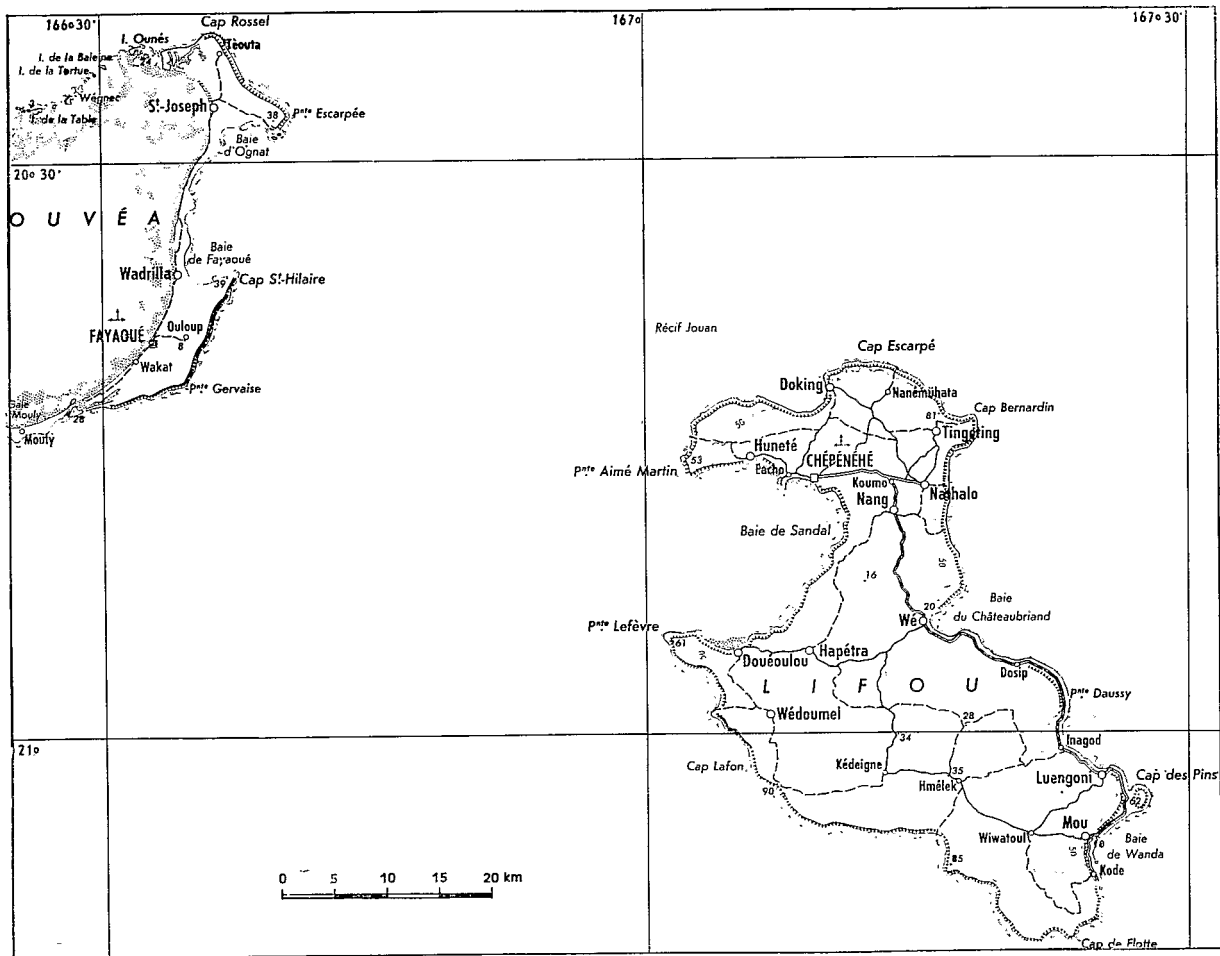
Cependant elles peuvent être plus élevées en cas d'apports de produits volcaniques : cendres fines apportées par le vent et surtout ponces flottées amenées par les courants marins. De telles contaminations par des ponces sont quasi systématiques (LACROIX, 1928 et 1939 a et b; SACHET, 1955; STODDART, 1962; PIGOTT, 1968). Mais elles ne deviennent importantes en masse qu'au voisinage ou sous le vent et le flot de régions où l'activité volcanique est intense et se manifeste sous forme d'émissions de produits pyroclastiques (WHITMÉE, 1878; GUPPY, 1887; HEDLEY, 1896; SCOTT et al., 1967; « Eruption sous-marine aux Salomon », 1969; NATIVEL, 1970).

Les guanos peuvent aussi jouer un rôle contaminateur majeur. Il n'est guère d'études du milieu naturel des atolls où il ne soit pas fait état de dépôts ou d'imprégnations guanifères. D'exceptionnelles teneurs en phosphore ayant sans doute cette origine y sont habituelles dans les sols fortement humifères, sauf lorsque l'accumulation de matière organique est liée à l'hydromorphisme. FOSBERG (1954 et 1957) en décrit même qui présentent, au-dessous d'un horizon Ao d'humus brut acide, un encroûtement phosphaté dans lequel l'hydroxyapatite a pris la place des carbonates.

## 2. LES ATOLLS SURELEVÉS.

En marge des atolls fonctionnels existent des îles présentant la même morphologie et exclusivement coralliennes, mais qui, sous l'effet probable de mouvements tectoniques, ont été surélevées de plusieurs dizaines de mètres.

Certaines d'entre elles sont très isolées (Océan et Nauru à l'E. des Gilbert), ou font partie d'archipels où le volcanisme s'est surtout manifesté sous forme de coulées et n'a pas été très actif au Pléistocène supérieur (Makatéa en Polynésie Française). L'activité tectonique des régions où on les trouve est réduite et leur surélévation apparaît relativement ancienne : entre 400.000 et un million d'années semble-t-il dans le cas de Makatéa (VEEH, 1966; KRUMMENACHER et NOETZLIN, 1966). Leurs surfaces intensément



*Ile de Lifou et partie orientale surélevée d'Ouvéa*

lapiésées sont parfois nues, mais les profondes anfractuosités de leurs karsts sont le plus souvent remplies d'hydroxyapatite; aussi constituent-ils de riches gisements de phosphate tricalcique (OBELLIANNE, 1962).

Mais les atolls surélevés dont il va être maintenant question sont des îles proches d'archipels où le volcanisme est encore très actif et se manifeste principalement par des émissions de produits pyroclastiques, dont une forte proportion de ponces susceptibles de flotter sur la mer. Ils se situent sur les bords des failles majeures du Cercle de Feu du Pacifique et l'activité tectonique est intense à leur voisinage. Le calcaire récifal de leurs plateaux portés jusqu'à 100 m d'altitude est d'âge récent et leur surélévation ne paraît pas dater de beaucoup plus d'une centaine de milliers d'années (GROVER, 1957; SCHOFIELD, 1959; CHEVALIER, 1968).

Les calcaires et dolomies du substrat et des surfaces lapiésées de ces îles sont d'une grande pureté. Néanmoins des sols meubles, de couleur brun très foncé à rouge sombre, recouvrent ou remplissent habituellement, sur une épaisseur de quelques dizaines de centimètres, les anfractuosités de leurs karsts.

Sur les atolls surélevés de taille modeste, comme Bellona aux Salomon (DE WEISSE, 1970), Walpole et Tiga aux Loyauté, il arrive fréquemment que ces sols, bien que fortement colorés par l'humus et l'oxyde de fer, soient principalement formés d'un phosphate d'aluminium et de calcium dans lequel du strontium s'est partiellement substitué au calcium, la crandallite :  $2 (\text{Ca}, \text{Sr})\text{O}, 3 \text{Al}_2\text{O}_3, 2 \text{P}_2\text{O}_5, 10 \text{H}_2\text{O}$  (TERCINIER, 1972) L'individualisation de crandallite comme constituant majeur de ces sols ne peut guère être rapportée qu'à une contamination du calcaire corallien à la fois par des guanos et des produits riches en alumine. Il arrive aussi que, dans des situations comparables (Kitta-Daito-Zima à l'E. d'Okinawa), ce soient surtout des phosphates d'alumine qui se forment (YAMANARI, 1935).

Sur les grands atolls surélevés dont la superficie peut atteindre et dépasser 1.000 km<sup>2</sup>, comme les principales îles Loyauté au N. de la Nouvelle-Calédonie, Niue à l'E. des Tonga et Rennel au S. des Salomon, ces sols, bien qu'encore riches en phosphore, sont de véritables bauxites meubles (DUGAIN, 1953; GRANGE et FOX, 1953; SCHMID, 1956; SCHOFIELD, 1959; WRIGHT et Van WESTERNDORP, 1965; De WEISSE, 1970; TERCINIER, 1971 a). On peut les rapprocher de celles plus épaisses des terrasses coralliennes adjacentes à la Jamaïque et à Haïti exploitées comme minerais d'aluminium (ZANS, 1952, cité par GLADKOVSKI et USHATINSKI, 1963; BUTTERLIN 1958; TRECHMANN, 1959; ZANS, LE MOINE et ROCH, 1961; AHMAD, JONES et BEAVERS, 1966; COLMET-DAAGE et al., 1969).

## II. — LES SOLS DES ILES LOYAUTE ET PARTICULIEREMENT DE LIFOU.

La présence de rares roches volcaniques en place empêche de considérer Maré, l'une des trois grandes îles des Loyauté, comme un véritable atoll surélevé, bien qu'elle en présente la morphologie. Certains des résultats qui vont être exposés sont tirés d'études conduites à Ouvéa, atoll surélevé par sa partie orientale mais fonctionnel quant au reste. L'étude de ces sols a été néanmoins principalement conduite sur Lifou. Cette grande île (1.100 km<sup>2</sup>), dont le substrat est exclusivement formé de calcaires et de dolomies (LE JEAN, 1964), présente une morphologie d'atoll bien conservé. Un rempart, correspondant à l'ancien plateau récifal, y domine, sous forme de hautes falaises, d'un côté l'océan ou une étroite terrasse côtière, de l'autre l'ancien lagon totalement exondé (altitude minimum : 12 m). Les flancs du rempart sont marqués d'encoches ou même de larges méplats témoins d'anciens niveaux de base.

La végétation naturelle, en grande partie encore préservée sur Lifou comme sur les autres grands atolls surélevés du S.W. Pacifique, est la forêt dont le puissant système racinaire explore toute la masse des sols et pénètre dans les anfractuosités de la roche carbonatée sous-jacente.

Le climat est caractérisé par une température moyenne de 23°, avec saison fraîche assez bien marquée, et une pluviosité voisine de 1.600 mm, avec saison sèche modérément marquée, mais importantes irrégularités d'une année à l'autre. L'extrême perméabilité des sols et de leur substrat permet à la totalité des eaux pluviales non utilisées par la végétation de s'infiltrer sur place. Le climat de l'île d'Ouvéa est sensiblement plus sec; néanmoins ni la végétation, ni la nature des sols qu'on y trouve n'en sont notablement modifiées.

Tableau I - SOLS BAUXITIQUES ET ANDIQUES CARBONATES DES LOYAUTÉ

	A						Encroû- tement calco- sesqui- oxydique	B		
	Sols bauxitiques							Sols andiques carbonatés		
	Sur dolomie		Sur calcaire					Li 33-4	Li 45-1	Li 45-2
Li 15-1	Li 15-2	Li 25-2	Li 37-1	Li 37-2	Li 45-1	Li 45-2	UV 3-2			
Profondeur en cm	0-10	20-40	30-45	0-25	35-45	50-60	0-15	30-50	70-80	
Terre fine %	100	100	100	98,1	100	-	55,9	72,8	86,0	
CO <sub>3</sub> Ca %	néant	néant	néant	néant	traces	53,3	7,2	17,0	3,65	
Couleur humide	7,5 YR 3/2	5 YR 3/3	5 YR 3/3	2,5 YR	2,5 YR 2/4	-	2,5 Y 2/0	2,5 Y	Brun pâ- le (sec)	
Perte au feu .....	36,2	25,8	29,5	37,5	29,8	33,2	56,2	50,0	24,5	
Résidu inattaqué	0,99	0,76	0,69	0,66	1,10	0,42	9,7	12,3	28,9	
SiO <sub>2</sub> combiné %	0,33	0,76	4,11	0,50	0,87	2,19	10,7	9,7	20,0	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % .....	20,3	24,7	21,3	18,3	21,7	11,7	3,15	4,20	6,2	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> % .....	35,8	42,0	37,4	34,8	40,2	23,7	5,3	7,8	13,8	
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,016	0,031	0,19	0,024	0,036	0,16	3,4	2,1	2,45	
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,011	0,022	0,14	0,018	0,027	0,12	2,5	1,6	1,9	
TiO <sub>2</sub> % .....	0,85	1,51	1,85	0,85	0,99	0,42	0,25	0,32	0,56	
MnO <sub>2</sub> % .....	0,71	0,73	0,90	1,05	0,93	0,073	0,22	0,20	0,40	
CaO % .....	1,16	0,24	0,86	2,54	1,61	27,5	9,6	12,9	3,61	
MgO % .....	0,62	0,69	0,54	0,77	0,61	0,10	1,06	0,64	0,61	
K <sub>2</sub> O % .....	0,017	0,012	0,022	0,036	0,027	0,033	0,055	0,022	0,03	
Na <sub>2</sub> O % .....	0,006	0,013	0,014	0,031	0,019	0,034	0,141	0,292	0,58	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> % .....	2,36	1,62	2,48	2,80	2,05	0,44	2,51	1,64	0,56	
SO <sub>3</sub> % .....	-	-	-	0,41	0,26	0,01	-	-	-	
<u>Matière organique</u>										
Mat. Org. Tot. %	13,65	3,15	3,52	13,79	6,62	-	31,16	20,22	3,67	
N total % .....	0,623	0,177	0,207	0,738	0,377	-	1,39	0,935	0,190	
C/N .....	12,7	10,3	9,9	10,8	10,2	-	13,0	12,5	11,1	
<u>Complexe d'échange + éléments solubles</u>										
pH (eau) .....	6,8	6,1	6,65	6,85	7,15	-	7,35	7,40	7,8	
CaO méq. p. 100 g.	23,6	3,41	8,89	39,4	24,1	-	78,6	76,6	40,6	
MgO - - -	6,12	2,15	0,80	5,08	1,19	-	14,3	8,7	6,5	
K <sub>2</sub> O - - -	0,225	0,019	0,014	0,216	0,071	-	0,776	0,311	0,295	
Na <sub>2</sub> O - - -	0,20	0,09	0,06	0,11	0,09	-	1,21	0,59	-	
T(Cap. Ech.) méq. p. 100 g. ....	35,3	10,1	11,6	43,6	20,7	-	71,4	62,8	39,7	
V(Coeff. Saturat- tion) % .....	85,4	56,1	84,1	100	100	-	100	100	100	

Analyses du laboratoire de Pédologie du centre ORSTOM de Nouméa (attaque nitro-perchlorique), sauf SO<sub>3</sub> de Li 37-1 et 37-2 : laboratoire de Chimie des Sols, S.S.C., ORSTOM Bondy (M. DABIN).

## 1. LES SOLS ANDIQUES DES TERRASSES COTIERES (cf tab. 1 B et fig. I).

Sur les étroites terrasses littorales de Lifou et d'Ouvéa, dont l'âge probable est inférieur à 5.000 ans, les sols sont le plus souvent des Rendzines formées essentiellement de débris d'organismes à aragonite et dont les teneurs en éléments terreux sont très faibles.

Cependant on y trouve aussi une notable proportion de Sols peu évolués à allophane et d'Andosols saturés calcaires formés à partir de ponces volcaniques échouées mélangées de débris coralliens. Ils présentent de fortes capacités de rétention pour l'eau et des densités apparentes de 0,5 à 0,7. Leur surface spécifique n'est très élevée que

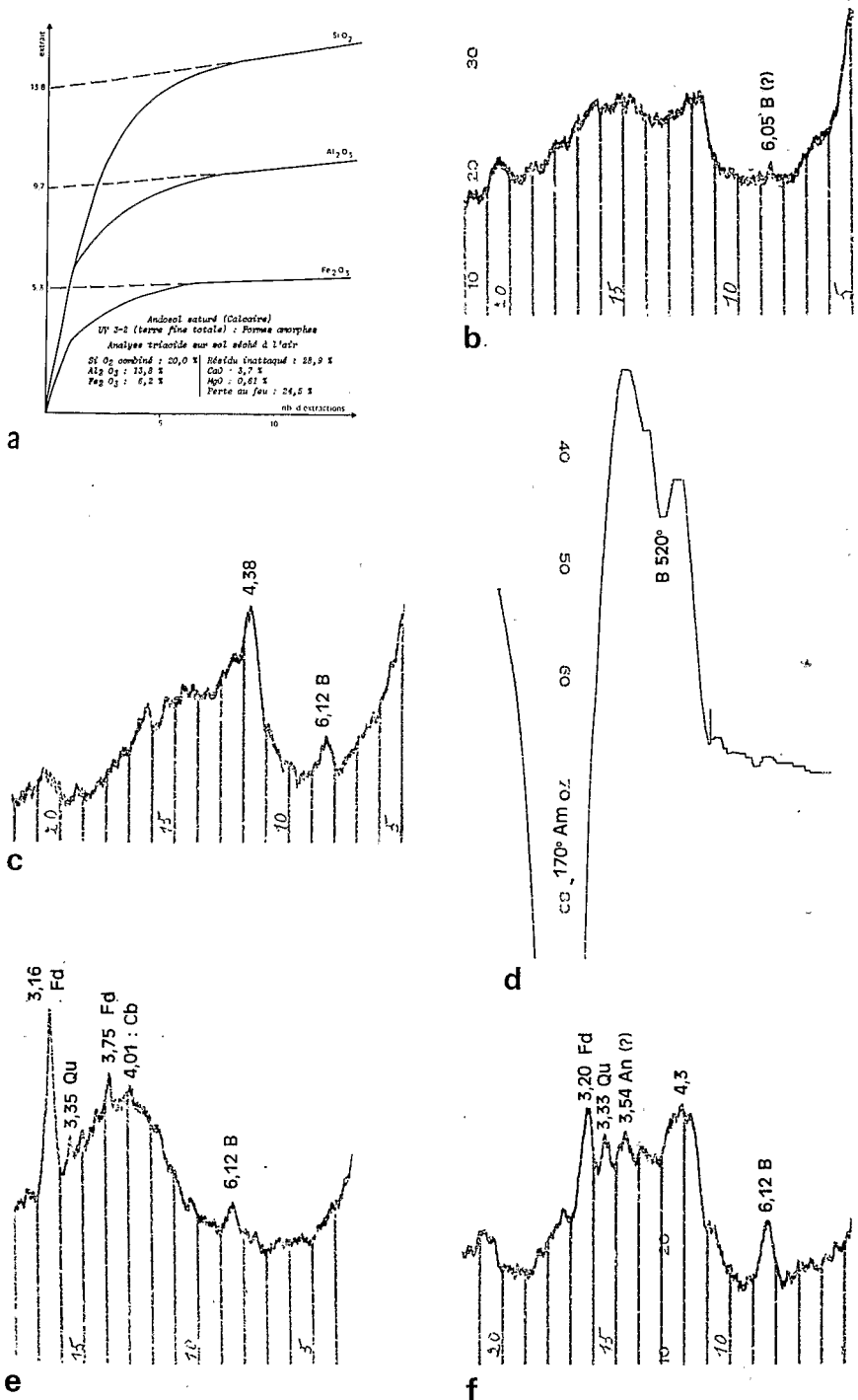


FIGURE I. — Horizon (B) d'Andosol saturé calcaire (U.V. 3-2)  
 a) Produits « amorphes » (méthode SEGALLEN).  
 b) Rayons X : argile (extraction KCl).  
 c) Rayons X : argile (extraction aux ultrasons).  
 d) A.T.D. : argile (extraction aux ultrasons).  
 e) Rayons X : terre fine (après élimination des « amorphes »).  
 f) Rayons X : argile (après élimination des « amorphes »).  
 Am : « amorphes », B : boehmite, An : anatase.  
 Cb : cristobalite, Fd : feldspaths, Qu : quartz.

dans les horizons (B) des Andosols saturés. Leur composition granulaire est sans grand rapport avec les propriétés qui y sont habituellement liées, en dépit du bon décapage des sables qui a pu être obtenu. Ces sables, constitués de débris extrêmement poreux de ponces altérées, ont des capacités d'échange et des surfaces spécifiques voisines de celles des fractions inférieures à 2  $\mu$ .

Un andosol d'Ouvéa présente un horizon A noir très humifère et un horizon (B), brun clair à l'état sec, apparemment non humifère bien qu'il contienne 3,5 % de matière organique à 75 cm. La réaction en est basique [pH 7,8 dans l'horizon (B)] du fait de la présence de débris calcaires. La capacité d'échange élevée y augmente le long du profil, un fort accroissement des teneurs en allophane de l'horizon A à l'horizon (B) faisant plus qu'y compenser la diminution de celles en matière organique.

Une étude particulière de l'horizon (B) de ce sol a été conduite.

Les quantités de produits amorphes déterminées selon SEGALEN (1968) y sont élevées : 13,8 % de silice, 9,7 % d'alumine et 5,3 % d'oxyde de fer, valeurs rapportées à la masse de la terre fine séchée à l'air. L'argile extraite par la méthode au chlorure de potassium, c'est-à-dire la moins brutale possible, est quasi exclusivement formée de

produits amorphes, une ébauche de pic à 6,05 Å aux rayons X s'y observant néanmoins. Mais, dans celle extraite aux ultrasons, **de la boehmite, reconnaissable à son pic à**

**6,1 Å aux rayons X et à son crochet endothermique à 520° à l'analyse thermique différentielle, apparaît nettement.** L'élimination partielle des produits amorphes par

attaques chimiques ménagées fait apparaître le pic à 6,1 Å sur sol total et le renforce sur argile extraite aux ultrasons. La bonne résistance aux acides et aux bases, manifestée par la même occasion, montre qu'il s'agit de boehmite peut-être encore mal cristallisée **mais se différenciant nettement d'un simple gel pseudo boehmitique.**

En dépit de la mise en œuvre de ces mêmes techniques d'attaques chimiques ménagées, **ni phyllites silicatées de néoformation, ni gibbsite n'ont pu être détectées.**

La spectrographie infrarouge montre que l'essentiel de la masse de l'horizon considéré est constituée d'allophane de type B (FIELDES et FURKERT, 1966), c'est-à-dire de verres volcaniques en cours d'altération et de débris de minéraux primaires désorganisés et hydratés dans lesquels la majeure partie de l'aluminium serait à la coordinance IV. Aucune ébauche d'individualisation de phyllites 1/1 ou de gibbsite n'apparaît ; par contre de petits épaulements sont susceptibles d'y correspondre à la présence de boehmite.

## 2. LES SOLS BAUXITIQUES DE KARST (cf. tab. 1 A et 2, fig. II et III et pl. I. et II).

Ils occupent plus de 90 % de la surface de l'île de Lifou, soit 1.000 km<sup>2</sup> si l'on ne tient pas compte des nombreuses têtes de lapiés qui en émergent.

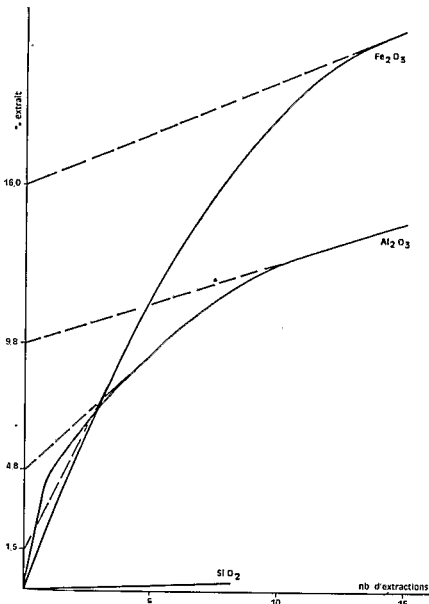
On peut distinguer parmi eux :

- des Rendzines lithosoliques. Un horizon A très humifère y repose directement sur le karst ; sa structure est grenue et des débris calcaires s'y trouvent mélangés ;
- des Sols Humiques Carbonatés lithosoliques. Ils se différencient des précédents par le caractère non ou peu carbonaté et la structure polyédrique subanguleuse moyenne à fine de leur horizon A ;
- des Sols Ferrallitiques Humifères non désaturés : il s'agit du groupe dominant. Ils présentent un profil de type A (B) R dont la structure en (B) est pseudo particulière (onctueuse à l'état humide, « farineuse » à l'état sec). Leurs profils sont épais de plus de 25 cm, mais n'atteignent que rarement un mètre : on y observe assez souvent, au contact du karst, un encroûtement calco-sesquioxidique à ciment calcitique même sur substrat dolomitique (cf pl. I).

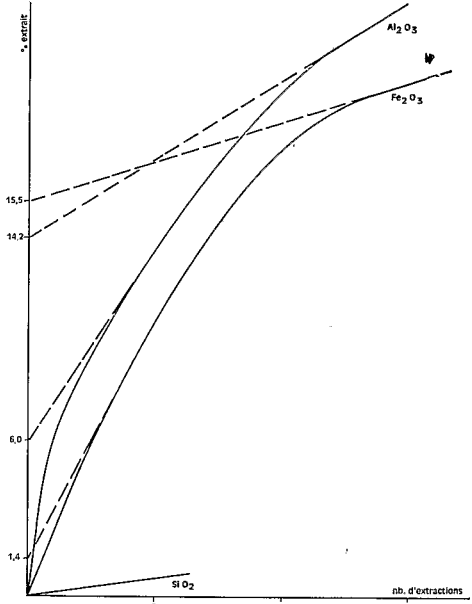
Ces trois groupes de sols présentent de nombreuses caractéristiques communes. Leur porosité totale, voisine de 75 % tout le long des profils, leur confère une très grande friabilité et des densités apparentes inférieures à 1, pouvant même s'abaisser à 0,6 dans les horizons A. Leur surface spécifique, mesurée par la méthode B.E.T., est élevée, de l'ordre de 40 à 70 m<sup>2</sup>/g pour les horizons A et de 70 à plus de 100 m<sup>2</sup>/g pour les horizons (B) Leur composition granulaire dépend énormément des méthodes mises en œuvre pour la déterminer : toute une série de mesures, traitements préalables aux ultrasons, potentiels capillaires, surfaces spécifiques, diffractions aux rayons X,



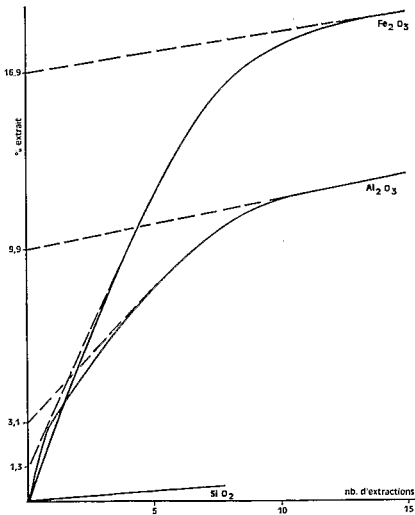
SOLS BAUXITIQUES D'ATOLLS DU PACIFIQUE



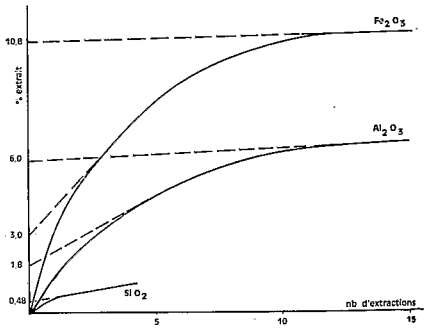
Sols bauxitiques (boëhmite très dominante) :  
 L 15-2 : Formes amorphes et mal cristallisées  
 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> total : 42,0 %  
 Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> total : 24,7 %  
 Si O<sub>2</sub> combiné total : 0,76 %.



Sols bauxitiques (gibbsite dominante) :  
 L 25-2 : Formes amorphes et mal cristallisées  
 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> total : 37,4 %  
 Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> total : 21,3 %  
 Si O<sub>2</sub> combiné total : 4,11 %.



Sols bauxitiques (boëhmite très dominante) :  
 L 37-2 : Formes amorphes et mal cristallisées  
 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> total : 40,2 %  
 Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> total : 21,7 %  
 Si O<sub>2</sub> combiné total : 0,87 %.



Sols bauxitiques (boëhmite très dominante) :  
 L 3-4 : Formes amorphes et mal cristallisées  
 - Encroûtement calco-sesquioxydique -  
 Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> total : 23,7 %  
 Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> total : 11,7 %  
 Si O<sub>2</sub> combiné total : 2,13 %  
 CaO total : 27,5 % - Ca CO<sub>3</sub> : 53 %

FIGURE II. — Sols bauxitiques : produits amorphes et mal cristallisés (méthode SEGALÉN). — Le premier palier (après la troisième ou quatrième extraction) permet la détermination des sesquioxydes amorphes, le second (après la dixième extraction) celle des sesquioxydes mal cristallisés

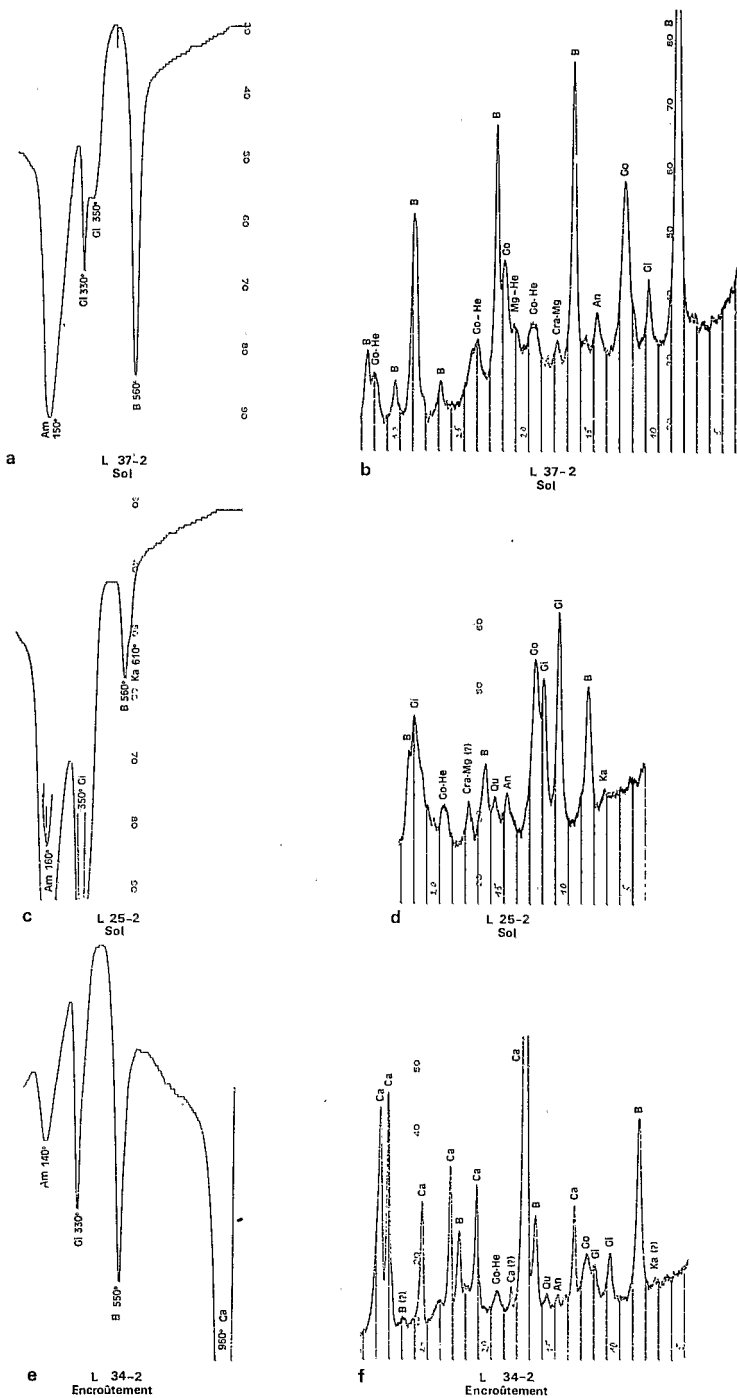


FIGURE III. — Sols bauxitiques : A.T.D. et Rayons X

L 37-2 : fortement boehmitique, L 25-2 : seul sol de Lifou plus gibbsitique que boehmitique, L 34-2 : encroûtement calco-sesquioxidique

Am : « amorphes », B : boehmite, Gi : gibbsite, Go : goethite, Ka : arg. kaolinitique, An : anatase, Ca : calcite, Cra : crandallite, He : hématite, Mg : oxydes de fer magnétiques, Qu : quartz

— a (L 37-2 Sol) : lire Cro 350° au lieu de Cri 350°

SOLS BAUXITIQUES D'ATOLLS DU PACIFIQUE

Tableau II - ETAT DE L'ALUMINE ET DES OXYDES DE FER DANS LES SOLS BAUXITIQUES DE LIFOU (d'après déterminations des laboratoires de chimie des sols des centres ORSTOM de Nouméa et de Bondy et du laboratoire de spectrographie des S.S.C. de Bondy)

N° Echantillon Li .....	15-1	15-2	21-1	21-2	25-1	25-2	37-1	37-2	33-4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total % .....	35,8	42,0	34,7	40,5	30,6	37,4	34,8	40,2	23,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total % .....	20,3	24,7	19,6	23,8	18,7	21,3	18,3	21,7	11,7
Pourcentage des diverses formes d'alumine par rapport à l'alumine totale (en Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %)									
Boehmite .....	64	62	55	51	34	32	66	70	75
Gibbsite .....	22	26	30	36	46	46	23	22	17
Gibbsite mal cristallisée	13	12	19	21	28	21	14	17	17
Gibbsite médiocrement cristallisée .....	9	14	11	15	18	25	9	5	0
Alumine amorphe .....	14	12	15	13	18	16	11	8	8
Alumine kaolinique .....	-	-	-	-	2	6	-	-	-

Profil 15 : sur dolomie de l'ancien lagon - Profils 21 et 25 : sur calcaire de l'ancien lagon - Profil 37 : sur calcaire de terrasse surélevé côté océanique - Echantillon 33-4 : encroûtement calco-sesquioxidique à 50 % de carbonates sur calcaire du rempart.

Tableau III - MURS CARBONATÉS, ROCHES DU SUBSTRAT CORALLIEN DE LIFOU. ORGANISMES CONSTITUTIFS DES CALCAIRES RECIFAUX.

	Murs carbonatés des sols bauxitiques			Roches du substrat de Lifou			Organismes constitutifs des roches coralliennes		
	Li 14-1	Li 32-4	Li 44-1	Li 22-1	Li 23-1	Li 41-1	Madréporaires	Foramifères	Mélobésiées
Profondeur en cm	100	20	200	-	-	-	-	-	-
CO <sub>3</sub> Ca (calci-mètre) %	103,6 (dolomie)	99,0	99,0	99,0	99,0	100	94,4	94,8	-
Perte au feu %	46,8	43,8	44,8	43,7	44,2	43,9	45,2	45,2	48,4
Résidu inat. %	0,006	0,012	0,008	0,005	0,002	0,005	0,005	<0,005	0,000
SiO <sub>2</sub> combiné %	0,005	0,008	0,009	0,005	0,013	0,012	0,016		0,013
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,006	0,013	0,020	0,005	0,009	0,006	0,002	0,001	0,002
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,006	0,010	0,010	0,004	0,004	0,005	0,004	0,003	0,005
MnO <sub>2</sub> %	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,000	0,0005	0,001
CaO %	32,9	55,1	53,9	54,8	53,5	53,2	52,9	49,2	41,3
SrO %	0,02	0,047	0,130	0,112	0,177	0,088	0,93	0,30	0,25
MgO %	18,9	0,45	0,95	0,82	1,79	2,20	0,13	3,75	8,77
K <sub>2</sub> O %	0,004	0,001	0,001	0,001	0,005	0,002	0,015	0,013	0,008
Na <sub>2</sub> O %	0,033	0,004	0,010	0,007	0,052	0,032	0,292	0,48	0,239
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,06	-	0,06	0,06	0,05	0,07	0,01	0,06	0,22
SO <sub>3</sub> %	0,10	0,01	0,02	0,03	0,13	0,10	0,47	0,56	0,54

Analyses du laboratoire de Pédologie du centre ORSTOM de Nouméa, sauf SrO : laboratoire de Spectrographie des S.S.C. de l'ORSTOM à Bondy (M. PINFA)

Organismes constitutifs du corail : Madréporaires : baie de Chateaubriand à Lifou ; Foramifères : atoll fonctionnel des Tuamotu ; Algues encroûtantes : grand récif de la Nouvelle-Calédonie.

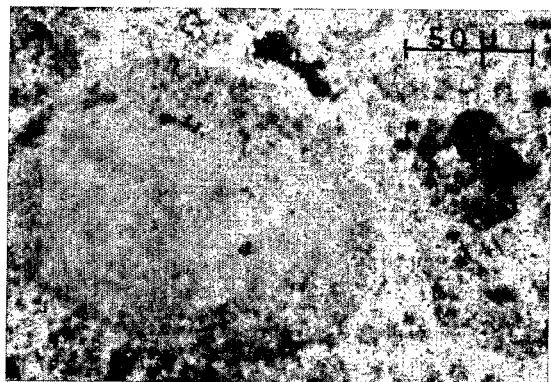
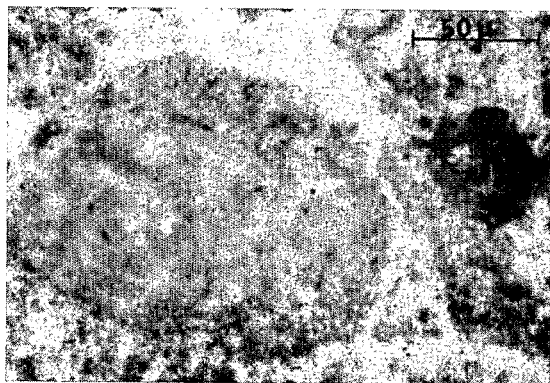
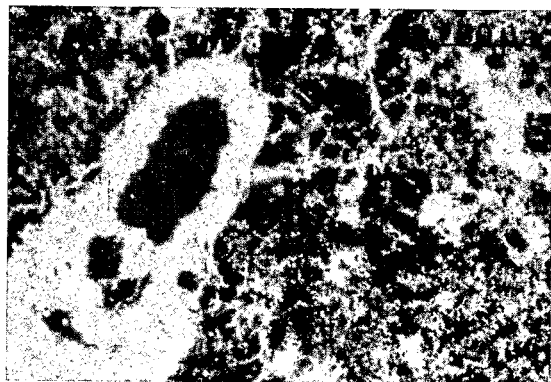
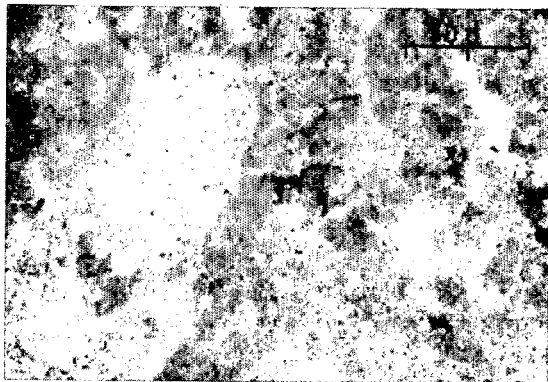


PLANCHE I. — Encroûtements calco-sesquioxydiques formés sur dolomies à 40-42 % de  $MgCO_3$ . Examens micromorphologiques en lames minces (lumière naturelle et polarisée) (1).

L 10-4- $CaCO_3$  : 43,5 %,  $MgCO_3$  : 2 %,  $Al_2O_3$  : 24 %,  $Fe_2O_3$  : 13 %,  $SiO_2$  : 2,9 %. — *De la calcite secondaire blanche bien cristallisée remplit les vides et cimente les produits sesquioxydiques.*

L 18-2- $CaCO_3$  : 71,5 %,  $MgCO_3$  : 7,3 %,  $Al_2O_3$  : 7,6 %,  $Fe_2O_3$  : 4,5 %,  $SiO_2$  : 0,8 %. — *Un reste de dolomie grisâtre entouré d'un liseré sesquioxydique est cimenté par de la calcite secondaire blanche ayant rempli des vides.*

(1) Interprétation d'après des clichés en couleur; la reproduction en noir et blanc ne permet pas notamment de distinguer le brun-rouge des hydroxydes qui apparaît en gris.

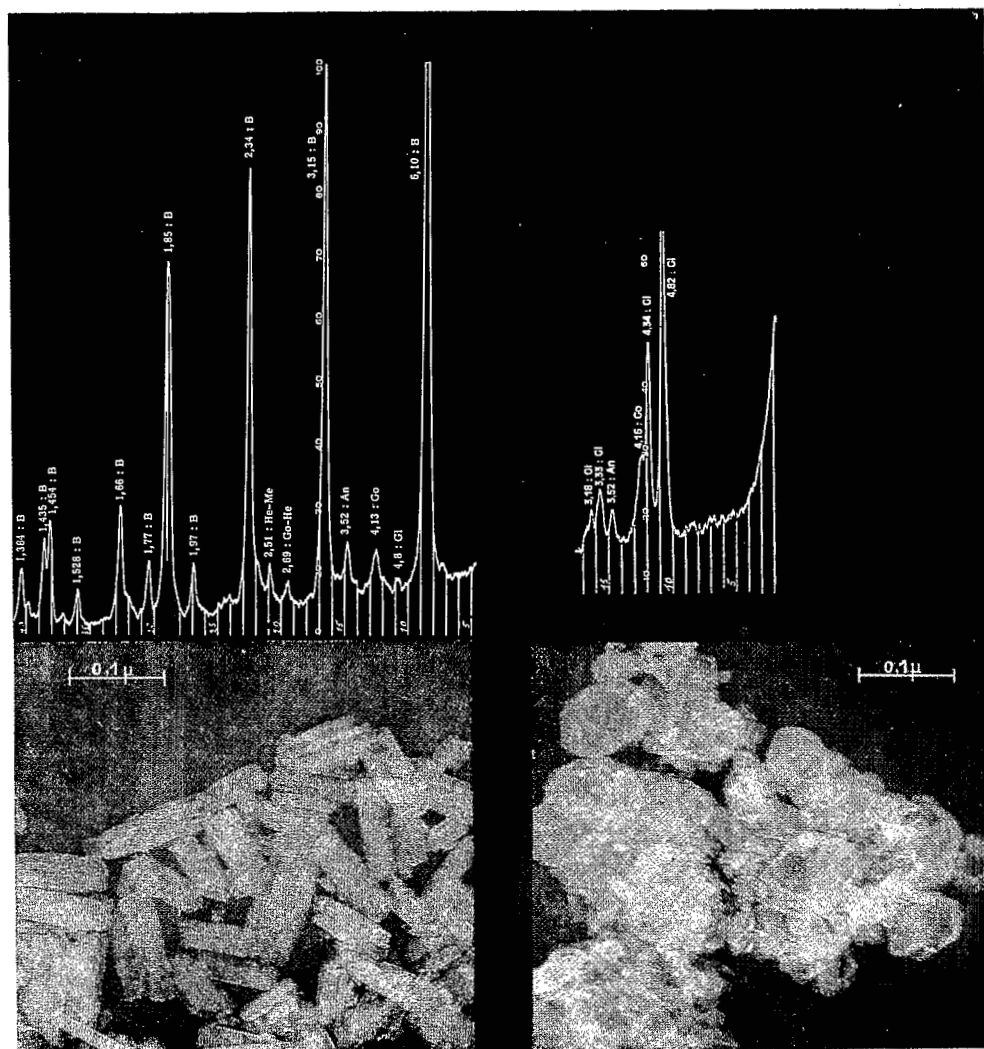


PLANCHE II. — Boehmite (L 37-2) et gibbsite (sol de l'île de Maré) vues au microscope électronique (après attaques chimiques ménagées). Clichés J. TRICHET : Ecole Normale Supérieure

montrent que les limons et sables apparemment présents sont formés par condensation de particules extrêmement fines de même nature que les argiles.

La matière organique est beaucoup plus abondante que l'examen en place ne le laisse prévoir : plus de 10 % sous forêt dans les horizons A et encore 3 à 5 % dans les horizons (B) où elle n'est pas directement détectable.

Sous végétation naturelle les réactions sont voisines de la neutralité et les capacités d'échange, exclusivement liées à la matière organique et assez élevées grâce à l'abondance de celle-ci, sont bien ou même parfaitement saturées par du calcium et du magnésium. Les réserves en ces derniers éléments, particulièrement en magnésium, sont le plus souvent élevées, même en l'absence de carbonates libres. Par contre, les teneurs en éléments alcalins sont faibles. Aussi la déficience en potassium, présent en quantité insuffisante à l'état échangeable et dont les réserves sont très réduites, risque-t-elle d'être le plus sérieux facteur limitant de la fertilité chimique de ces sols, une probable carence en zinc étant aussi à prendre en considération à ce point de vue.

Les réserves en phosphore, exprimées en  $P_2O_5$ , sont de l'ordre de 2 % en surface et ne s'abaissent pas au-dessous de 1 % dans les horizons (B) : la présence de crandallite est parfois directement détectable aux rayons X. Le soufre est suffisamment abondant pour que le rapport C/S demeure très inférieur à 100. Ces fortes teneurs en phosphore et soufre ne sont sans doute pas étrangères à la richesse naturelle de ces sols en matière organique liée à rapport C/N voisin de 10.

Déduction faite de la perte au feu et éventuellement des carbonates, les teneurs en alumine et oxyde de fer sont stables : 54 %  $\pm$  4 % et 31 %  $\pm$  3 % respectivement. Les quantités de silice ne dépassent pas 7 % et sont le plus souvent beaucoup plus faibles.

Le fer est principalement présent à l'état de goéthite en majorité mal cristallisée, les hydroxydes ferriques amorphes étant peu abondants.

**Une grande partie de l'alumine est à l'état de boehmite bien cristallisée, la gibbsite qui l'accompagne en quantité variable l'étant beaucoup moins bien. L'alumine amorphe représente 3 à 16 % de l'alumine totale, les horizons (B) les plus gibbsitiques en étant généralement mieux pourvus que les plus boehmitiques. Aucune phyllite silicatée n'est présente en quantité appréciable ; un seul sol de l'île de Lifou parmi ceux étudiés, le plus gibbsitique et le moins mal pourvu en silice, contient de notables traces d'une argile de la famille de la kaolinite (1).**

**Dans les Sols Humiques Carbonatés et les Rendzines à profils de type A R, les phyllites silicatées sont régulièrement absentes et la boehmite beaucoup plus abondante que la gibbsite.**

Dans les encroûtements calco-sesquioxidiqes de la base des profils du type A (B) R on trouve, associés à de la calcite, les mêmes constituants minéraux, une proportion notable de l'oxyde de fer y étant cependant à l'état amorphe. Des examens en lames minces montrent que de la calcite secondaire est venue soit cimenter, en en remplissant les vides, les parties inférieures d'horizons (B) bauxitiques, soit, en entraînant de petites quantités de gels sesquioxidiqes, se substituer à la calcite ou à la dolomite du substrat karstique dont, parfois, elle cimente en les enrobant des restes (cf. pl. I).

L'absence ou la très faible quantité de phyllites et le fait que la presque totalité des autres constituants minéraux de ces sols sont à l'état amorphe ou mal cristallisé ont permis d'isoler, par attaques chimiques ménagées, de la boehmite quasi pure : celle-ci manifeste en effet une très bonne résistance à ces attaques chimiques ménagées. Sous microscope électronique les cristaux en apparaissent très petits (0,1  $\mu$   $\times$  0,03  $\mu$ ) mais bien formés. L'aspect de la gibbsite d'un sol exclusivement gibbsitique de l'île de Maré est tout à fait différent : il s'agit de microconcrétions de 0,05 à 0,1  $\mu$  de diamètre à contours assez flous (cf. pl. II).

### III. — ORIGINE ET MODE DE FORMATION DES SOLS BAUXITIQUES.

Les teneurs en alumine, comme en oxyde de fer et en silice, des calcaires et dolomites de leur substrat récifal ne dépassent guère 100 parties par million (cf. tab. 3). Une

(1) Un seul des sols de karst des Loyauté étudiés ne contient ni boehmite, ni phyllites silicatées : il s'agit d'un sol essentiellement gibbsitique de l'île de Maré, laquelle ne répond pas exactement à la définition d'un « atoll surélevé ».

origine autochtone de ces sols paraît donc incompatible avec la morphologie d'atoll bien conservé présentée par l'île de Lifou, comme avec l'âge attribué à sa surélévation. Un calcul simple, tenant compte de l'épaisseur et de la densité apparente des produits bauxitiques, de la percolation à travers le substrat et de la charge alcaline de la nappe d'eau douce sous-jacente à l'ancien lagon, montre que 400 m environ de roche carbonatée aurait dû disparaître pour laisser un résidu suffisant et que le temps nécessaire aurait été de l'ordre de 6 millions d'années sous les conditions climatiques actuelles.

**Ces sols se seraient donc formés à partir de produits de contamination, principalement ponces identiques à celles que l'on retrouve le long des basses terrasses littorales de Lifou et d'Ouvéa** comme de toutes les îles de la même aire géographique : Tonga, Fidji, Nouvelle-Calédonie, Nouvelles-Hébrides, Salomon. **Les Andosols calcaires, dépourvus de phyllites silicatées et de gibbsite, mais dans lesquels de la boehmite commence à s'individualiser, représenteraient le premier stade de leur pédogenèse.** On peut, à ce propos, noter les nombreux points de convergence, si ce n'est liens de parenté génétique avec les Andosols, présentés par ces Sols Bauxitiques : extrême porosité, caractère onctueux mais non plastique de leur horizon (B) à l'état humide, très grande difficulté d'en définir la composition granulaire, fortes teneurs en matière organique dont une bonne part non directement détectable et si fortement liée à la fraction minérale qu'elle en devient très difficilement destructible, réaction généralement positive au test de FIELDS et PERROTT (1966) même en l'absence de carbonates. Ils ne se distinguent en fait d'Andosols que sur deux points fondamentaux : capacité minérale d'échange de cations pratiquement nulle et absence de produits silico-alumineux amorphes ou mal cristallisés.

**Le mode de formation de ces Sols Bauxitiques peut être déduit de leur caractère boehmitique et de l'abondance des produits amorphes ou mal cristallisés, contrastant avec l'absence quasi complète de phyllites 1/1.**

Un gel d'alumine précipité à un pH faiblement basique s'organise en pseudo-boehmite et se transforme alors facilement en boehmite bien cristallisée (PAPEE, TERTIAN et BIAIS, 1958). La boehmite apparaît quasi systématiquement lors des altérations expérimentales réalisées en condition de libre drainage pourvu que le milieu soit légèrement basique ou voisin de la neutralité (PEDRO, 1964 ; TRICHET, 1970). Les gels aluminosiliciques évoluent dans le sens gibbsitique ou boehmitique en fonction de l'état hexa ou tétra-coordonné de l'aluminium et du pH de l'eau de percolation (LUBIN, 1967 ; PEDRO et LUBIN, 1968). La cristallisation des hydrates libres d'alumine en boehmite est plutôt orientée par la présence d'ions alcalino-terreux au sein du milieu (PEDRO, BERRIER et TESSIER, 1970).

La formation par voie édaphique de kaolinite bien ordonnée exige un milieu franchement acide et fortement désionisé (GASTUCHE, FRIPIAT et De KIMPE, 1964 ; SIFFERT, 1962 ; FRIPIAT et GASTUCHE, 1963 ; De KIMPE, GASTUCHE et BRINDLEY, 1964 ; PAQUET, 1969). Les ions alcalino-terreux inhibent la kaolinisation et, en leur présence, les produits intermédiaires de l'altération restent à l'état de gels aluminosiliciques (SIFFERT, 1962 ; MILLOT, 1964).

Comme pour la kaolinite, des conditions de forte acidité et de désionisation poussées sont les plus favorables à l'individualisation de gibbsite bien cristallisée. Cependant elle peut aussi se former par altération directe des minéraux des roches à des valeurs franchement basiques du pH (DELVIGNE, 1965 et 1967), ainsi qu'en milieu non désionisé sensiblement neutre (GASTUCHE et HERBILLON, 1962 ; HERBILLON et GASTUCHE, 1962) : c'est sans doute ce qui justifie la présence constante de gibbsite mal cristallisée accompagnant la boehmite dans les Sols Bauxitiques d'atolls surélevés.

En outre, en milieu karstique et en position haute, l'extrême perméabilité et l'absence de produits silicatés au sein du substrat carbonaté jouant le rôle percolateur correspondent aux conditions idéales d'évacuation de la silice et donc de néogenèse allitique plutôt que kaolinitique. Il ne faut pas non plus oublier que si, toutes choses égales par ailleurs, les températures élevées intertropicales accélèrent l'hydrolyse des silicates, elles tendent à diminuer la solubilité des carbonates.

**Ce qui apparaît fondamental est l'inhibition de la kaolinisation et le maintien prolongé à l'état amorphe des produits intermédiaires de la pédogenèse. On en arrive ainsi et sans doute rapidement à la constitution d'un résidu quasi exclusivement sesquioxidyde dans lequel l'individualisation précoce et massive du monohydrate d'alumine, la boehmite, plutôt que du trihydrate, la gibbsite, témoigne d'une allitisation en milieu carbonaté.**

## IV. — TENTATIVE D'APPLICATION ET DE GENERALISATION.

### 1. FORMATION DES BAUXITES DE KARST.

Dans la situation des atolls surélevés du S.W. Pacifique, l'individualisation de Sols Bauxitiques ne peut guère être rapportée qu'à une contamination de calcaires et dolomies très pures et très poreuses par des produits volcaniques pyroclastiques, dans des conditions permettant leur altération et leur désilicification accélérée par les eaux météoriques d'infiltration.

Un mode de formation comparable a été proposé, non seulement pour les bauxites de karst exploitées des îles Caraïbes, mais aussi pour certaines de celles de l'Europe méridionale et de l'Union Soviétique (BARDOSSY, 1961 ; PAPASTAMATIOU, 1963 ; BUSHINSKY, 1963).

Peu importe néanmoins, du point de vue géochimique et minéralogique, l'origine et même la nature des matériaux à partir desquels se sont formées ces bauxites, pourvu qu'il ne s'agisse pas de produits préalablement kaolinisés ou, comme il va être précisé, riches en quartz. Sans vouloir insister sur cet aspect plus géologique que pédologique de la question, il n'existe pas de réelle incompatibilité entre le mode de bauxitisation qui vient d'être proposé et la plupart des hypothèses autochtones, para-autochtones et allochtones qui ont été avancées à leur sujet.

Au cours de leur longue histoire géologique, des bauxites de karst, telles que celles du Midi de la France, de la Hongrie, de la Yougoslavie, de la Grèce et de l'Union Soviétique, ont pu subir bien des vicissitudes sans rapport direct avec l'allitisation. Lors de leur formation ou postérieurement à celle-ci ont pu intervenir des apports, des recouvrements et des remaniements. Les niveaux kaolinisés ou halloysitisés qu'on y observe assez souvent, particulièrement au mur de leurs gisements, pourraient être rapportés à des épisodes hydromorphes, éventuellement associés à une resilicification secondaire : très fréquemment, en effet, leur blanchiment ou la présence de pisolithes paraissent bien y témoigner d'importants mouvements d'oxydes de fer. Il est aussi possible que de la kaolinite bien ordonnée et du quartz aient été présents à l'origine dans les matériaux d'apports. La première a pu échapper à l'allitisation. Le second, susceptible de se dissoudre lentement jusqu'à disparaître complètement, a pu alimenter une kaolinisation tardive, après que la décarbonatation ait mis un terme à la bauxitisation en milieu calci-magnésique.

Ultérieurement la diagenèse ou le submétamorphisme ont pu intervenir y provoquant l'individualisation de diaspore et l'accroissement de la proportion de boehmite, en même temps que l'acquisition d'un caractère massif que n'ont nullement les Sols Bauxitiques de karst de formation récente.

### 2. VOIE SUIVIE PAR L'ALLITISATION EN TANT QU'ELLE DIVERGE DE CELLE DE LA KAOLINISATION.

Le mode d'allitisation le plus habituellement considéré fait intervenir une pédogenèse lente en milieu franchement acide et parfaitement désaturé (MILLOT, 1964) : l'on passerait alors par un stade kaolinique, au cours duquel le quartz éventuellement présent serait lui-même dissout. Faut-il voir dans cette filière, applicable aux bauxites gibbsitiques « latéritiques » des vieilles plates-formes africaines, sud-américaines et australiennes, un processus de ferrallitisation diamétralement opposé à celui conduisant à l'individualisation des bauxites boehmitiques « de karst » ? Le problème n'est sans doute pas aussi simple : plus que la boehmitisation précoce, susceptible de n'être qu'un épiphénomène lié à la présence de carbonates, ce serait les contraintes à la formation de kaolinite ordonnée qui pourraient, en ce dernier cas, jouer le rôle essentiel.

Si lessivage intense en silice et maintien d'un haut degré de saturation en bases peuvent paraître incompatibles, c'est qu'il est généralement fait référence, en la matière, à des roches riches en quartz : il en résulte une permanence très longue de l'alimentation du milieu en silice, à laquelle peut être rapporté le caractère beaucoup plus souvent kaolinique qu'allitique des produits d'altération des roches quartzzeuses (LENEUF, 1959 ; NICOLAS et VERDIER, 1964). De WEISSE (1964) précise que l'absence de quartz est un caractère constant des bauxites de karst, tandis que BUSHINSKY (1963) insiste sur le fait que les divers types de bauxites de l'Union Soviétique se sont formés à partir de roches alumino-siliciques non ou très peu quartzzeuses.



Or il s'en faut de beaucoup pour qu'un net décalage de phase entre lixiviation en bases et lessivage en silice existe lors de la ferrallitisation des roches silicatées non quartzueuses vitreuses et cryptocristallines, surtout si celles-ci sont vacuolaires ou poreuses et contiennent une notable proportion de minéraux magnésiens. Le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de la fraction terre fine de sols à faciès juvénile andique sur lapilli basaltiques de l'île de Wallis peut s'abaisser jusqu'à 0,52. A Tahiti, sur les coulées basaltiques de la région de Taravao datées de  $500.000 \pm 500.000$  ans (KRUMMENACHER et NOEZLIN, 1966), les sols de planèzes n'ont que quelques dizaines de centimètres d'épaisseur et passent directement à une arène d'altération et non à une zone de départ : il n'en sont pas moins exclusivement formés de sesquioxydes. Aucune phase d'individualisation de phyllites silicatées ne paraît alors s'intercaler entre les stades andiques et allitiques.

Certes, on reconnaît aussi des phyllites 1/1 dans des sols à faciès ferrallitique d'îles volcaniques océaniques dont les rapports  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  prennent toutes les valeurs possibles intermédiaires entre 0 et 2. Mais il s'agit alors de produits halloysitiques à réseau cristallin mal ordonné beaucoup plus aptes que la kaolinite « sensu stricto » à perdre leur silice pour donner naissance, en l'absence de quartz, à de la gibbsite (SIEFFERMANN, 1969 ; PEDRO, BERRIER et TESSIER, 1970).

Dans ces conditions, la silice non engagée dans des édifices cristallins bien ordonnés passe facilement dans les eaux de percolation, tandis que les produits intermédiaires du type allophane qui se forment freinent la lixiviation par leur capacité d'échange élevée. A ceci s'ajoute la grande richesse habituelle des Sols Andiques et Ferrallitiques pénervolués sur roches volcaniques basiques en matière organique, laquelle, non seulement accroît leur capacité d'échange, mais est aussi susceptible de contrecarrer la cristallisation des produits amorphes (SIEFFERMANN, 1969). Le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de l'allophane elle-même tend souvent à être voisin de 1. En outre les Andosols présentent la particularité de pouvoir présenter des réactions voisines de la neutralité associées à une désaturation bien marquée : or, dans les altérations expérimentales précédemment évoquées, c'est le pH beaucoup plus que la charge ionique qui oriente les néogenèses.

La richesse en magnésium des matériaux en cours d'allitisation peut aussi jouer un rôle, cet élément entrant dans les réseaux de nombreuses phyllites et même, semble-t-il, des produits sesquioxydiques (PEDRO et BITAR, 1966). Le long d'un profil de sol allitique des planèzes de Tahiti, les teneurs en silice combinée ne sont que de 0,3 % tandis que celles en magnésium sont voisines de 2 %. Ainsi les possibilités de dissolution lente des produits de néogenèse magnésiens laissent prévoir une permanence prolongée de l'alimentation en magnésium du milieu, interdisant sa désionisation complète.

## V. — CONCLUSIONS.

Plusieurs paraissent pouvoir être déduites de l'étude des Sols Andiques et Bauxitiques d'atolls surélevés complétée par quelques observations tirées de celle des sols allitiques d'îles volcaniques océaniques.

- Lors de la ferrallitisation, l'individualisation du monohydrate d'alumine, la boehmite, serait un phénomène précoce étroitement lié à la présence de carbonates alcalino-terreux et sans doute peu dépendant des autres conditions du milieu, à l'exception de celles concernant le climat inter ou subtropical humide et la très bonne qualité du drainage interne. Aussi paradoxal que cela puisse paraître, ce serait au stade calci-magnésique de la pédogenèse (Rendzines et Sols Humiques Carbonatés lithosoliques) qu'elle se formerait préférentiellement au trihydrate, la gibbsite. Cette boehmite paraît trop bien cristallisée et trop résistante aux réactifs chimiques pour ne pas devoir se maintenir dans les sols.
- La voie préférentielle de l'allitisation, divergente de celle de la kaolinisation, serait l'allophanisation, éventuellement associée à l'individualisation de produits de néogenèse magnésiens, mais ne tolérant que des phyllites 1/1 mal ordonnées. Toutes choses égales par ailleurs, la présence de quartz favoriserait la formation de kaolinite mais contrarierait grandement celle de gibbsite.

— Sans que soit remise en question l'existence d'une voie bio-rhéxistatique lente kaolinitique (ERHART, 1966 et 1968), à laquelle pourrait être rapportée la formation des bauxites « lateritiques » de vieilles plates-formes continentales, l'allitisation serait aussi susceptible d'être souvent un phénomène rapide (BALKAY et BARDOSSY, 1967 ; BARDOSSY, 1970 ; BOURGEAT, 1970 ; BOURGEAT et AUBERT, 1971). En ce cas, elle paraît intervenir à partir de produits amorphes ou mal cristallisés fragiles et, sans passer par le stade de la kaolinite ordonnée, précéder la désaturation et l'acidification.

Reçu pour publication : février 1972.

## Bibliographie

(Auteurs cités exclusivement)

- AHMAD N., JONES R.L., BEAVERS A.H. (1966). — Genesis, mineralogy and related properties of West Indian soils. I. : Bauxitic soils of Jamaica. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 30, 720-722.
- BALKAY B., BARDOSSY G. (1967). — Elementary processes of lateritization in Guinean laterites. *Foldt. Kozl.*, 97, 91-110 (Hu). (*Chem. Abstr.*, 68, 80510).
- BARDOSSY G. (1962). — Sur la comparaison et la genèse des bauxites de la Hongrie. *Ann. Inst. Géol. Publici Hong.*, 49, 1017-1026.
- BARDOSSY G. (1970). — Comparaison des bauxites de karst. *Ann. Inst. Géol. Publici Hong.*, 54, 3, 51-65.
- BARRAU J. (1957). — Les atolls océaniques, essai d'agronomie. *Etudes d'Outre-Mer*, Marseille, 40, 253-267.
- BOURGEAT F. (1970). — Contribution à l'étude des sols sur socle ancien à Madagascar. *Thèse*, Fac. Sc. Strasbourg, 310 p. IX. multigr.
- BOURGEAT F., AUBERT G. (1971). — Les sols ferrallitiques de Madagascar. *O.R.S.T.O.M. Madagascar, Sciences de la Terre*, 31 p. + Tab. (diffusion restreinte).
- BRYAN Jr. E.H. (1953). — Check list of atolls. *Atoll Res. Bull.*, 19, 1-38.
- BUSHINSKY G.I. (1962). — Types of karst deposits and their genesis. *Actes Symp. sur les bauxites, Zagreb*, 1, 93-123.
- BUTTERLIN J. (1958). — A propos de l'origine des bauxites des régions tropicales calcaires. *C.R. Soc. Géol. France*, 5, 121-123.
- CHEVALIER J.P. (1968). — Géomorphologie de l'île de Maré. *Exp. Fr. sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Fond. Singer Polignac*, 3, 1-50.
- COLMET-DAAGE F. et al. (1969). — Caractéristiques et nature de la fraction argileuse de quelques sols rouges d'Haïti situés sur calcaires durs. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol.*, VII, 3, 345-417.
- DARWIN C.R. (1839). — Journal of researches ... London, p. 545-546 (*Atoll. Res. Bull.*, 1959, 70, 6-7).
- DE KIMPE C., GASTUCHE M.C., BRINDLEY G.W. (1964). — Low temperature syntheses of kaolin minerals. *Amer. Miner.*, 49, 1-16.
- DELVIGNE J. (1965). — La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, n° 13.
- DELVIGNE J. (1967). — Bilans géochimiques de l'altération des roches basiques en Côte d'Ivoire ferrallitique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, IX, 4, 311-320.
- DUGAIN F. (1953). — Note sur les sols de Maré (archipel des Loyauté). *O.R.S.T.O.M. Nouméa*, 10 p. + annexes (rés. anal.), multigr.
- ERHART H. (1966). — Bio-rhéxistatie, biostaties évolutives, hétérostatie. Importance de ces notions en géologie minière exogène. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 263, 1048-1051.
- ERHART H. (1968). — Sur les trois modes géochimiques d'accumulation des hydroxydes d'alumine dans la nature. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 267, 2081-2083.
- Eruption sous-marine aux Salomon (1969). *Cah. Océanographiques*, XXII, 1.
- FIELDER M., FURKERT R.J. (1966). — The nature of allophane in soils. 2 : Differences in composition. *N.Z. J. Sc.*, 9, 608-622.
- FIELDER M., PERROTT K.W. (1966). — The nature of allophane in soils. 3 : Rapid field and laboratory test for allophane. *N.Z. J. Sc.*, 9, 623-629.
- FOSBERG F.R. (1954). — Soils of the Northern Marshall Atolls with special reference to the Jemo series. *Soil Sci.*, 78, 99-107.
- FOSBERG F.R. (1957). — Description and occurrence of atoll phosphate rock in Micronesia. *Amer. J. Sci.*, 255, 584-592.
- FOSBERG F.R., CAROLL D. (1965). — Terrestrial sediments and soils of the Northern Marshall Islands. *Atoll Res. Bull.*, 113, 156 p.
- FRIPIAT J.J., GASTUCHE M.C. (1963). — L'état d'organisation de départ et la synthèse des argiles. *Int. Clay Conf.*, Stockholm, 2, 53-65.
- GASTUCHE M.C., FRIPIAT J.J., DE KIMPE C. (1961). — Le genèse des minéraux argileux de la famille de la kaolinite. Genèse et synthèse des argiles. *Coll. Int. C.N.R.S.*, n° 105, 57-81.
- GASTUCHE M.C., HERBILLON A. (1962). — Etude des gels d'alumine : cristallisation en milieu désionisé. *Bull. Soc. Chim. France*, 1404-1412.
- GLADKOVSKI A.K., USHATINSKY I.N. (1963). — Genesis and alteration of aluminium minerals in bauxites. *Actes Symp. sur les bauxites, Zagreb*, 1, 153-170.
- GRANGE L.I., FOX J.P. (1953). — Soils of the Lower Cook Group. *N.Z. Soil Bur. Bull.*, n.s. 8, 1-55.
- GROVER J.C. (1957). — Some geographical aspects of the British Solomon Islands in the Western Pacific. *Geogr. J.*, 123, 298-317.

- GUILCHER et al. (1969). — Les récifs et lagons coralliens de Mopéla et de Bora-Bora (Iles de la Société). *Mémoires O.R.S.T.O.M.*, n° 38, 103 p., 34 fig., 5 pl. photos.
- GUPPY H.B. (1887). — The Solomon Islands : their geology, general features, and suitability for colonization. 1-152, London, pp. 137-144.
- HEDLEY C. (1896). — General account of the atoll of Funafuti. *Aust. Mus. Mem.*, 3, 1-71.
- HERBILLON A., GASTUCHE C. (1962). — Etude des complexes kaolinite-hydroxydes d'aluminium. Synthèse et genèse des trihydrates cristallisés. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, XIII, 77-94.
- JENKIN R.N., FOALE M.A. (1968). — An investigation of the coconut-growing potential of Christmas Island. *Land Res. Div., Direct. Of Overseas Surv. Tolworth, Surrey, England. Land resource study*, n° 4, 2 vol.
- KRUMENACHER D., NOETZLIN J. (1966). — Ages isotopiques K/A de roches prélevées dans les possessions françaises du Pacifique. *Bull. Soc. Géol. France*, VIII (7), 173-175.
- LABEYRIE J., LALOU C., DELIBRAIS G. (1969). — Etude des transgressions marines sur l'atoll de Mururoa par la datation des différents niveaux du corail. *Cah. Pacifique*, 13, 59-68.
- LACROIX A. (1929b). — La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie Australe. *Mém. Acad. Sc. Paris*, 59 (2), p. 44-45.
- LACROIX A. (1939 a). — Remarques sur les volcans sous-marins, à propos de ponces rhyolithiques recueillies sur l'atoll Marutéa du Sud (Archipel des Tuamotu). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 208, 609-611.
- LACROIX A. (1939 b). — Les ponces dacitiques flottant sur l'océan entre les Fidji, les Nouvelles-Hébrides et la Nouvelle-Calédonie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 208, 853-857.
- LE JEAN F. (1964). — Etude de roches prélevées dans l'île de Lifou, Archipel des Loyauté, territoire de la Nouvelle-Calédonie, par M. le Professeur LUCAS. *D.E.S. Paris*, 103 p. multigr.
- LENEUF N. (1959). — L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. *O.R.S.T.O.M.*, Paris, 210 pp.
- LUBIN J.C. (1967). — Recherches expérimentales sur l'évolution des gels aluminosiliciques en condition de libre drainage. *Thèse Doct. 3<sup>e</sup> Cycle*, Fac. Sc. Paris, 128 p. dactyl.
- MILLOT G. (1964). — Géologie des argiles. *Masson*, Paris, 499 p., p. 388-400.
- NATIVEL P. (1970). — Ponces dacitiques échouées sur la Côte Ouest de la Réunion à la suite d'une forte houle. *C.R. Soc. Géol. France*, 7, 265-266.
- NICOLAS J., VERDIER J. (1964). — Sur l'altération des roches acides de la « Sierra de Imataca » (Rio Caroní, Guyanne vénézuélienne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 268, 5922-5924.
- OBELLIANE J.M. (1962). — Le gisement de phosphate tricalcique de Makatéa. *Sc. de la Terre*, Nancy, IX, 1, 60 p.
- PAPASTAMATIOU J. (1963). — Les gisements de bauxite en Grèce. *Actes Symp. sur les bauxites. Zagreb*, 1, 284-293.
- PAPEE D., TERTIAN R., BIAIS R. (1958). — Recherche sur la constitution des gels et des hydrates cristallisés d'alumine. *Bull. Soc. Chim. France*, n° 11-12, 1301-1310.
- PAQUET H. (1969). — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Thèse*, Fac. Sc. Strasbourg, 348 p. multigr.
- PEDRO G. (1964). — Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches silicatées. *Thèse*, Fac. Sc. Paris, 344 p.
- PEDRO G., BITAR K.E. (1966). — Contribution à l'étude de la genèse des sols hypermagnésiens : recherches expérimentales sur l'altération chimique des roches ultra-basiques (Serpentines). *Ann. agro.*, 17, 6, 611-651.
- PEDRO G., LUBIN J.C. (1966). — Etudes sur l'évolution géochimique de gels aluminosiliciques et la formation des hydroxydes d'aluminium en conditions de libre drainage. *Ann. agro.*, 1968, 19, 3, 293-347.
- PEDRO G., BERRIER J., TESSIER R.M. (1970). — Recherches expérimentales sur l'altération « allitique » des argiles dioctédriques de type kaolinite et illite. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, XXII, 29-50.
- PIGGOTT C.J. (1968). — A soil survey of Seychelles. *Land Res. Div., Direct. Of Overseas Surv. Tolworth, Surrey, England. Technical Bull.*, n° 2, 89 p.
- PYRARD DE LAVAL F. (1615). — Voyage ... aux Indes Orientales, aux Moluques et au Brésil... avec la description des pays. *Samuel Thiboust*, Paris, et *Remy Dallin*, Paris, 738 p., p. 171-214.
- SACHET M.H. (1955). — Pumice and other extraneous volcanic materials on coral atolls. *Atoll. Res. Bull.*, 37, 27 p., biblio.
- SCHMID M. (1956). Note sur les îles Loyauté. Mission des terres en Nouvelle-Calédonie. *Minist. Fr. Outre-Mer, Direc. Aff. Econ. et Plan*, 18 p. multigr.
- SCHOFIELD J.C. (1959). — The geology and hydrology of Niue Island, South Pacific. *N.Z. Géol. survey (N.Z. Dep. Sc. and Ind. Res.)*, n° 62, 27 p.
- SCOTT R.M. et al. (1967). — Lands of Bougainville and Buka Islands, Territory of Papua and New Guinea. *Land Res. Ser. C.S.I.R.O. Aust.*, 20, 184 p.
- SEGALEN P. (1968). — Note sur une méthode de détermination des produits amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VI, 1, 105-126.
- SHEPARD F.P. et al. (1967). — Holocene changes in sea level : evidence in Micronesia. *Science*, 157, n° 3788, 542-544.
- SIEFFERMANN G. (1969). — Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun, variations pédologiques et minéralogiques du milieu équatorial au milieu tropical. *Thèse*, Fac. Sc. Strasbourg, 290 p. multigr.
- SIFFERT B. (1962). — Sur la synthèse de la kaolinite à la température ordinaire. *Mém. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, n° 21, Strasbourg, 86 p.
- STODDART D.R. (1962). — Three Caribbean atolls : Turneffe Islands, Lighthouse Reef and Glovers Reef, British Honduras. *Atoll Res. Bull.*, 87, 151 p.
- STONE J.E.L. (1951). — The soils of Arno Atoll, Marshall Islands. *Atoll Res. Bull.*, 5, 1-56.
- STONE J.E.L. (1953). — Summary of information on atolls soils. *Atoll. Res. Bull.*, 22, 1-4.
- TERCINIER G. (1956). — Contribution à l'étude des sols coralliens (les sols de Rangiroa : Touamotou). *VI Cong. Int. Sc. Sol. Paris*, E, 37-41.
- TERCINIER G. (1969). — Note de synthèse sur les sols du motu Faucon (étude pédologique d'une portion représentative de l'atoll de Mururoa). *Cahiers du Pacifique*, 13, 17-46.
- TERCINIER G. (1971 a). — Sols des karsts de l'atoll surélevé de Lifou (Iles Loyauté, territoire de la Nouvelle Calédonie) et problème de la bauxitisation. *C.R. Acad. Sc. Paris*, D, 272, 2067-2070.

- TERCINIER G. (1971 b). — Soils of raised coral limestone terraces and lagoons of Loyalty Islands. Application to bauxitic and phosphatic formations including boehmite and crandallite. *XII Pacific Sc. Congress, Canberra, Abstracts*, vol. 1, 1.
- TERCINIER G. (1971 c). — Contribution à la connaissance des phénomènes de bauxitisation et d'allitisation. Les sols des karsts d'atolls surélevés du Sud-Ouest Pacifique. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, IX, n° 3, 307-334.
- TERCINIER G. (1972). — La crandallite, phosphate naturel répandu dans les sols et souvent abondant dans les produits de remplissage des karst. *C.R. Acad. Paris*, D, 274, 1445-1448.
- THURBER D.L. et al. (1965). — Uranium - séries ages of Pacific Atoll coral. *Science*, 149, 55-58.
- TRECHMANN C.T. (1959). — Note on a pleistocene coral-rock in Jamaica altered into material resembling bauxite or laterite. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 107, 443-444.
- TRICHET J. (1965). — Essai d'explication de l'origine des grès de plage. Cas des grès de plage coralliens. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 261, 3176-3178.
- TRICHET J. (1967). — Description de dépôts tourbeux en milieu récifal (Polynésie Française). *C.R. Soc. Biogéogr.* 378, 141-146.
- TRICHET J. (1970). — Contribution à l'étude de l'altération expérimentale des verres volcaniques. *Thèse, Fac. Sc. Paris, Ecole Normale Supérieure, Paris*, 153 p.
- VEEH H.H. (1966). — Th230/U238 and U234/U238 ages of pleistocene high sea level stand. *J. Geophys. Res.*, 71, 3379-3386.
- WEISSE G. de (1963). — Bauxite lateritique et bauxite karstique. *Actes Symp. sur les bauxites, Zagreb*, 1, 7-29.
- WEISSE G. de (1970). — Bauxite sur un atoll du Pacifique. L'île de Rennell dans l'archipel des Salomon. *Mineral. Deposita*, 5, 2, 181-183.
- WHITMEE S.J. (1878). — Note on pumice in Ellice Islands. *Nature*, 19, 108.
- WRIGHT A.C.S., Van WESTERDORP F.J. (1965). — Soils and agriculture of Niue Island. *N.Z. Dep. Sci. and Ind. Res., Soil Bur. Bull.*, n° 17, 80 p.
- YAMANARI (1935). — Aluminium phosphate deposit in Kitta-Daito-Zima. *Fac. Sc. Univ. Imp. Tohoku, Contr. Inst. Geol. Pal.*, n° 15, 65 p. (en japonais).
- ZANS V.A. (1952). — Bauxites resources of Jamaica and their development. *Col. Geol. Miner. Resour.*, 3, 307-333.
- ZANS V.A., LEMOINE R.G., ROCH E. (1961). — Genèse des bauxites caraïbes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 252, 3302-3304.

## SUMMARY

BAUXITIC KARST SOILS ON PACIFIC RAISED ATOLLS  
AN APPROACH TO KNOWLEDGE OF BAUXITISATION AND ALLITISATION  
WEATHERING PROCESS

*The aluminium and iron oxides rate in coral limestone is less than 0,01 per cent. Therefore the mineral fraction of atoll soils is exclusively represented by carbonates, except in the cases of volcanic pumices and guano contaminations.*

*On coastal fringes of the S.W. Pacific largest raised atolls, particularly Lifou (Loyalty Islands, New-Caledonia), there are young calcareous andosols derived from volcanic pumices mixed with coral remains. In these pumices the only weathering products are allophane and boehmite.*

*Karsts of uplift parts of these islands are covered and partially filled with non calcareous (or slightly calcareous) dark brown to dark reddish brown highly humic and very porous soils. These thin karst soils are true crumbly bauxitic formations, including boehmite and amorphous aluminous products generally at higher rate than gibbsite, but without siliceous phyllites (or very poor). They seem to derive from allochthonous products, mainly drifting volcanic pumices. The bauxitic process is probably the final stage of amorphous products evolution due to action of carbonates (alkaline weathering and cation saturation of soil solutions).*

*So the formation process of karst bauxites could be satisfactorily explained. In general, this results could help us also to understand soil ferrallitisation and allitisation weathering process.*

cf 7465.

**Les sols bauxitiques de karst  
des atolls surélevés du Pacifique**  
***Contribution à l'étude des phénomènes  
de bauxitisation et d'allitisation*** <sup>(1)</sup>

par **G. TERCINIER**

Services Scientifiques Centraux de l'O.R.S.T.O.M.  
93 - BONDY

- 8 SEP. 1972

O. R. S. T. O. M.

Collection de Références

(1) Pour une assez large part, les données d'une communication au 12<sup>e</sup> Congrès du Pacifique (Canberra 1971) et d'un article paru dans les Cahiers O.R.S.T.O.M. de Pédologie sont reprises ici. TERCINIER (1971 b et c).

M. 193 1° B 5642 Pede