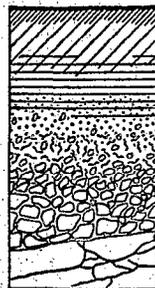


J. VIEILLEFON

**LES SOLS DES MANGROVES
ET DES TANNES
DE BASSE CASAMANCE
(SÉNÉGAL)**

**IMPORTANCE DU COMPORTEMENT
GÉOCHIMIQUE DU SOUFRE
DANS LEUR PÉDOGENÈSE**



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ET TECHNIQUE OUTRE-MER





ÉDITIONS DE L'OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

RENSEIGNEMENTS, CONDITIONS DE VENTE

Pour tout renseignement, abonnement aux revues périodiques, achat d'ouvrages et de cartes, ou demande de catalogue, s'adresser au :

SERVICE CENTRAL DE DOCUMENTATION DE L'ORSTOM
70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY (France)

- Tout paiement sera effectué par chèque bancaire barré au nom de RÉGIE ORSTOM BONDY, ou par chèque postal (compte n° 9.152-54, Paris, RÉGIE ORSTOM BONDY).
- Achat au comptant possible à la bibliothèque de l'ORSTOM, 24, rue Bayard, 75008 PARIS.

I - CAHIERS ORSTOM

BIOLOGIE	OCÉANOGRAPHIE
ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET PARASITOLOGIE	PÉDOLOGIE
HYDROBIOLOGIE	SCIENCES HUMAINES
HYDROLOGIE	

<i>séries trimestrielles</i>	Abonnement: <i>France</i>	120 F.	36,30 US dollars
	<i>Etranger</i>	156 F.	
GÉOLOGIE - <i>série semestrielle</i>	Abonnement: <i>France</i>	96 F.	28,00 US dollars
	<i>Etranger</i>	120 F.	

II - BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE

12 numéros par an (15 fascicules)	Abonnement: <i>France</i>	115 F.	30,25 US dollars
	<i>Etranger</i>	130 F.	

A paraître prochainement dans la collection des MÉMOIRES de l'ORSTOM :

J. F. TURENNE

N° 84 - Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises.

R. BOULET

N° 85 - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Équilibre et déséquilibre pédobioclimatique.

LES SOLS DES MANGROVES ET DES TANNES
de Basse Casamance (Sénégal)

**Importance du comportement géochimique
du soufre dans leur pédogenèse**

Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse de Doctorat d'État de Sciences Naturelles, soutenue le 6 juin 1974 à la Faculté des Sciences de l'Université Paris VI, sous le titre : « *Contribution à l'étude de la pédogenèse dans le domaine fluvio-marin, en climat tropical d'Afrique de l'Ouest* ».

.....
« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite » (alinéa 1^{er} de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal ».

.....

© O. R. S. T. O. M. 1977

ISBN 2-7099-0446-2

MÉMOIRES O.R.S.T.O.M. N° 83

Jacques VIEILLEFON

*Pédologue de l'O.R.S.T.O.M.
Docteur ès Sciences Naturelles*

LES SOLS DES MANGROVES ET DES TANNES

de Basse Casamance (Sénégal)

O.R.S.T.O.M.
PARIS
1977

à mes parents

à ma femme

à Idrissa Bodian

DIOLA DE BALINGORE

Sommaire

PRÉFACE	IX
ENGLISH ABSTRACT.....	XI
INTRODUCTION.....	1

PREMIÈRE PARTIE

ÉLÉMENTS DU MILIEU NATUREL. CHOIX ET ÉTUDE D'UNE SÉQUENCE DE SOLS DANS LE DOMAINE FLUVIO-MARIN DE BASSE CASAMANCE

CHAPITRE I. — La Casamance. Présentation de la zone d'étude.....	7
CHAPITRE II. — Différenciation des profils et principales caractéristiques des sols de la séquence de Balingore.....	17
CHAPITRE III. — Régime hydrique et salinité dans la séquence de Balingore	43

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE DE L'ACIDITÉ ET DU POTENTIEL D'OXYDO-RÉDUCTION DES SOLS. LEURS RAPPORTS AVEC LES TRANSFORMATIONS DES COMPOSÉS DU SOUFRE. INFLUENCE DU COMPORTEMENT GÉOCHIMIQUE DU SOUFRE SUR LES CONSTITUANTS DU SOL ET LA REDISTRIBUTION DE CERTAINS ÉLÉMENTS

CHAPITRE IV. — Étude des variations de pH et du Eh des sols de la séquence de Balingore	65
CHAPITRE V. — Origine du soufre et répartition de ses différentes formes dans la séquence de Balingore.....	91
CHAPITRE VI. — Transformations des formes réduites du soufre au cours de l'oxydation....	117
CHAPITRE VII. — Influence du comportement géochimique du soufre sur l'évolution des constituants du sol.....	149

TROISIÈME PARTIE

LA NOTION DE CHRONOSÉQUENCE MANGROVE-TANNE ET SON IMPORTANCE POUR LA COMPRÉHENSION DE L'HISTOIRE ET DE LA RÉPARTITION DES SOLS DES MARGES LITTORALES EN CLIMAT TROPICAL

CHAPITRE VIII. — Généralisation de la séquence mangrove-tanne en Basse Casamance. Sa place dans l'histoire géomorphologique régionale au Quaternaire.....	199
CHAPITRE IX. — La séquence mangrove-tanne, comme exemple de l'évolution morpho-pédogénétique des régions littorales intertropicales.....	231
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	249
Annexe I.....	255
Table des matières.....	285
BIBLIOGRAPHIE.....	255
Carte.	

Préface

Les mangroves constituent un milieu tout à fait spécial : la frange entre le continent et l'océan dans les zones où l'alluvionnement est actif. Elles sont connues par leur flore très particulière, presque exclusivement constituée de palétuviers.

J. VIEILLEFON, qui est Directeur de Recherches à l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, nous présente aujourd'hui le résultat de ses travaux sur les mangroves de la Casamance qui est la partie méridionale du Sénégal. Pendant de longues années, il a périodiquement quitté Dakar où il séjournait pour s'installer à proximité de son terrain d'étude et y travailler dans des conditions que tous les broussards d'Afrique ont connues plus ou moins mais qui, dans la mangrove, prennent des aspects parfois extrêmes... notamment en matière de moustiques !!

Cet ouvrage présente une symétrie voulue. Partant des données bibliographiques accumulées par les géologues, les géographes et les botanistes au niveau mondial, l'auteur justifie progressivement le choix de sa zone de travail : il montre avec bonheur que la basse Casamance est un des points où un effort analytique permettra peut-être de mieux connaître les phénomènes qui se passent dans les alluvions soumis à la fois aux eaux salées et aux eaux douces. Il justifie le choix qui fut le sien de faire porter son effort sur une zone de quelques hectares, mais particulièrement bien située, et de l'étude d'une séquence perpendiculaire à la rivière sur quelques centaines de mètres.

Alors commence une cascade d'interrogations et de réponses qui s'enchaînent un peu comme un roman policier : utilisant les ressources de la Pédologie avec toutes leurs facettes, successivement chimiste, physicien, minéralogiste, associant les études globales et les analyses diachroniques, J. VIEILLEFON dévoile peu à peu les dynamismes particuliers de ces milieux engorgés par l'eau et où la matière organique morte et les racines vivantes des palétuviers perturbent les réactions chimiques en consommant l'oxygène que l'assèchement fait revenir dans le sol. En chemin, il met de l'ordre dans l'explication de faits comme la formation des sulfates basiques, mais il ouvre aussi des perspectives toutes nouvelles sur la géochimie du soufre ou de l'uranium. C'est une étude exhaustive et très détaillée de tous les phénomènes qui se succèdent au cours de l'année dans ce milieu où les influences de l'eau et de l'air, des sels et des minéraux, de la matière vivante et de la matière inerte se balancent constamment.

Et puis, la perspective s'élargit à nouveau et l'auteur dirige sa réflexion d'abord sur la basse Casamance, puis sur le Sénégal, puis sur les mangroves du monde entier : il en aborde une classification et montre quelles variations peuvent avoir lieu en esquissant les explications que l'on peut tirer de son travail analytique.

J. VIEILLEFON nous donne donc un bel exemple de travail d'analyse centré sur une séquence de sols, mais justifié par une connaissance approfondie d'une formation, et ce travail une fois accompli est élargi à la connaissance de cette même formation. Ce va et vient est particulièrement fertile et il a des retombées parfois inattendues. Il est parfaitement

dans la ligne de la Pédologie moderne qui allie la généralité de vues, l'acuité de l'analyse avec le choix aussi rigoureux que possible des objets d'études.

C'est là que gît probablement la leçon la plus précieuse de ce travail : pour comprendre un phénomène naturel comme le sol et pour en préciser les lois, il est essentiel de resserrer l'effort d'analyse à des sols bien choisis, comparables pour ce qui est des caractères contingents, et où les caractères spécifiques de telle ou telle situation peuvent être mis en évidence avec sécurité. En d'autres termes, pour voir les transformations et les néosynthèses, il faut que l'héritage soit le même !

Mais J. VIEILLEFON nous donne aussi un exemple précieux : c'est l'étude dynamique du sol au cours du temps, je veux dire des saisons et de l'année. En d'autres termes, il n'aborde pas le sol comme un objet synchrone, mais au contraire comme un objet diachrone. Il peut paraître curieux pour d'autres qu'une telle attitude, naturelle dans le troisième tiers du XX^e siècle pour une quantité de sciences, soit considérée comme nouvelle en Pédologie. En fait, elle n'est pas nouvelle, mais risque d'être remise en question. L'ouvrage de J. VIEILLEFON vient donner de bons arguments à ceux qui défendent l'idée que le comportement du sol et la définition de ses régimes, hydrique, physico-chimique, thermique, trophique, etc., font partie intégrante du concept sol.

Cet ouvrage est le texte de la thèse de Doctorat de J. VIEILLEFON. Il fait honneur à celui qui l'a écrit, il fait honneur à l'O.R.S.T.O.M. qui a voulu et permis ces recherches et en assurera la publication ; il apporte des vues nouvelles à tout un secteur de la recherche et de l'Agronomie : la meilleure preuve réside dans les nouveaux travaux qu'il a suscités et permis.

Jean BOULAINÉ.

Abstract

MANGROVE AND TANNE SOILS IN THE LOWER CASAMANCE REGION OF SENEGAL

THE IMPORTANCE OF THE GEOCHEMICAL BEHAVIOUR OF SULPHUR IN THE PROCESSES OF SOIL FORMATION

Coastal areas of tropical regions have rarely been studied in any great depth. Many have considerable agricultural potential. This is often linked with the presence of recent alluvial deposits of considerable thickness, the results of intensive phases of erosion and sediment transport in the basins of tropical rivers particularly during the later Quaternary era.

A specific vegetation type may be attached to the type of area under study. Species of mangrove are dominant, and have an important effect on the development of the landscape. This development is extremely rapid in the areas which may be likened to a "natural laboratory", as may be observed at present. It is connected with the nature of the deposit (grain size, sediment movement), leading to differential genetic development in the lithology and geomorphology of the soils, also with the vegetation climax, which is responsible for ecological changes. Each soil type may be classed in this way according to a chronosequence, in relation to the biogeocoenosis.

Methods used

Finding evidence in the field of active changes in the soil formation and geochemical sequence of recent deposits is difficult, since the changes taking place are necessarily gradual. Sequences had to be representative and sufficiently differentiated.

The Lower Casamance region is in the south of Senegal and has strongly contrasted dry and rainy seasons. This pattern provided the required example of soil/vegetation development. The mangrove appear in broad belts, usually well differentiated with one species occupying one belt. In the middle of the sedimentary area appears first a bare, saline area, then another area of halophytic vegetation. These areas are known locally as "tannes", with the second facies developing from the first. The hydrological régime is an important conditioner in evolution.

The two main types of soil development in this environment are hydromorphy and halomorphy (waterlogging and salinization). This necessitated studies of the soil solution as well as the solid properties. Observations were seasonal, carried out in the laboratory on extracted soil solutions and lyophilized samples, kept in sealed containers, and in the field for pH, redox potential (Eh), salt content and movements of the water table.

Sulphur compounds were studied in particular because of their noticeably strong effect on soil formation and geochemistry. There is a wide variety in the composition of these compounds, also their behaviour, according to whether they are in a soluble, non-soluble or gaseous state. Experiments were based on fresh samples to determine the influence of drying in air, and lyophilized samples to study water content.

The study sheds new light on a sequence of young soils developed on recent Holocene deposits. The sediments are fine in texture, being derived from the plateaux soils of the Continental Terminal formation of the Casamance, which are rich in quartz, kaolinite clays and iron oxides. They were deposited in a fluvio-marine environment on the landward side of coastal bars, and on the edges of wide valleys through which meander the tributaries of the river Casamance.

Primary pedogenesis

The process of soil formation begins when the mangrove species colonize freshly accumulated sediment. Organic matter produced by the vegetation encourages anaerobiosis caused by permanent waterlogging, and favours microbial sulfate-reduction of sea water and storage of large quantities of iron sulfides, notably pyrite.

The "head sequence" soils are very organic, fibrous and rich in iron sulfide, with neutral pH and negative redox potential. The soils of the mangrove-tanne sequence develop from this material, following gradual changes in the salinity and hydrological regime. A differentiation of the vegetation then results, among the different species of mangrove, and from mangrove to tanne. The physical properties of the soil develop, the result of drying and packing, and a soil structure appears with chemical properties linking the effects of salinization and acidification.

The external factors of soil evolution

The main external influences are the tides and the climate, working in cycles which control the water circulation regime and the soil solution. In the mangrove, there is a twice-daily to twice-monthly régime of flooding, with little variation in the height of the water-table. In the tanne, there is a yearly seasonal régime, with a large drop in the water-table during the dry season, and a correlating fall in the 'oxidation front'. Two types of water circulation are relevant to these movements: one from the mangrove to the tanne in the dry season, and in the opposite direction during the rainy season.

The effects of tides may be greater than the water circulation pattern from mangrove to tanne. The tides stem water circulation and favour exchanges and transformation of some soil constituents. The chief effects are in salinity, the ionic composition of the soil solution and groundwater, and the content in the soil of minor soluble elements. These last are of great significance in finding out about soil geochemistry, e.g. silica and alumina are abundant in the soil solution during the dry season, and iron is more abundant during the rainy season. These three constituents become more solubilized in the passage from mangrove to tanne.

Principal physico-chemical features

Physico-chemical changes may be measured by the linear change in the breadth of the Eh and pH seasonal range. The Eh is controlled by the height of the water-table and its duration during the yearly cycle. It varies from one profile to another

according to replacement of successive dominant redox couples. The pH is linked with the Eh and controlled by the cycles of acidification active throughout the year, leaching and neutralization. The action of these cycles produces sequential differentiation: where "actual" acidity as measured in the field increased from mangrove to tanne, "potential" acidity, as measured from air-dried samples decreases in the same direction.

Field studies have served to emphasize the dynamic, seasonal character of the evolution of the chronosequence, especially as concerns the redox cycles which are controlled by the fluctuating patterns of tides and climate. In the mangrove facies it is the tides and the reductive phase which are determinant; in the tanne facies, the climatic factor takes over from the tides and is responsible for extending the phase of oxidation, but a temporary reductive phase is brought about by the alternation of the climate.

The vertical movements in the water-table and the bounded moisture changes have some influence on the redox potential, and thus on variations in the pH, but there is not enough evidence for a full explanation of this. The seasonal variations in pH and Eh are strongly marked by climatic irregularity.

Acidification and transformation of sulphurous compounds

Seasonal and evolutive acidification results from a series of complex transformations of the sulphur compounds. In the mangrove soils the prevailing compounds are reduced, usually bounded compounds of micro-crystalline pyrite and non-crystalline organic matter, sulfate content being low. In the upper horizons of the tanne where there is oxidation, soluble sulfates are more abundant and the prevailing oxidized form develops into jarosite, a basic sulfate of iron and potassium or sodium.

There is some transformation of the sulphur compounds during the seasonal cycle. In the mangrove facies some compounds formed at a shallow oxidation level, such as hydrogen sulfide and elementary sulphur, increase through waterlogging (in the rainy season), while in the tanne facies the increase in sulfates is linked with seasonal acidification, and the sulfates develop in the dry season. Observations on the cycles of variation for the minor soluble compounds have provided no direct information on the main sulphur content (in the form of reduced sulphur, non-soluble oxidized sulphur and organic sulphur).

Some light on this aspect of soil evolution was provided by experiments, which showed that oxidation of the non-soluble sulfides occurred in two phases. There was first a disintegration phase, which takes place during waterlogging, and where the action of an organically-bounded fraction of the sulphur was observed. This was followed by oxidation, during which the sulfates were formed and precipitated. Micro-organisms also intervened in both these processes.

Data based on study of the cycles has been compared with the results of the experiments, which provides a useful basis for determining the direction and functioning of evolutionary processes over a number of years. The results also serve to corroborate hypotheses on the genetic nature of the soil development.

Geochemical consequences

The geochemical behaviour of sulphur has important effects on the make-up of the soil solution and the exchange complex, and on the mineral constituents, clays

and others. It controls the redistribution of iron and some of the trace elements. Through the soil solution it causes corrosion of quartz and kaolinite successively. This releases silica which may re-accumulate in an amorphous form, and also alumina. Both these appear to combine with other soluble elements, such as alkaline ions, to transform the clay minerals in the soil. Some interstratified clay minerals, illite-montmorillonite type, appear in the tanne formation.

The notion of the evolutive sequence

The mangrove-tanne sequence seems representative of soil evolution on the recent sedimentary complex of the Casamance region. There are different degrees of development, increasing in complexity upstream, and corresponding to successive dominant factors: recent mangrove, developed mangrove, tanne. Traces of the same sequence may be recognized on the lower terraces representing earlier stages of alluvial silting of the estuarine area. Thus develops a longitudinal sequence, with a direction of evolution proceeding upstream, superimposing further pedogenetic development on the original mangrove-tanne sequence, and with a new sequence triggering the cycle of development as the West African shoreline continues to silt up, with periodic rises in sea-level.

A comparison may be drawn with other coastal sequences which develop in climates dissimilar to the Casamance, but where climatic zonality allows for generalization of the concept. The purpose of the pattern is to explain the distribution of soils in a coastal area on a genetic basis, from which conclusions about agricultural potential may be made.

Introduction

Les basses plaines littorales, longtemps négligées, même en Europe, en raison de leur aspect souvent inhospitalier et insalubre, ont connu, depuis des siècles, mais surtout au cours des dernières décennies en Afrique, avec des fortunes diverses, des tentatives nombreuses de mise en valeur. La pression démographique, le besoin de créer des « greniers » ont été à l'origine d'aménagements variés à objectifs spéculatifs ou vivriers.

Les plaines littorales présentent en effet, du moins en apparence, des facteurs favorables : topographie plane, approvisionnement en eau facile, nature alluviale des sols, donc a priori haute fertilité, climat doux, facilités de transport... Elles connaissent également des contraintes, parfois très sérieuses : inondation permanente ou périodique, risques de salure ou d'acidification, qui sont étudiées dans ce présent travail. S'y ajoute, sous les tropiques, le développement souvent exubérant de la végétation littorale, fastidieuse à défricher, la *mangrove*.

Le terme de mangrove désigne une formation végétale universellement répandue sur les littoraux intertropicaux, dont les membres, les palétuviers, ont des formes et des adaptations très particulières. Après avoir principalement concerné la végétation elle-même, le terme de mangrove a été progressivement étendu à l'ensemble du milieu édaphique ou biologique. On parle ainsi de faune de la mangrove, de marais à mangrove, voire de sols de mangrove.

L'Asie du Sud-Est, la côte des Guyanes, les plaines de l'Ouest et du Nord-Ouest de Madagascar, celles qui longent le golfe de Guinée, ont fait l'objet d'aménagements des mangroves, le plus souvent pour la riziculture. Dans la plupart des cas, sauf peut-être pour certaines pratiques traditionnelles, les tentatives de mise en valeur se sont heurtées à des obstacles divers, parmi lesquels le développement de la salure et de l'acidification ont été les plus fréquents.

De nombreuses études ont en effet montré que le type et la conduite d'un aménagement de sols littoraux ont une répercussion sur la qualité des sols, et que certains ont parfois conduit des sols apparemment fertiles à une perte quasi définitive. La méthode la plus généralement utilisée en Afrique a consisté à essayer divers modèles d'aménagement, d'endiguement ou de poldérisation, en tenant plus ou moins compte des résultats obtenus par les pionniers en cette matière que furent les Hollandais.

Mais les échecs des uns n'ont pas toujours profité aux autres car les conditions sont loin d'être partout semblables. S'il était évidemment risqué de vouloir extrapoler des résultats obtenus sur le littoral de la Mer du Nord à des régions tropicales très humides comme les Guyanes, il en a été souvent de même d'une région tropicale à une autre.

Malgré l'uniformité apparente que confère la végétation de la mangrove à la plupart des littoraux intertropicaux, il ne faut en effet pas se dissimuler la grande diversité de climats, de matériaux sédimentaires, de conditions hydrologiques, pour ne citer que les principaux facteurs.

Il est donc certain qu'une bonne observation des processus naturels, soit, pour le pédologue, des *conditions et des mécanismes de formation et d'évolution des sols*, est indispensable avant toute mise en valeur rationnelle. Rappelons ce qu'écrivait DEMOLON dans la préface de l'édition de 1944 de la *Dynamique du sol* : « Sur certains points, comme l'analyse chimique des sols agricoles, un effort analytique considérable n'a abouti qu'à des résultats partiels souvent insuffisants ; cela tient à ce que l'on a négligé pour des préoccupations immédiatement utilitaires, les études susceptibles de conduire à l'intelligence des phénomènes propres au milieu ».

C'est par cette étude fondamentale, dans le cadre des recherches qui m'ont été confiées par l'O.R.S.T.O.M., d'abord à Madagascar, puis au Sénégal, qu'il a été tenté d'apporter une réponse aux problèmes que pose l'utilisation de ces sols.

Pour bénéficier de la plus large gamme d'évolution de ces biotopes particuliers, il est nécessaire de choisir une région dans laquelle les facteurs d'évolution soient suffisamment tranchés et leur influence suffisamment diversifiée. La mangrove est une formation végétale relativement simple, puisqu'elle n'est constituée que d'un très petit nombre d'espèces très spécialisées. La combinaison des facteurs d'environnement, tout spécialement les facteurs climatiques, commande la répartition de ces espèces en fonction d'habitats différents.

C'est donc sous des climats tropicaux à saisons contrastées, plus diversifiés que ceux de la zone équatoriale, que doit se porter le choix. Les sols des mangroves étant par ailleurs formés à partir de matériaux alluviaux, souvent d'origine récente, il est préférable que ces matériaux soient aussi simples et homogènes que possible dans leur composition, pour que puissent être perçues les premières transformations.

D'autre part, dans les sols développés sur des alluvions, le matériau originel est souvent « préfabriqué », et sa différenciation peut être ainsi plus rapide (BOULAIN, 1957a). Connaissant le matériau dans son état d'origine, c'est-à-dire les alluvions non transformées, telles qu'elles ont été déposées par les cours d'eau et la mer, la vitesse relativement élevée des processus de pédogenèse doit permettre d'observer sur une zone spatialement réduite, offrant ainsi des garanties d'homogénéité, les différentes phases de l'évolution des sols. L'étude des mécanismes de formation peut en être facilitée, le *facteur « temps »* devenant pratiquement le facteur principal.

Il a été souvent écrit que la pédologie doit son développement et l'approfondissement de ses recherches à de nombreux emprunts, tant dans le domaine des idées que dans celui des méthodes, aux autres Sciences de la terre ou aux Sciences biologiques. C'est sans doute dans l'étude des sols littoraux, à la limite entre la mer et la terre, *l'espace intertidal*, que s'illustre le mieux ce propos.

Roches-mères des sols et environnement biologique ont une importance fondamentale, mais ici la nature et les mouvements des eaux qui baignent ces milieux sont tout aussi importants, d'abord pour la mise en place des matériaux originels des sols, ensuite pour l'établissement du régime hydrique ou, d'une façon générale, de l'ambiance physico-chimique qui régira les rapports des constituants entre eux.

Les interactions entre milieu eau et milieu sol commandent tout un chimisme particulier dont les mécanismes sont régis par un contexte physico-chimique (pH, Eh,

pression d'oxygène) qui doit être soigneusement étudié. Comment ne pas souscrire en effet à la formule de FAIRBRIDGE (1967) selon laquelle « le pH-mètre (et le millivolt-mètre) est au géologue du sédimentaire (et au pédologue) ce que le marteau est au géologue du cristallin ».

L'étude du milieu de la mangrove devra donc être essentiellement instrumentale, appuyée sur de multiples mesures *en place*, couplées avec des expériences *in vitro* ou sur modèle, aboutissant à des tentatives de bilan. Si l'étude pédologique doit ainsi s'appuyer sur de nombreuses autres sciences, ses résultats, à leur tour, peuvent apporter des éclairages nouveaux aux problèmes concernant la géologie du Quaternaire, la genèse des milieux de sédimentation, voire à la géologie.

PREMIÈRE PARTIE

**ÉLÉMENTS DU MILIEU NATUREL
CHOIX ET ÉTUDE
D'UNE SÉQUENCE DE SOLS
DANS LE DOMAINE FLUVIO-MARIN
DE BASSE CASAMANCE (SÉNÉGAL)**

La Casamance

Présentation de la zone d'étude

Vis-à-vis des impératifs précédemment énoncés pour l'étude de la mangrove, la Casamance, région sud-ouest du Sénégal, présente des avantages certains. L'estuaire de son cours d'eau principal, qui a donné son nom à la région, traverse une zone fluvio-marine de près de 300.000 hectares, dont près de la moitié en mangrove (GIFFARD, 1971). Le bassin versant de ce fleuve est entièrement situé sur une seule formation géologique sédimentaire, le Continental Terminal. Enfin, le climat est tropical très contrasté.

Les principales caractéristiques physiques et biologiques de la partie occidentale de cette région, la Casamance Maritime, ou Basse Casamance (fig. 1), sont sommairement décrites ci-dessous.

I. STRUCTURE GÉOLOGIQUE

La majeure partie du Sénégal est un vaste bassin sédimentaire. A la latitude du fleuve Casamance, le socle cristallin n'affleure qu'à plus de 300 km de la mer. Les formations sédimentaires remplissent dès le Secondaire le vaste golfe sénégal-mauritanien dont la plus large extension aurait eu lieu au Lutétien (MICHEL, 1971).

Une très importante subsidence a eu lieu depuis la fin de l'Éocène, à l'Ouest d'une flexure située en Moyenne Casamance. En effet, alors que les dépôts du Secondaire et du Tertiaire atteignent plusieurs milliers de mètres en Basse Casamance, ils n'ont plus que de 400 à 600 mètres d'épaisseur en Haute Casamance.

Des mouvements tectoniques, d'époque Miocène, ainsi peut-être que d'autres plus récents, seraient responsables des coudes brusques qui affectent les cours de la Casamance et de son affluent principal le Songrougrou.

Pendant de très longues périodes, cette région de l'extrémité ouest de l'Afrique a ainsi connu de nombreux mouvements de la mer, transgressions et régressions. Les derniers sédiments déposés en milieu continental, consolidés en grès argileux bariolés, interstratifiés de couches d'argiles à dominance kaolinique, forment le « Continental

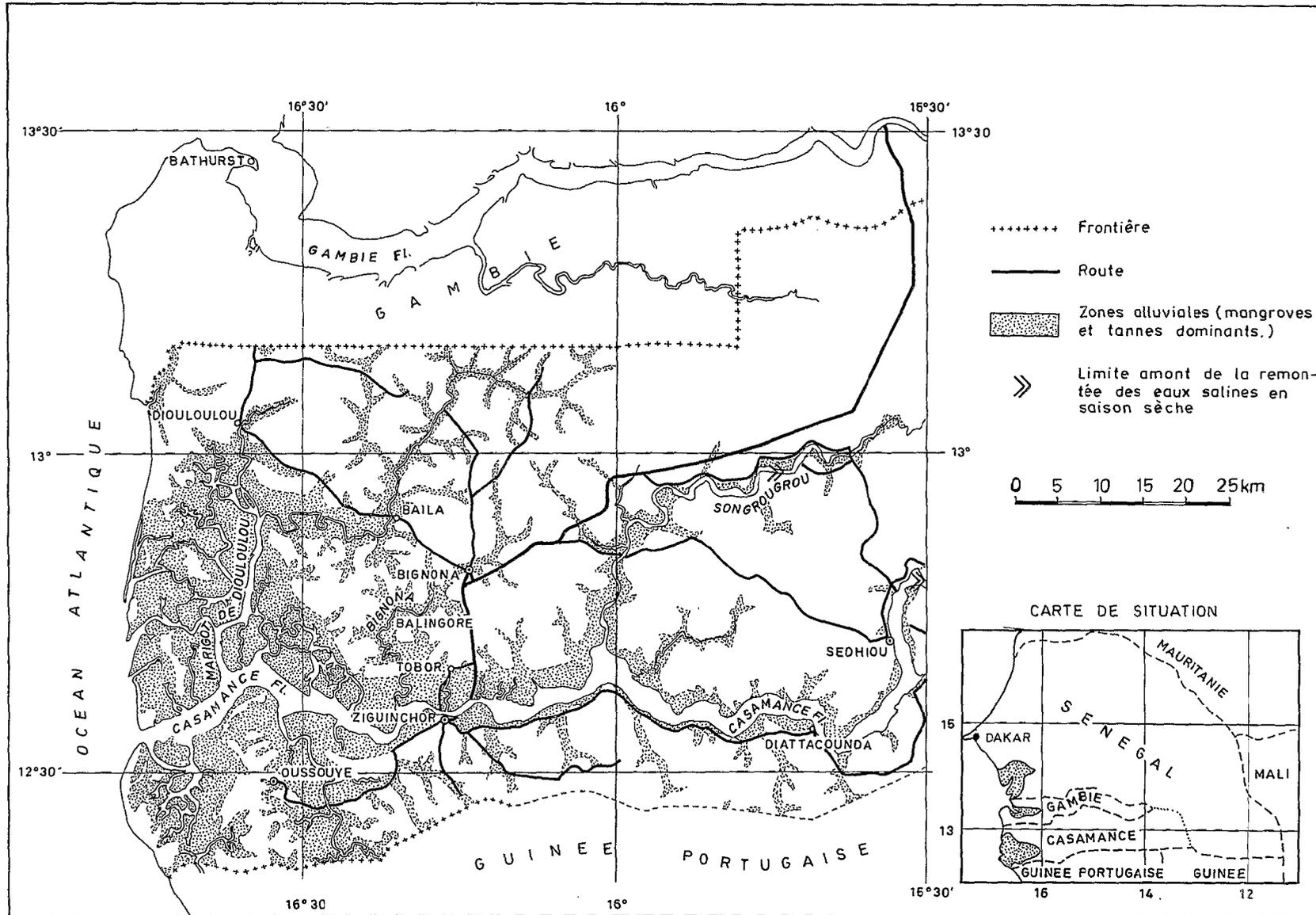


Fig. 1. — Zones alluviales de Basse Casamance.

Terminal», de faciès *sidérolithique* (TESSIER, 1952 - MILLOT, 1964). Selon FLICOTEAUX *et al* (1974), les matériaux appelés Continental Terminal, en Casamance, seraient en réalité d'origine marine.

Ces matériaux provenant de l'amont (Fouta Djalon) se seraient déposés sous l'action d'un climat tropical à tendance subaride, à pluviométrie irrégulière, donc en période de rhéxistase. MICHEL pense qu'il a pu y avoir deux périodes principales de dépôt, à l'Oligocène et au Pliocène.

Vers la mer ces formations se raccordent au plateau continental dont la largeur atteint 80 à 90 km au droit de la Casamance et de la Gambie, et s'élargit jusqu'à 150 km en face de l'embouchure du Rio Ceba en Guinée Portugaise.

II. GÉOMORPHOLOGIE

Les dépôts du Continental Terminal ont été modelés en glacis au cours d'une période aride il y a environ un demi-million d'années (MICHEL). Le modelé de glacis, qui marque nettement le paysage en Haute et Moyenne Casamance, disparaît dans la basse vallée, pour laisser place à des plateaux mollement ondulés.

Sur cette pente faible qui mène du Sénégal Oriental à la mer (le point le plus haut, à l'extrême Sud-Est, ne dépassant pas +70 mètres), de nombreux accidents mineurs découpent cependant les plateaux du Continental Terminal.

C'est notamment le cas dans la partie sud de l'estuaire, de la région d'Oussouye, où les plateaux morcelés sont ceinturés d'alluvions de diverses époques du Quaternaire. Au nord du fleuve une faille semble trancher brusquement le plateau de Bignona au-dessus des sédiments récents.

L'évolution pédologique des plateaux est marquée par l'existence de plusieurs niveaux cuirassés, qui affleurent souvent en Haute Casamance, et apparaissent à la faveur des entailles du réseau hydrographique en aval (MICHEL, 1960).

Sous l'action de courants de dérive littorale, la houle principale étant de direction Nord-Ouest, plusieurs systèmes de flèches et de cordons littoraux ont successivement contribué au colmatage d'un vaste golfe déblayé lors de la grande régression préholocène datée de 15 à 20.000 ans (FAURE *et al*, 1967 - McMASTER, 1970), qui aurait atteint la cote —100 mètres par rapport au niveau marin actuel.

Cette importante régression est également responsable du creusement des vallées en « doigts de gant » qui s'enfoncent très à l'intérieur des plateaux, en particulier dans les régions de Bignona et Baïla.

Une ou plusieurs transgressions, dont la plus importante se serait produite il y a quelque 5.000 ans (époque *Nouakchottienne*) ont entraîné le comblement général de l'estuaire et des basses vallées et la construction de divers systèmes de terrasses sableuses, fréquentes dans l'estuaire et ourlant parfois les plateaux du Continental Terminal.

Entre les cordons littoraux, les terrasses et les plateaux, une sédimentation récente est à l'origine des vasières à mangrove, sillonnées de chenaux profonds et anastomosés, aux méandres caractéristiques (Pl. I). Au centre des vasières à mangrove, parfois accrochées à des lambeaux de terrasses, existent des zones salées pratiquement sans

végétation, qui, par analogie avec des formations similaires de la région du Sine et du Saloum, au Nord de la Casamance, sont appelées « tanne », terme vernaculaire d'origine oulof (MASSIBOT *et al*, 1946).

Mangrove et tanne, étroitement imbriqués, constituent non seulement la majeure partie des formations de l'estuaire, mais on les rencontre également dans les vallées de la Casamance et de ses affluents, pratiquement jusqu'à la limite de la remontée des eaux salines, soit près de 120 km sur la Casamance (fig. 1).

III. CLIMAT

A. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

Le climat de la Basse Casamance est caractérisé par deux saisons très contrastées. Il n'y a aucune précipitation pendant l'hiver, de novembre à mai, par contre les pluies sont abondantes en août et septembre, mais très irrégulièrement réparties. La pluvio-

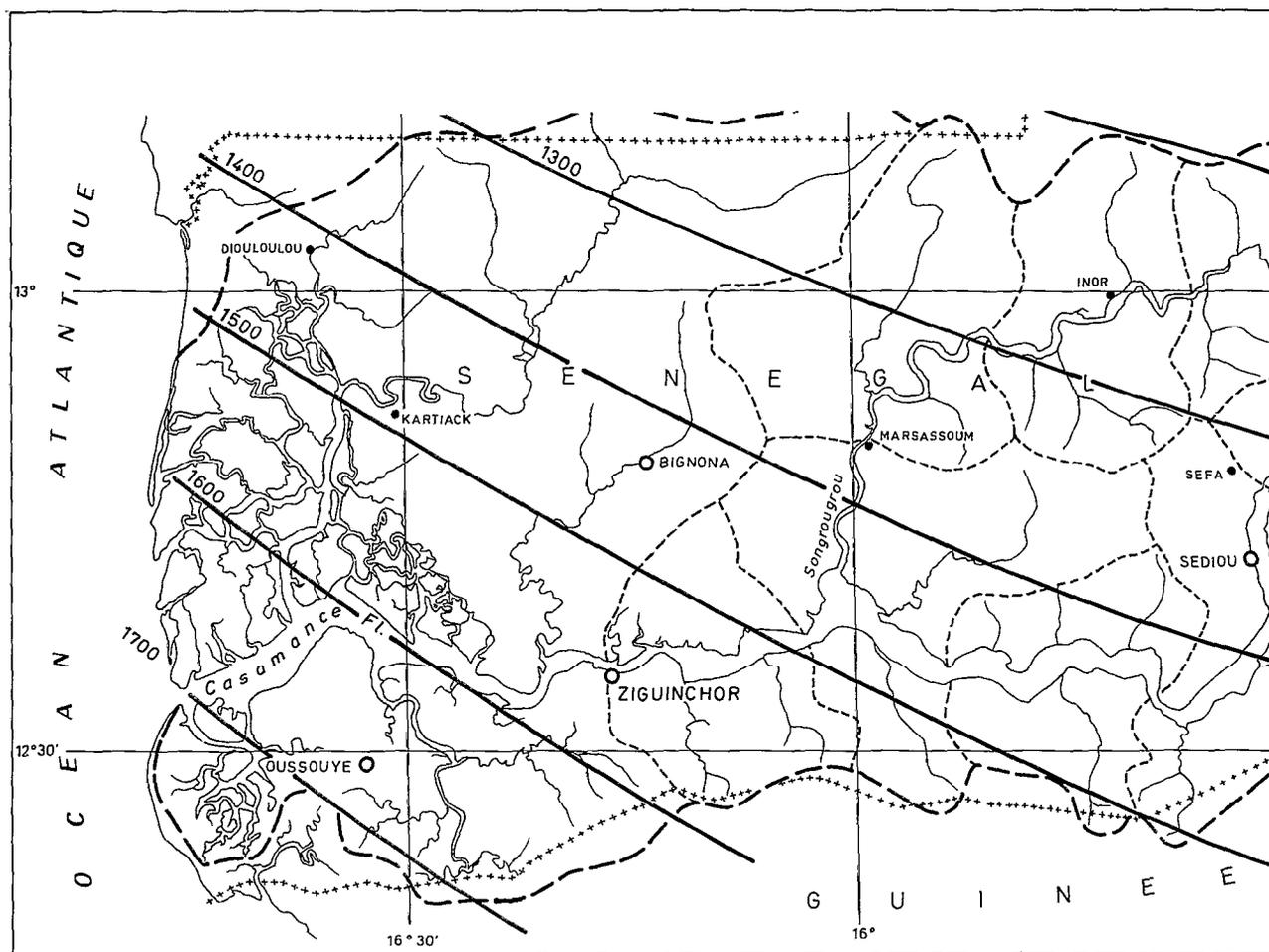


Fig. 2. — Isoyètes moyennes annuelles.

métrie moyenne diminue rapidement du Sud-Ouest au Nord-Est, de 1 800 à 1 200 mm (fig. 2), ce qui, du point de vue hydrologique, classe ce climat comme *tropical de transition* (RODIER, 1964). On l'appelle encore climat tropical subguinéen (BRIGAUD, 1965), qui se définit par des précipitations supérieures à 1 500 mm par an, une température moyenne maximale de 30° et un degré hygrométrique élevé en saison des pluies.

Cependant, températures moyennement élevées et absence de pluies en hiver, qui favorisent une évaporation et une évapo-transpiration intense, font classer cette région dans une zone avec *100 à 150 jours biologiquement secs* (MICHEL, 1971 d'après EMBERGER *et al*, 1962).

B. RÉGIME DES PRÉCIPITATIONS

A Bignona, qui se trouve à la limite de ce climat subguinéen, le total pluviométrique a varié, de 1965 à 1971, entre 826,5 et 1 795,1 mm.

La répartition mensuelle des pluies de ces 7 années montre l'extrême irrégularité de cette répartition (tableau I) tant par la variabilité des précipitations totales que par celle du nombre de jours de pluie. Il n'y a de même pas de rapport étroit entre les quantités et la durée de la saison des pluies (comparer par exemple 1967 et 1970).

TABLEAU I
VARIATIONS DES PRÉCIPITATIONS (mm) à BIGNONA de 1965 à 1971

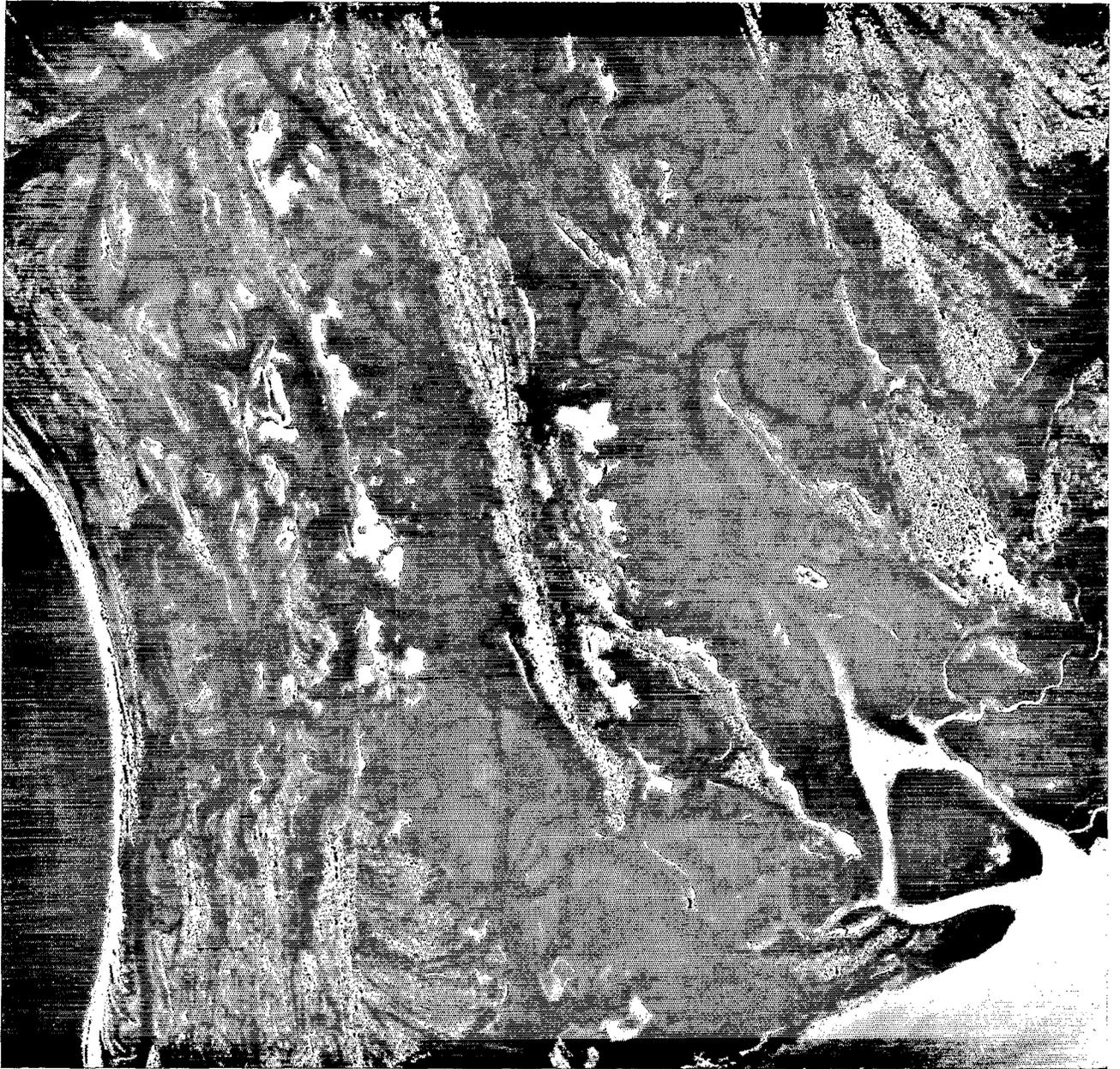
Année	M	J	J	A	S	O	N	TOTAL
1965		122.1 (7)	357.5 (19)	582.9 (25)	525.8 (32)	133.6 (9)	43.7 (4)	1 765.6 (86)
1966		138.4 (11)	125.9 (12)	342.1 (18)	401.8 (20)	238 (16)		1 247.2 (87)
1967		195.8 (7)	458.4 (23)	537.4 (23)	502.8 (22)	100.7 (13)		1 795.1 (88)
1968		44.6 (5)	377.6 (20)	138.4 (11)	178.1 (19)	87 (7)		826.5 (63)
1969	3.1 (1)	97.8 (6)	424.5 (24)	491.1 (22)	258.8 (18)	188.7 (16)		1 461.4 (87)
1970	19.2 (4)	32.2 (6)	233.4 (23)	640.4 (26)	161.8 (14)	73.4 (6)	2.1 (2)	1 162.5 (81)
1971	0.4 (1)	85.8 (8)	268.9 (12)	235.7 (25)	246.1 (19)	67.7 (5)		904.6 (70)

— (Le nombre de jours de pluie est inscrit entre parenthèses).

IV. VÉGÉTATION

Comme le souligne ADAM (1961-1962), l'influence édaphique est ici primordiale pour la répartition des formations végétales. En fonction de la nature du sol, du régime hydrique et de la qualité des eaux, divers groupements peuvent être distingués.

PLANCHE I



*Cordons littoraux et vasières à mangrove en bordure de l'océan au nord de l'estuaire de la Casamance.
Mangrove à Avicennia pionniers et à Rhizophora le long des marigots (photo aérienne verticale
IGN 1/50.000, Mission AOF 1969, ND 28.II-III) cliché n° 101.*



Vue de la séquence de Balingore: mangrove à Rhizophora et Avicennia successifs, tanne central (photo aérienne verticale IGN, 1/5.000, Mission 1966, AO 752, cliché n° 334).

A. VÉGÉTATION DES SOLS DRAINÉS

C'est d'abord, sur les sols ferrallitiques des plateaux du Continental Terminal, une *forêt sèche de type soudano-guinéen*, ou *semi-humide de type guinéen septentrional* renfermant des galeries forestières de type guinéen. *Erythrophleum*, *Parinari* et *Sterculia* sont les genres dominants, *Elaeis* ou *Borassus* apparaissant dans les jachères suivant que l'on se trouve vers les pôles humides ou secs de la région.

Côté mer, sur les dunes et cordons littoraux, c'est une végétation arbustive commune mêlée d'*Ipomaea pes-caprae* Roth. Sur les terrasses sableuses les plus anciennes, au sol blanc et lessivé, se développe une formation typique, pratiquement monospécifique, à *Parinari macrophylla* Sabine.

B. VÉGÉTATION DES SOLS SOUMIS A L'INONDATION OU A LA SUBMERSION PÉRIODIQUE

Entre les formations précédentes, sur les alluvions récentes du milieu fluvio-marin, c'est le domaine des palétuviers et d'un cortège d'espèces plus ou moins étroitement associées. Les premiers appartiennent au groupement de type *atlantique*, moins riche en espèces que le type *indo-pacifique*, avec principalement *Rhizophora racemosa* Meyer, le plus haut des palétuviers de la côte occidentale d'Afrique (Pl. II, photos A et B), *Rhizophora mangle* (L.), plus petit que le précédent mais plus largement réparti, et *Avicennia nitida* Jacq., le palétuvier blanc (Pl. II, photo C). S'y ajoute d'une part une troisième espèce de *Rhizophora*, *R. harrissonii* Leechman, moins répandue que les deux autres, et *Laguncularia racemosa* Gaertn., également assez rare (Pl. II, photo D).

Lorsque la mangrove borde une terrasse sableuse ou un cordon littoral, elle est souvent ceinturée par une bande étroite de *Conocarpus erectus* (L.), rarement soumise à l'influence des marées. C'est la « *para-mangrove* » (ADAM).

Le plus souvent, à la mangrove pure, typique des bancs sédimentaires récents voisins de l'estuaire et des rives convexes des marigots, succède, vers l'intérieur, à mesure que diminue la submersion par les marées et que s'accroissent les apports d'eau douce dus aux pluies et aux inondations venant de l'amont des cours d'eau, une formation plus complexe où, aux palétuviers, se trouvent associées diverses espèces herbacées : *Paspalum vaginatum* Sw., *Acrostichum aureum* (L.) associés à *Rhizophora mangle*, *Scirpus littoralis* Schrad., *Sesuvium portulacastrum* (L.) et *Philozerus vermicularis* (L.) associés à *Avicennia nitida*.

Dans le tanne (ou le pérítanne selon ADAM), se développent certaines des espèces précédentes associées à *Eleocharis mutata* Roem. et *carribeae* Blake. et *Sporobolus robustus* Kunth. Toutes ces plantes herbacées sont des *halophytes* plus ou moins strictes.

Enfin, sur les basses terrasses qui sont d'anciens tannes ou d'anciennes mangroves, et sur les alluvions de colmatage des petites vallées enfoncées dans le Continental Terminal, se développent des formations moins tolérantes au sel, telle que *Schizachirium compressum* Stapf., *Paratheria prostrata* Griseb et *Hygrophila longifolia* (L.) Kurz.. Un cordon d'*Elaeis guineensis* Jacq. marque généralement la limite entre plateau et fond de vallée.

Sur certains points élevés des tannes, sur les nombreuses buttes de coquillages d'origine authropique qui parsèment les dépôts de toute la zone sédimentaire récente, on observe de nombreux baobabs.

V. ORIGINE DU MATÉRIAU LES SOLS DU BASSIN VERSANT DE LA CASAMANCE

La totalité de la région de Casamance est aujourd'hui cartographiée au point de vue pédologique. Des études approfondies ont été réalisées, en particulier sur les sols des plateaux du Continental Terminal (FAUCK, 1973 - CHAUVEL *et al*, 1967-1969).

Ces sols sont classés dans les *sols ferrallitiques faiblement désaturés* et comportent trois unités principales :

- Les *sols rouges*, profonds, sablo-argileux en surface, « appauvris » en éléments fins par rapport à la roche-mère, plus argileux en profondeur (horizon B) et riches en *pseudosables*, qui sont des agglomérats d'argile granulométrique, de fins grains de quartz et d'oxydes de fer. La roche peut être assez variée, mais toujours essentiellement composée de quartz, de kaolinite et d'oxydes de fer. La pédogenèse favorise la dominance des quartz de dimension moyenne par suite de *phénomènes de dissolution entraînant des exportations de silice* (MILLOT *et al*, 1970),
- Les *sols beiges*, situés préférentiellement au centre des plateaux ou sur les pentes, pratiquement dépourvus de pseudosables (CHAUVEL *et al*, 1967), où le fer serait dans un état différent des sols rouges et comporterait moins d'hydroxydes sous forme amorphe,
- Les *sols jaunes*, uniquement observés dans l'extrême Sud-Ouest de la région, au sud d'Oussouye (STAIMESSE, 1967), plus acides que les précédents et probablement plus riche en goethite.

Si, comme il est permis de le penser, cette couverture pédologique est à l'origine des sédiments déposés dans la zone sédimentaire quaternaire, elle n'a donc pu fournir que du quartz, de la kaolinite, et des oxydes de fer. Or les nombreux affleurements de cuirasse qui parsèment les régions de Moyenne et Haute Casamance sont certainement l'indice d'une ablation intense qui a pu fournir les matériaux déposés dans l'estuaire et les vallées adjacentes.

VI. LE COMPLEXE SÉDIMENTAIRE RÉCENT CHOIX D'UNE SÉQUENCE

D'un point de vue géomorphologique, et, à un moindre degré, sédimentologique, il est possible de diviser les sédiments récents, postérieurs au Continental Terminal, en deux ensembles :

- Les sédiments sableux des terrasses et des cordons littoraux qui s'étagent entre 1 et 4 mètres environ au-dessus du niveau moyen des marées, et dont les plus basses ne sont généralement pas submergées,

— les sédiments fins des vasières à mangrove, qui font l'objet principal de cette étude, et ceux des basses terrasses argileuses qui leur font suite vers l'intérieur des grandes îles de l'estuaire et des vallées secondaires.

Les sols des premiers ont subi une évolution de type *climatique* uniquement commandée par la percolation des eaux pluviales et l'action d'un climat chaud. Les sols des vasières, par contre, sont marqués à la fois par le milieu fluvio-marin qui les entoure, par leur végétation originelle de palétuviers, enfin par le climat très contrasté qui y règne. Le point le plus remarquable est que *l'évolution des sols* sur ces sédiments récents est *actuelle*, si leur mise en place ne semble plus se faire actuellement que d'une manière réduite. Ces alluvions récentes montrent des exemples typiques de séquences de degré d'évolution varié, sur des matériaux homogènes.

Dans l'estuaire même, cependant, ces séquences présentent souvent un caractère de jeunesse qui ne permet pas de suivre la totalité de la suite évolutive. C'est donc sur des dépôts relativement plus anciens, situés plus près des plateaux, à l'intérieur des basses vallées des affluents de la Casamance, que se sont développées les séquences évolutives les plus complètes. C'est sur une séquence de ce type située dans la partie moyenne du marigot de Bignona, au Sud du village de Balingore qu'ont été concentrées les recherches. Des comparaisons ont ensuite été faites avec les autres séquences plus jeunes observées dans l'estuaire, dans le but de déterminer les *lois de répartition* des sols dans le complexe sédimentaire récent, et de tenter de reconstituer *l'évolution paléogéographique* de cette région de Casamance au cours du Quaternaire.

Différenciation des profils et principales caractéristiques des sols de la séquence de Balingore

I. ENVIRONNEMENT DE LA SÉQUENCE

La zone estuarienne de la Casamance, définie par la limite interne de la remontée des marées (FRANCIS-BOEUF, 1947) est constituée, non seulement par le domaine des « îles » ceinturées de mangrove, qui s'étendent de la Gambie à la Guinée Portugaise, mais également par celui des larges vallées de la Casamance et de ses affluents (marigots de Diouloulou, de Baïla et de Bignona, Songrougrou, au Nord ; Kamobeul Bolon, marigots de Nyassia et de Guidel au Sud).

La zone d'étude a été choisie dans un coude du marigot de Bignona, au Sud du village de Balingore (12°45' lat. N, 16°21' long. O), pour les trois raisons suivantes :

- l'existence d'une séquence évolutive présentant les différents stades d'évolution d'un sol de mangrove,
- l'isolement par rapport aux dépôts sableux et au Continental Terminal,
- des facilités d'accès en toutes saisons.

A cet endroit, le marigot de Bignona, qui s'écoulait E-NE/O-SO, bifurque vers le Sud après avoir contourné le plateau de Niamone-Kandiou (fig. 3). Son lit majeur fait environ 2,5 km de large au niveau de Balingore, l'eau libre du marigot n'occupant que 40 à 50 mètres, avec des profondeurs avoisinant 10 mètres. A marée haute la zone régulièrement submergée par les marées s'étend sur environ 200 mètres de large.

Au Nord-Ouest et au Sud-Est s'élèvent des plateaux du Continental Terminal, couverts de sols rouges ou ocres ferrallitiques. Ils sont bordés, à la limite de la vallée, par une terrasse sableuse de largeur variée. Si, à l'aval de Balingore, cette terrasse est presque toujours éloignée du cours d'eau, il n'en est pas de même à l'amont, où elle est plus découpée, formant parfois des îlots enserrés de mangroves ou de tannes.

Près de Balingore la profondeur de creusement de la vallée sous les alluvions jusqu'au Continental Terminal peut atteindre 30 mètres, ainsi que l'ont montré des sondages électriques effectués quelques kilomètres à l'amont, dans la vallée de Djimakakor, et au centre même du coude de Balingore.

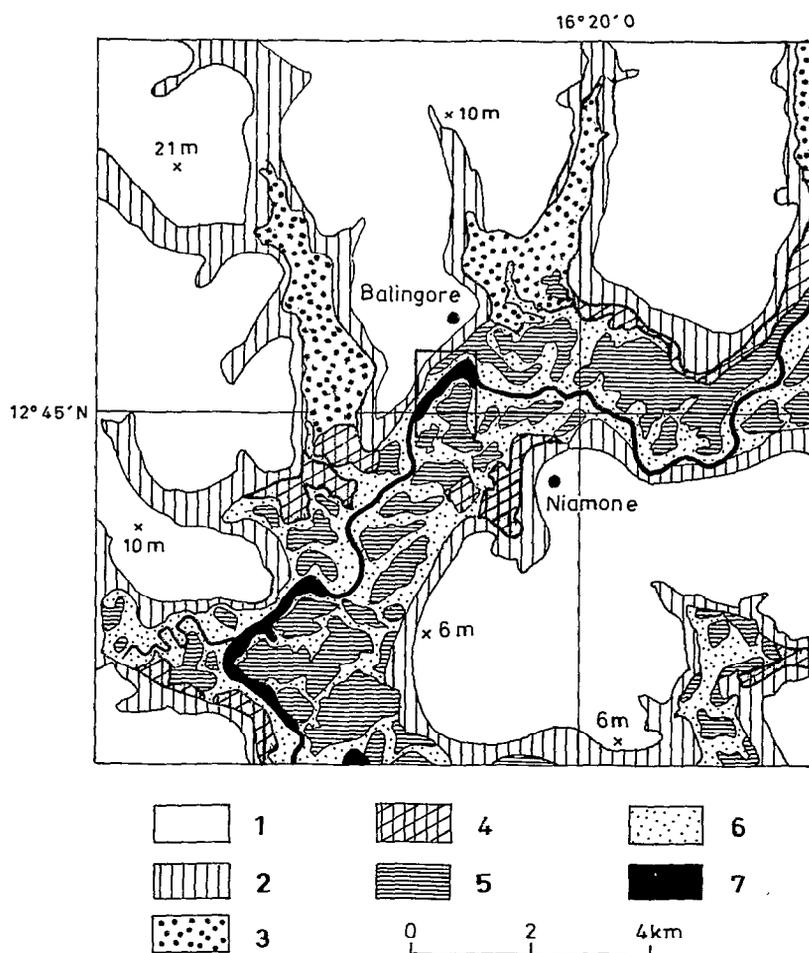
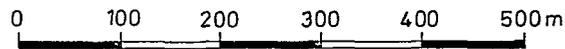
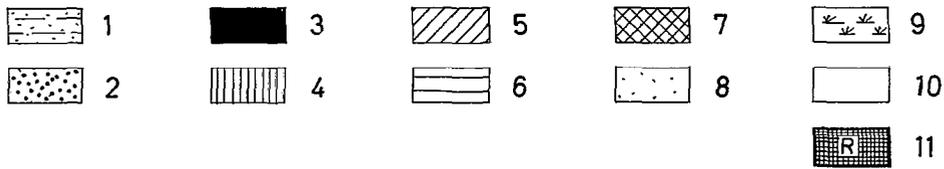
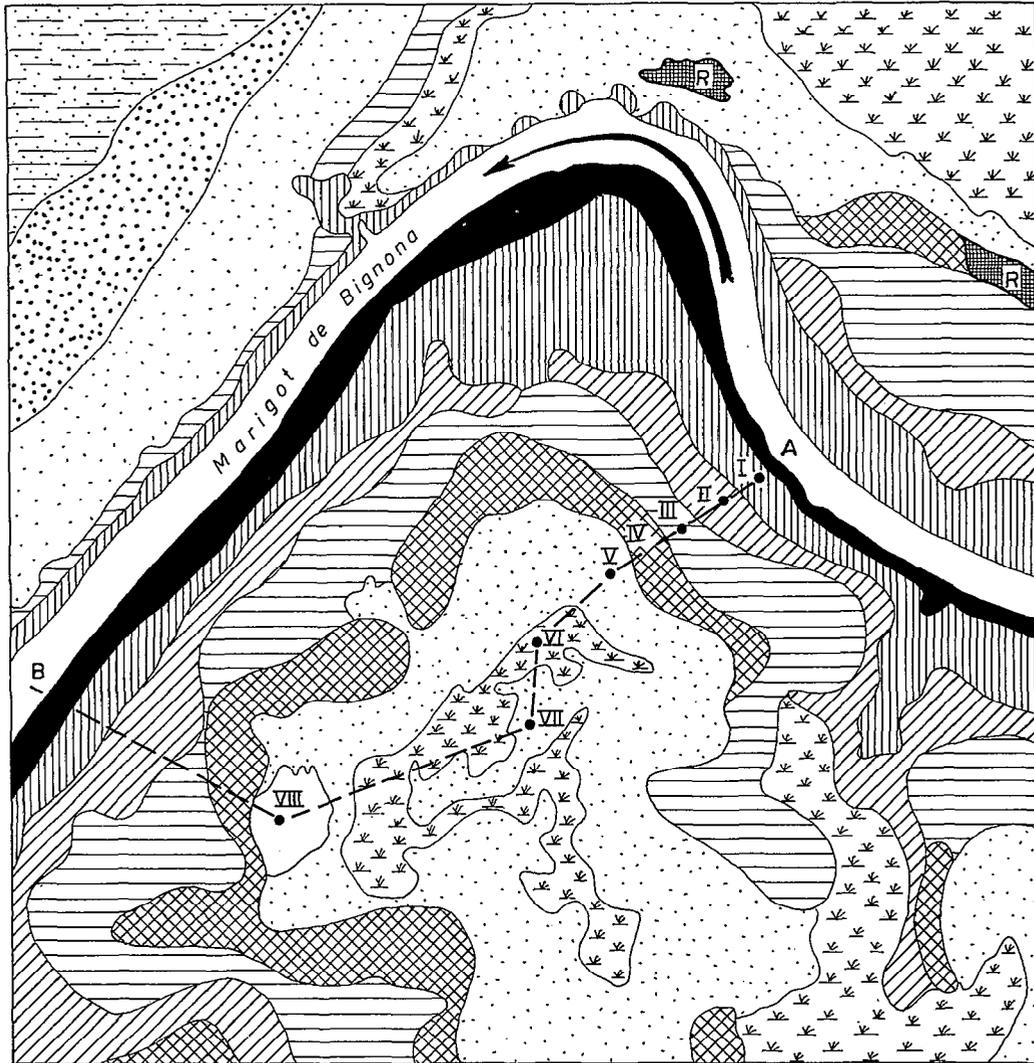


Fig. 3. — Répartition des sols dans la région de Balingore.
(Extrait de la carte pédologique à 1/100.000^e)

- | | |
|------------------------------------|---|
| 1 = Sols ferrallitiques | 5 = Sols halomorphes salins acidifiés |
| 2 = Sols peu évolués hydromorphes | 6 = Sols hydromorphes humiques à gley salés |
| 3 = Sols hydromorphes à gley | 7 = Sols hydromorphes tourbeux |
| 4 = Sols hydromorphes à gley salés | |

Bien que l'on ne dispose pas de sondages complets jusqu'au Continental Terminal à Balingore même, il semble que le remplissage soit fait de matériaux identiques à ceux qui ont été observés dans les 7 à 8 mètres supérieurs. Ces matériaux sont de granulométrie fine, avec quelques rares passées sableuses.

La séquence de Balingore s'est ainsi développée à partir d'un ensemble sédimentaire *homogène* et *autonome*, à l'écart des dépôts sableux de bordure et du Continental Terminal, et uniquement soumis, au point de vue hydrologique, au cycle des marées.



I à VIII : n° des profils

Fig. 4. — Répartition des formations végétales.

- | | |
|--|--|
| 1 = Savane (Continental Terminal) | 7 = <i>Avicennia</i> + <i>Sesuvium</i> |
| 2 = Prairie à <i>Schizachirium</i> (terrasse sableuse) | 8 = Tanne vif |
| 3 = <i>Rhizophora racemosa</i> | 9 = Tanne à <i>Eleocharis</i> |
| 4 = <i>Rhizophora mangle</i> | 10 = Lunette |
| 5 = <i>R.m</i> + <i>Paspalum</i> | 11 = Rizière |
| 6 = <i>Avicennia</i> + <i>Scirpus</i> | |

II. DESCRIPTION MORPHOLOGIQUE

Les sols étudiés ici présentent des caractères certains de filiation ; les plus récents sont situés en bordure du marigot, qui engraisse continuellement la rive convexe, les plus anciens se trouvent au centre de la boucle. Le sous-sol est identique et la différenciation est causée par l'accentuation progressive de l'influence de divers facteurs de pédogenèse. La séquence représente le passage du milieu marin, ou fluvio-marin, au milieu terrestre. Étant donné l'importance du facteur temps qui sera illustrée plus loin, c'est une *chronoséquence*.

A. MORPHOLOGIE GÉNÉRALE

La zone étudiée se trouve entourée de trois côtés par le marigot de Bignona (fig. 4, Pl. II).

Un transect quelconque perpendiculaire au marigot traverse successivement :

- une banquette de vase élastique fibreuse perforée de trous de crabes et couverte de palétuviers du genre *Rhizophora* aux racines échasses entrelacées,
- une très légère pente, avec une formation à sous-bois herbacé, d'abord à *Rhizophora*, puis à *Avicennia*, au sol plus ferme et présentant des symptômes de dessiccation superficielle en saison sèche pour déboucher enfin sur
- une vase zone faiblement déprimée, le *tanne*, ouvert, à la végétation basse, au sol boursoufflé et poudreux en saison sèche, et craquelé vers la partie centrale.

Si l'on traverse ces formations dans le sens Est-Ouest, on observe, à la limite ouest entre le tanne et la mangrove que l'on retrouve dans l'ordre inverse jusqu'au marigot, une petite butte en forme de croissant imparfait, à végétation étrangère à celle de la mangrove, dépassant la surface du tanne d'environ 80 cm. Il s'agit d'une « lunette » (voir ci-après).

Hormis cette légère butte, la topographie est presque plane et les différences d'altitude sont difficiles à saisir. L'observation des limites atteintes par des marées de coefficients différents renseigne cependant sur la faible pente de la slikke à mangrove. A la faveur d'une marée de vives eaux en saison des pluies, le tanne étant alors complètement submergé, il est même possible de construire rapidement une coupe topographique (fig. 5).

L'examen de cette coupe d'ensemble montre une morphologie symétrique par rapport au marigot qui ceinture la zone, abstraction faite de la lunette, située sous les vents dominants. Une symétrie semblable affecte le niveau atteint par la nappe en ses points les plus bas, le centre du tanne étant le plus profondément aéré. Il en est de même pour les bandes de végétation qui se succèdent d'un bord à l'autre du marigot.

Dans la partie mangrove, l'altitude d'un point donné et la hauteur moyenne des marées dans le marigot commandent la fréquence et la durée de la submersion par les marées, et, par là, l'installation de telle ou telle espèce de palétuvier. Dans le tanne, seule la topographie commande la durée de submersion résultant des pluies de la saison humide.

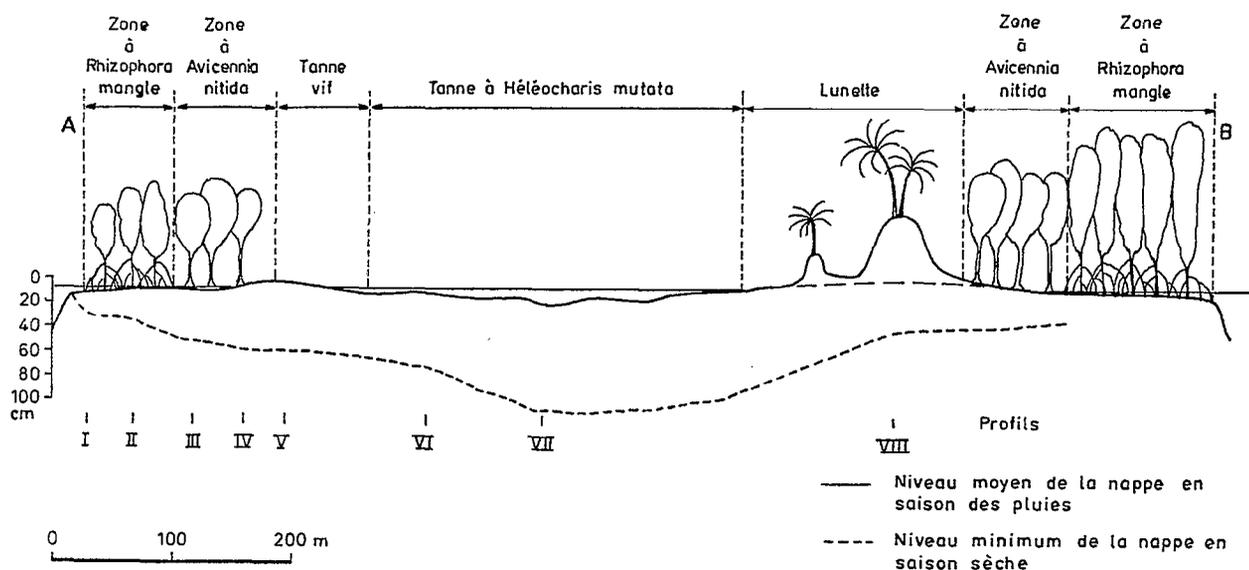


Fig. 5. — Coupe topographique de la séquence de Balingore.

B. VARIATIONS SAISONNIÈRES DE L'ÉTAT DE SURFACE

L'aspect du sol et de la végétation ne change que faiblement dans la mangrove entre saison sèche et saison des pluies ; par contre, dans le tanne, à la saline poudreuse et craquelée de saison sèche succède un marais peu profond, au sol boueux recouvert d'une pellicule imperméable gonflée de petits dômes causés par le dégagement de gaz en profondeur. Après disparition de la couche d'eau, principalement par évaporation car *le tanne ne possède pas d'exutoire*, cette pellicule se desquame, et les fentes réapparaissent.

Dans la partie centrale du tanne, une prairie marécageuse à halophytes se développe à chaque saison des pluies.

C. VÉGÉTATION

L'étude des formations végétales qui sont relativement bien tranchées permet d'apporter des subdivisions au couple mangrove-tanne. On distingue ainsi :

- en bordure du marigot, une frange de *Rhizophora racemosa*, le plus grand des arbres de ce genre, et en général le plus grand des palétuviers de la mangrove atlantique, au moins sur les côtes d'Afrique. C'est d'ailleurs l'espèce que l'on observe le plus fréquemment en circulant en bateau, ce qui cause l'uniformité apparente de ces régions. En réalité c'est une formation peu épaisse, quelques mètres à quelques dizaines de mètres, qui ne fait que masquer les formations intérieures,
- une large bande de *Rhizophora mangle*, plus petit que le précédent (2 à 4 mètres de hauteur), très densément réparti lui aussi, divisée en deux sous-ensembles, d'abord

les palétuviers seuls, puis en association avec un sous-bois à *Paspalum vaginatum*, Cypéracée assez tolérante à la salure (Pl. IV, photo A).

La troisième espèce, *Rhizophora harrisonii*, peu représentée dans une mangrove à maturité, se trouve associée aux précédentes au voisinage de leur limite avec la zone suivante :

- une autre large ceinture, d'*Avicenna nitida*, l'autre espèce de palétuvier la plus fréquente avec *Rhizophora mangle*, sans racines échasses mais au tronc unique entouré d'un tapis dense de racines aérifères, ou *pneumatophores*, partant d'un réseau racinaire traçant subsuperficiel, alors que le système d'enracinement principal des *Rhizophora* est vertical. Là encore deux sous-ensembles, l'un avec un sous-bois de *Scirpus littoralis*, l'autre à arbres plus grands avec un sous-bois d'halophytes typiques, *Sesuvium portulacastrum* et *Philoxerus vermicularis* (Pl. IV, photo B).
- une ceinture de sol nu, le tanne vif, bordé d'*Avicennia* rabougris ou morts,
- cernée par la précédente, une vaste zone colonisée par d'autres Cypéracées, *Eleocharis mutata* et *Eleocharis caribea*, le tanne herbacé, parsemée de lambeaux de tanne vif.

La distinction de ces ensembles végétaux a servi de guide pour l'étude des sols.

D. PROFILS DE SOLS CARACTÉRISTIQUES

Les études ont principalement porté sur une section de la coupe A-B (fig. 5), du bras de marigot situé à l'Est de la coupe jusqu'à la lunette. Après l'observation préliminaire d'une douzaine de fosses pédologiques, 8 profils ont été retenus, parce qu'ils marquaient des changements suffisamment importants du profil pédologique et étaient en outre associés aux formations végétales caractéristiques de la séquence.

Ces profils, numérotés de I à VIII, se trouvent respectivement à 30, 68, 118, 159, 193, 311, 408 et 655 mètres de la bordure est du marigot. Dans la même direction le profil VIII se trouve à 265 mètres de la bordure ouest du marigot.

L'observation des profils dans la mangrove est rendue délicate par les très importantes venues d'eau, la nappe étant très proche de la surface. Aussi les fosses ont été complétées par de très nombreuses carottes prélevées à l'aide de la *pelle à vase* (*), cet outil étant par ailleurs le seul utilisable en saison des pluies.

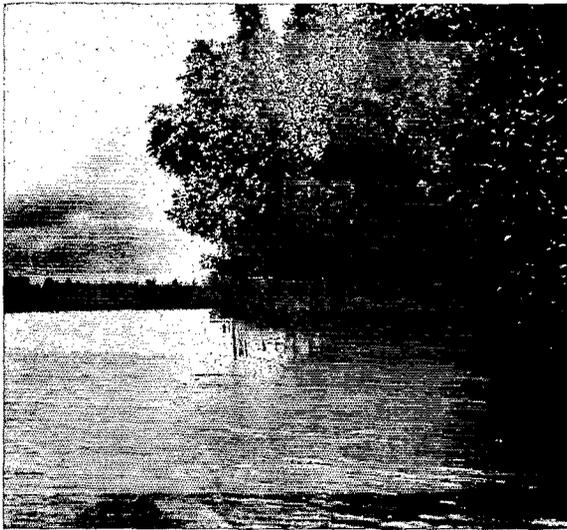
Les descriptions détaillées des principaux profils sont reportées en annexe I. Dans un premier temps les principales variations pédologiques en partant du profil de sol sous mangrove à *Rhizophora* seront seules signalées ici.

1. Profils de la mangrove

PROFIL I :

La surface du sol est plane, légèrement bosselée aux abords des trous de crabes, parsemée de coquilles coniques de *Tympanotonus fuscatus* de petite taille, et incisée, vers le marigot, de fins chenaux anastomosés qui recueillent le ruissellement au reflux. La submersion par la marée y atteint au maximum 15 à 20 cm.

* La « pelle à vase » est en réalité un demi-cylindre d'environ 10 cm de diamètre, long d'un mètre, équipé d'une poignée en T. Le tube peut être gradué afin de faciliter l'observation de la carotte après que la partie externe de celle-ci ait été délicatement décollée à la pointe d'un couteau. L'absence de lissage rend ce mode d'observation souvent plus instructif que celui des fosses pédologiques classiques.



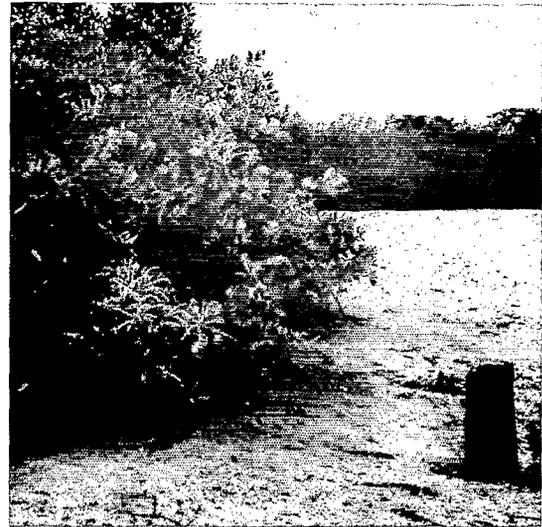
A



B



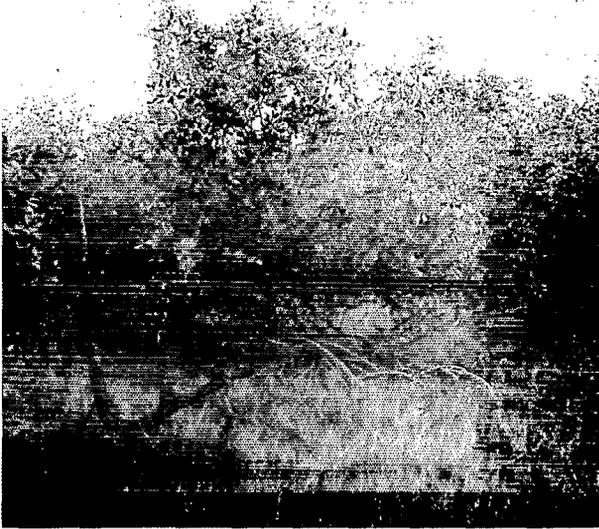
C



D

Photo A: Marigot de Bignona à Balingore. Berge bordée de Rhizophora racemosa à longues racines échasses. (Cliché n° 16); — photo B: Boutons floraux et fruits de Rhizophora racemosa (cliché n° 11); — photo C: Pneumatophores d'Avicennia déchaussés en bordure d'un chenal (cliché n° 16); — photo D: Inflorescence de Laguncularia racemosa en bordure de la formation à Rhizophora. Mangrove sur sable près de Tindouk. (Cliché n° 17).

PLANCHE IV



A



B



C



D

Photo A: deuxième ceinture de mangrove de la séquence de Balingore: formation à Rhizophora mangle envahie de Paspalum vaginatum (cliché n° 10); — photo B: Envahissement de la formation à Avicennia nitida de la quatrième ceinture par Sesuvium portulacastrum, à proximité du tanne (cliché n° 9); — photo C: Le tanne couvert d'eau en hivernage; végétation dense d'Eleocharis mutata (cliché n° 3); — Photo D: La lunette en bordure ouest du tanne: au premier plan surface boueuse très salée, bordée de Paspalum vaginatum; à l'arrière, végétation arbustive non halophile. (Cliché n° 1).

Le profil est très peu différencié. La couleur est uniformément gris bleuté (N/4 à 5 B 4/1 du code Munsell), seulement marquée par places de larges taches brunes (10 YR 4/4) où les amas fibreux de racelles de *Rhizophora* sont particulièrement denses, en particulier dans les 40 cm supérieurs. La structure spongieuse et fibreuse, cohérente et élastique, se prolonge jusqu'à plus de deux mètres de profondeur.

Ce type de profil est commun à la frange de *Rhizophora racemosa* et à la première formation à *Rhizophora mangle* seuls.

PROFIL II :

La surface du sol est ici complètement masquée par la formation herbacée dense à *Paspalum vaginatum*, qui s'étend jusque sous les racines échasses des *Rhizophora*, eux-mêmes plus clairsemés.

L'horizon supérieur prend une teinte plus grise, plus claire dans les 30 cm supérieurs, plus foncée entre 30 et 45. Les couches profondes sont identiques à celle du profil précédent.

PROFIL III :

Là où *Avicennia* et *Scirpus* ont remplacé *Rhizophora* et *Paspalum* la surface est plus irrégulière et les pneumatophores forment un tapis continu. A la différence du sol sous *Rhizophora*, elle présente une litière de matière organique peu décomposée.

L'horizon supérieur a perdu sa consistance fibreuse, devient plus massif, plastique. Sa couleur est brune (10 YR 2/2) jusqu'à 35 cm puis gris clair (N/6) jusqu'à 55. Au-delà il y a identité avec les profils précédents. Les racines bien conservées de *Rhizophora*, qui attestent d'une occupation antérieure par cette espèce, contrastent avec l'enracinement des *Avicennia* qui ne dépasse guère 20 cm.

L'engorgement est encore ici permanent sauf dans les 15 cm supérieurs. L'épaisseur maximum de la lame d'eau de submersion par les marées est de 10 cm, comme dans le profil précédent.

PROFIL IV :

La zone à *Avicennia* et *Sesuvium* est peu épaisse, mais elle trouve son intérêt dans ce qu'elle forme la limite avec le tanne et se situe à une altitude légèrement plus élevée que les zones voisines. C'est en fait là que la submersion est de moindre durée. Cela favorise le développement de fentes peu profondes (10 cm).

L'horizon supérieur brun très foncé (10 YR 2/2) se développe jusqu'à 60 cm de profondeur. Il est parsemé de petites taches ocre ou brunes devenant bleutées en séchant, jusqu'à 45 cm, puis de halos bleutés (5 B 4/1) et de taches brunes (10 YR 4/4). Vers la base l'empreinte des racines de *Rhizophora* est marquée de cavités racinaires remplies d'eau et présentant des amas salins.

2. Profils du tanne

PROFIL V :

La surface du sol est plane, légèrement encroûtée par le sel. Sous la couche superficielle friable et poudreuse, formée de particules argileuses flocculées par le sel, on observe une différenciation en horizons plus poussée : d'abord un horizon gris (10 YR 5/1) jusqu'à 15 cm, moucheté de petites taches beige jaune (10 YR 6/8) et ocre rouge (2,5 YR 5/8) sur les fentes et le long d'anciennes racines, bien structuré, cubique à prismatique, organisé

en une surstructure « en assiette » surmontant un horizon à taches jaune vif (2,5 Y à 5 Y 8/8) argileux et massif, très plastique, avec de nombreuses cavités tubulaires remplies d'une substance jaune vif. La fréquence des taches jaunes diminue progressivement jusqu'à 50 cm, où l'on passe à l'horizon gris observé dans les profils précédents, que suit, à partir de 65 cm, le sous-sol gris bleuté.

PROFIL VI :

La surface du sol est encore poudreuse en saison sèche, mais plus irrégulière entre les touffes d'*Eleocharis*. Les fentes sont très apparentes et plus profondes et délimitent un réseau de polygones de 20 à 25 cm de diamètre, au centre déprimé, d'épaisseur variée (5 à 10 cm) suivant leur diamètre, plus minces sur les bords qu'au centre. Cette structure rappelle celle, inversée, des *takyrs*. Elle n'apparaît plus en surface en saison des pluies par suite de la dispersion de la couche superficielle. Elle peut encore être fortement perturbée lors de l'incursion accidentelle de fortes marées d'équinoxe de saison sèche, dont la salure accrue provoque un foisonnement.

En saison des pluies la lame d'eau atteint 15 à 20 cm d'épaisseur et stagne plusieurs mois.

L'horizon superficiel est marqué par un chevelu racinaire très dense, à la partie supérieure des polygones. Au dessous apparaissent des taches de dimensions variées jaunes ou beiges.

La texture paraît plus limoneuse, mais, au contact de l'horizon sous-jacent, on observe, à la périphérie des éléments structuraux, des amas pulvérulents d'argile salée.

De 10 à 30 cm de profondeur, l'horizon suivant, argileux et marbré de taches jaunes, possède une structure prismatique bien développée, avec des fentes larges revêtues d'une pellicule brune argileuse et organique salée, sans traces apparentes de racines.

Au-dessous apparaît l'horizon gris taché de jaune, très plastique, du profil précédent, surmontant successivement à 55 et 75 cm l'horizon gris clair et l'horizon bleuté déjà décrits.

Des racines de *Rhizophora* parfaitement reconnaissables sont présentes à partir de 1,50 m.

PROFIL VII :

Dans la zone centrale la plus déprimée du tanne, la fin de la submersion après la saison des pluies provoque une concentration saline telle qu'elle ne permet pas le développement des *Eleocharis*. Il n'y a donc pratiquement pas de traces d'enracinement postérieur à l'occupation par les *Rhizophora*.

La surface est unie et encroûtée, de couleur ocre rouge (2,5 Y 6/6) et présente une structure lamellaire déchirée par de petites fentes.

L'horizon supérieur, de 5 à 30 cm sous la croûte, est gris foncé (N/4) marbré de très nombreuses taches gris-olive (5 Y 6/4) dans la partie supérieure, puis jaune vif (2,5 Y 6/6) plus grosses associées à des gaines racinaires plus ou moins indurées. La structure est nettement prismatique, avec des revêtements argilo-limoneux beiges.

L'horizon sous-jacent est gris brun très foncé (2,5 Y 3/2), avec de larges taches jaunes comme au-dessus. La structure prismatique s'estompe, les rares fentes sont tapissées d'un revêtement argileux jaune. Là commence le remplissage des tubes racinaires par la substance jaune vif observée en abondance au-dessus.

Au-dessous de 50 cm c'est un horizon bariolé gris foncé, marron foncé et jaune vif auquel succède, vers 80 cm, le sous-sol gris foncé habituel. Il n'y a pas ici d'horizon gris clair.

III. MATURATION DES SOLS ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

Le terme de maturation a été employé par analogie avec « ripening » des auteurs anglo-saxons, qui englobe les processus au cours desquels les sédiments déposés sous l'eau dans le milieu fluvio-marin, surtout s'ils sont constitués de particules fines, donc très peu consolidés, sont, dès leur découverte, irréversiblement modifiés. On dit que le sol « mûrit ».

Les dépôts récents de vases sont très fluides, sans consistance et thixotropes. Ils n'opposent qu'une faible résistance à l'érosion par les filets d'eau à marée descendante.

La colonisation par les palétuviers, sans modifier leur structure autrement qu'en leur incorporant de grandes quantités de matières organiques peu humifiées, les rend beaucoup plus résistants. Le sol sous mangrove conserve cependant une grande élasticité. Il est surtout très riche en eau, même parfois plus que les vases récemment déposées, grâce à la présence de ces matières organiques qui le rendent spongieux.

A. DÉSHYDRATATION ET TASSEMENT

Si les conditions d'engorgement et de grande richesse en matière organique subsistent, la seule évolution constatée est l'accumulation des sulfures. Il faut qu'une assez grande partie des matières organiques et de l'eau d'imbibition disparaissent pour que l'évolution commence, et d'abord, la maturation physique.

Les premières observations ont montré que de la mangrove au tanne, le sol devient plus ferme, du moins dans les horizons supérieurs, et de moins en moins riche en eau.

Dans le profil I des teneurs en eau de 200 à 300 % (mesurées sur des échantillons carottés, après ressuyage) par rapport au sol séché, ne sont pas rares. Il y a ensuite diminution progressive (fig. 6) ; au profil IV la teneur varie encore entre 70 et 150 %. Elle est minimum pour le profil V (tanne vif), avec 40 % de 0 à 20 cm de profondeur, et augmente ensuite légèrement, en restant comprise entre 70 et 100 % dans les horizons oxydés.

Ce phénomène de déshydratation est quasiment irréversible, car les variations annuelles sont faibles dans le tanne, ce qui prouve par ailleurs que l'eau est très bien retenue par le sol en saison sèche. La diminution de la teneur en eau est en outre liée à celle de la matière organique.

Le tassement qui résulte de ces pertes d'eau et de matière organique est illustré par l'évolution de la densité apparente dans les 5 premiers profils de la séquence (fig. 7), qui passe dans les horizons supérieurs de 0,4 au profil I à plus de 1 au profil V.

La densité apparente n'a été mesurée systématiquement que dans les 50 cm supérieurs des profils I à V, et seulement dans les couches 0-10 et 10-20 cm pour les profils VI et VII. Ces mesures ayant été faites en période d'inondation, il a été possible

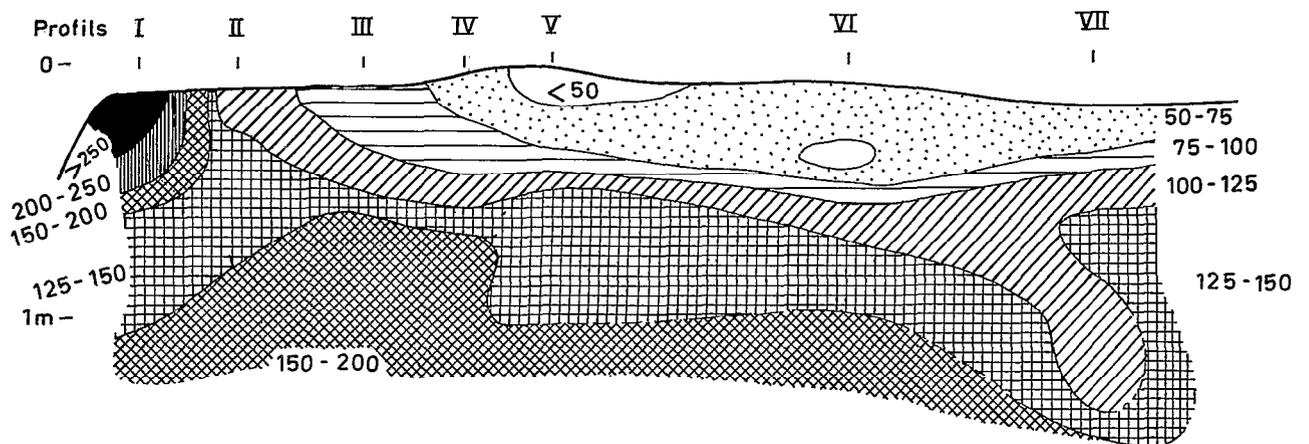


Fig. 6. — Teneur en eau en % du poids du sol sec
(Prélèvements carottés en hivernage)

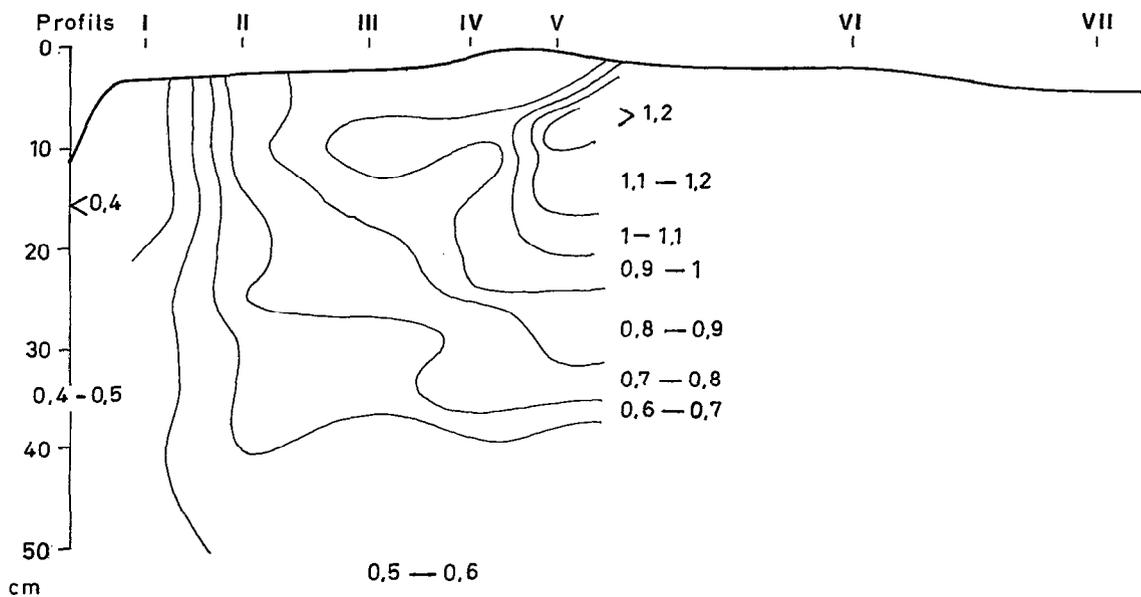


Fig. 7. — Evolution de la densité apparente.

d'extrapoler aux autres couches de la série de profils en utilisant une relation entre la teneur en eau à saturation et la densité apparente (tableau I, annexe II) (1).

(1) Les tableaux des annexes II et III ne sont pas publiés dans ce volume. Ils peuvent être obtenus sur simple demande au SCD de l'O.R.S.T.O.M., 74, route d'Aulnay, 93.140 Bondy, France.

En effet, la porosité d'un sol est liée à sa densité apparente par la relation :

$$Pt \% = 100 \left(1 - \frac{da}{dr}\right)$$

da et dr représentant les densités apparente et réelle, cette dernière étant voisine de 2,5. Si l'on considère que la teneur en eau à saturation représente une part importante de la porosité (on parle en général de 80 %), on peut donc relier la densité apparente à la teneur en eau à saturation (θ % vol).

Si X est le pourcentage de la porosité occupé par l'eau à saturation, il vient :

$$\theta \%_{vol} = Pt. X = X \left(1 - \frac{da}{dr}\right)$$

et connaissant la teneur en eau en poids $\theta \%_p = \frac{\theta \%_{vol}}{da}$, il vient :

$$da = \frac{X}{\frac{X}{dr} + \theta \%_p}$$

où $\text{Log } da = \text{Log } X - \text{Log} \left(\frac{X}{dr} + \theta \%_p\right)$

En réalité, les données dont nous disposons pour 30 échantillons prélevés en hivernage sont conformes à une relation de la forme :

$$da = 1,5279 - 0,0020 \theta \%_p - 0,005 \theta_p^2 \% + 0,000004 \theta_p^3 \%$$

($r = 0,988$) (fig. 8)

ou encore, avec les logarithmes :

$$\text{Log } da = 1,586 - 1,038 \text{Log } \theta_p \% \quad (r = 0,948)$$

A l'aide de ces relations, la densité apparente a été calculée pour tous les profils. A partir de ses variations d'un profil à l'autre, le tassement a été étudié, en allant jusqu'aux horizons profonds où l'on n'observe plus de variation significative.

Le tassement ainsi calculé à partir du profil I provoque des diminutions d'épaisseur de 4 cm au profil II, 13 cm au profil III, 15 cm au profil IV, 34 cm au profil V, 21 cm au profil VI et 30 cm au profil VII. On remarque un certain gonflement entre les profils V et VI qui accompagne vraisemblablement le début de structuration des horizons supérieurs (légère diminution de la densité apparente).

Si l'on fait abstraction de l'ablation due à la déflation éolienne, qu'il est difficile d'estimer, il est possible de calculer l'altitude initiale des dépôts du tanne. Ceux-ci se seraient situés à environ 7 à 8 cm au-dessus du niveau maximum d'inondation actuel. Une légère régression aurait donc permis le développement des tannes.

Quoiqu'il en soit, les calculs de la densité apparente et du tassement permettront ultérieurement d'établir sur des bases comparables les bilans des éléments minéraux.

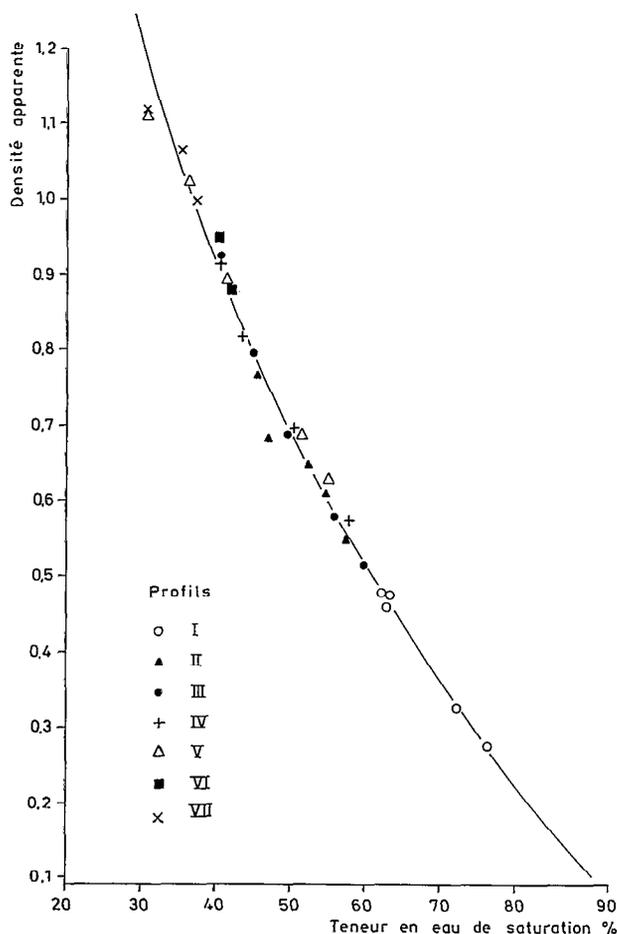


Fig. 8. — Relation entre la densité apparente et la teneur en eau à saturation.

Le tassement du matériau semble donc être une des causes de l'affaissement relatif du tanne par rapport à la mangrove, une autre cause pouvant être la déflation éolienne qui a provoqué la construction de la lunette.

B. STRUCTURE ET CONSISTANCE

Comme on l'a vu précédemment, les sols de la séquence n'acquièrent de véritable structure que dans le tanne, encore celle-ci n'est-elle clairement observable que jusqu'à une profondeur qui ne dépasse guère 30 cm. Deux types de structures se différencient : dans l'horizon de surface, une structure polygonale en forme d'assiette ou de coupelle, et au-dessous une structure prismatique large, l'intérieur des prismes restant très plastique (fig. 9).

Les « assiettes » polygonales de l'horizon de surface ont leurs faces supérieure et inférieure concaves vers le haut, la concavité de la face inférieure étant plus forte, ce qui

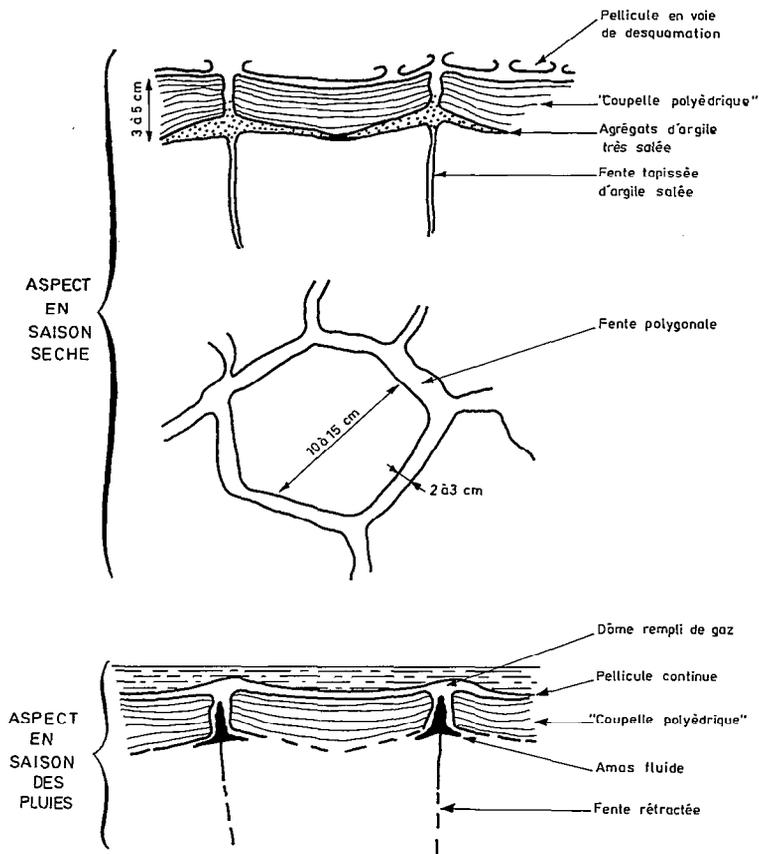


Fig. 9. — Structure superficielle en assiettes ou en coupelles des profils du tanne.

fait que l'épaisseur au centre peut atteindre 10 cm contre 3 à 5 cm seulement sur les bords. La largeur des fentes séparant les polyèdres, dont la formation est due à des phénomènes de retrait en saison sèche, est grossièrement proportionnelle à la taille globale des polyèdres, ou, plus exactement, à la somme des hauteurs des faces polyédriques situées de part et d'autre de la fente considérée.

Lors de l'observation en saison sèche, à la surface des polyèdres, se détache une fine pellicule brun-rouille dont les bords se desquament et s'enroulent, principalement au droit des fentes séparant les polyèdres. Sur le pourtour des polyèdres, notamment aux nœuds du réseau de fentes, on observe des amas pulvérulents d'agrégats argileux et de sels. Le chlorure de sodium qui s'y trouve concentré est d'ailleurs exploité par les habitants, après décollément des polyèdres. En saison des pluies (Pl. IV, photo C), sous la lame d'eau dont l'épaisseur est variable, la pellicule superficielle recouvre entièrement les polyèdres et les fentes, et se boursoufle souvent à l'emplacement des nœuds du réseau de fentes en formant de petits dômes remplis de gaz (hydrogène sulfuré et méthane principalement). Entre les polyèdres et à leur contact avec le sol sous-jacent, les amas pulvérulents de saison sèche font place à une boue fluide très salée.

Les fentes profondes qui déterminent la structure prismatique large de l'horizon inférieur se conservent en saison des pluies et leurs parois sont couvertes d'un fin revêtement argileux salé. On n'observe pas macroscopiquement de traces de contraintes, mais l'examen de lames minces permet cependant d'en déceler. Il est intéressant en tous cas de remarquer que dans ce matériel très plastique, parfois même presque fluide, les amorces de structure semblent résister aux alternances accusées d'humectation et de dessiccation.

Pourtant, si la structuration ne se produit qu'assez tardivement dans la séquence, on peut observer des modifications plus précoces de la consistance du matériau, même au sein de la mangrove, quand les transformations de la végétation amènent le remplacement des *Rhizophora* par des *Avicennia*.

Pour juger de l'état d'évolution de sols jeunes comparables, certains auteurs ont insisté sur l'importance des variations de *consistance* des sédiments et des sols, et ont pu relier cette propriété à des caractéristiques mesurables par l'analyse granulométrique et l'évaluation de la teneur en eau et en matière organique du sol (PONS *et al* 1965). Ils ont ainsi défini un *indice de maturation physique* (physical ripening), calculé grâce à la formule suivante :

$$n = \frac{A - 0,2 Z}{L + 3 H}$$

A = teneur en eau en % du sol séché à l'air

L = teneur en argile en % du sol séché à l'air

H = teneur en matière organique totale

Z = 100 — L — H (fraction non colloïdale à faible rétention d'eau)

Selon la terminologie de ces auteurs, un horizon est considéré comme :

- développé si n est inférieur à 0,7
- presque développé entre 0,7 et 1,0
- semi-développé entre 1,0 et 1,4
- peu développé entre 1,4 et 2,0
- non développé si n est supérieur à 2,0

La combinaison des valeurs de n pour diverses couches ou horizons permet d'obtenir une classification de maturation des sols en :

- sols non développés (n supérieur à 1,4 à partir de 20 cm)
- sols semi-développés (n compris entre 0,7 et 1,4 entre 20 et 50 cm)
- sols développés à sous-sol non développé (n inférieur à 0,7 de 0 à 20, mais supérieur à 0,7 entre 20 et 50 et supérieur à 1,0 entre 50 et 80)
- sols développés à sous-sol développé (n inférieur à 0,7 jusqu'à 50, inférieur à 1,0 jusqu'à 80).

Dans les vases récentes en cours de colonisation par la mangrove, les valeurs calculées pour 4 profils varient entre 1,58 et 2,34 ; il s'agit bien de sols non développés.

Le tableau II donne les valeurs de n pour divers profils de la séquence.

TABLEAU II
Évolution de l'indice de maturation physique dans la séquence

Profils	I	III	IV	V	VI	VII	VIII
0-20 cm.....	1,58	0,88	0,73	0,48	0,51	0,62	0,35
40-60 cm.....	1,57	1,95		1,57	1,60	1,56	
80-100 cm.....	1,44	1,78		1,51	1,61	1,18	

Les profils sous *Rhizophora* ne sont donc pas du tout développés. Un début de développement se manifeste à partir du profil III et se précise dans le tanne où l'on ne dépasse pas cependant le stade du sol semi-développé à sous-sol non développé.

PONS et ZONNEVELD considèrent que la maturation physique est le premier processus qui se développe au sein d'un sol alluvial de texture fine ; ce serait la première étape de ce qu'ils nomment la *pédogenèse initiale*. Les processus purement chimiques et biologiques de la pédogenèse ne se produiraient qu'avec un certain retard sur la maturation physique.

Il semble qu'il en soit autrement ici, car dans le tanne, et notamment dans les profils VI et VII, les transformations du matériau dépassent 50 cm de profondeur, alors que l'indice « n » y est encore supérieur à 1,4.

IV. NOMENCLATURE DES HORIZONS DES SOLS DE LA SÉQUENCE DE BALINGORE

Il est curieux de constater que la différenciation s'acquiert de deux façons, soit par subdivision d'horizons initiaux, soit par formation de nouveaux horizons au-dessus des précédents. La séquence de sols apparaît ainsi comme formée d'une *succession de calottes concentriques* dirigées vers le haut, les plus internes étant de formation plus récente (fig. 10).

La plus remarquable différence entre le sol de mangrove et le sol de tanne réside dans l'*horizon tacheté de jaune*, progressivement surmonté de l'horizon structuré à revêtements argileux et l'horizon de surface poudreux et salé. Par contre, les horizons profonds, dont la limite supérieure s'approfondit régulièrement, surtout très nettement à partir de la discontinuité mangrove-tanne, sont identiques et suggèrent une *filiation* très probable entre tous ces profils.

La consistance varie également : d'élastique sous la mangrove elle devient très fluide à la limite mangrove-tanne dans l'horizon intermédiaire, puis nettement plus ferme dans le tanne.

Lors de la description préliminaire des principaux profils de la séquence, on a volontairement insisté sur les caractères les plus apparents à l'examen macroscopique, notamment couleur, présence et aspect de la matière organique, présence de sels, structure éventuellement.

La désignation d'horizons de conception classique (A, B, C, D) pose en effet un certain nombre de problèmes dans ces sols relativement jeunes, mais à processus d'évolution rapide (Inceptisols de la classification pédologique américaine). Cela commence déjà avec l'horizon C, qui doit correspondre au matériau originel altéré, plutôt qu'à la roche-mère qui serait plutôt à rechercher dans les bassins versants. A moins de descendre à assez grande profondeur, il est difficile d'admettre que le sédiment n'est pas influencé par la végétation de mangrove qui s'y est installée. Les racines des *Rhizophora* descendent profondément, de même que leur feutrage de racelles. L'horizon de profondeur des sols de mangrove est donc déjà un AC, et son engorgement permanent, le développement des processus physico-chimiques du gley permettent de le désigner par ACG, ou, plus simplement CG, notation employée par les pédologues néerlandais. La limite avec l'horizon de

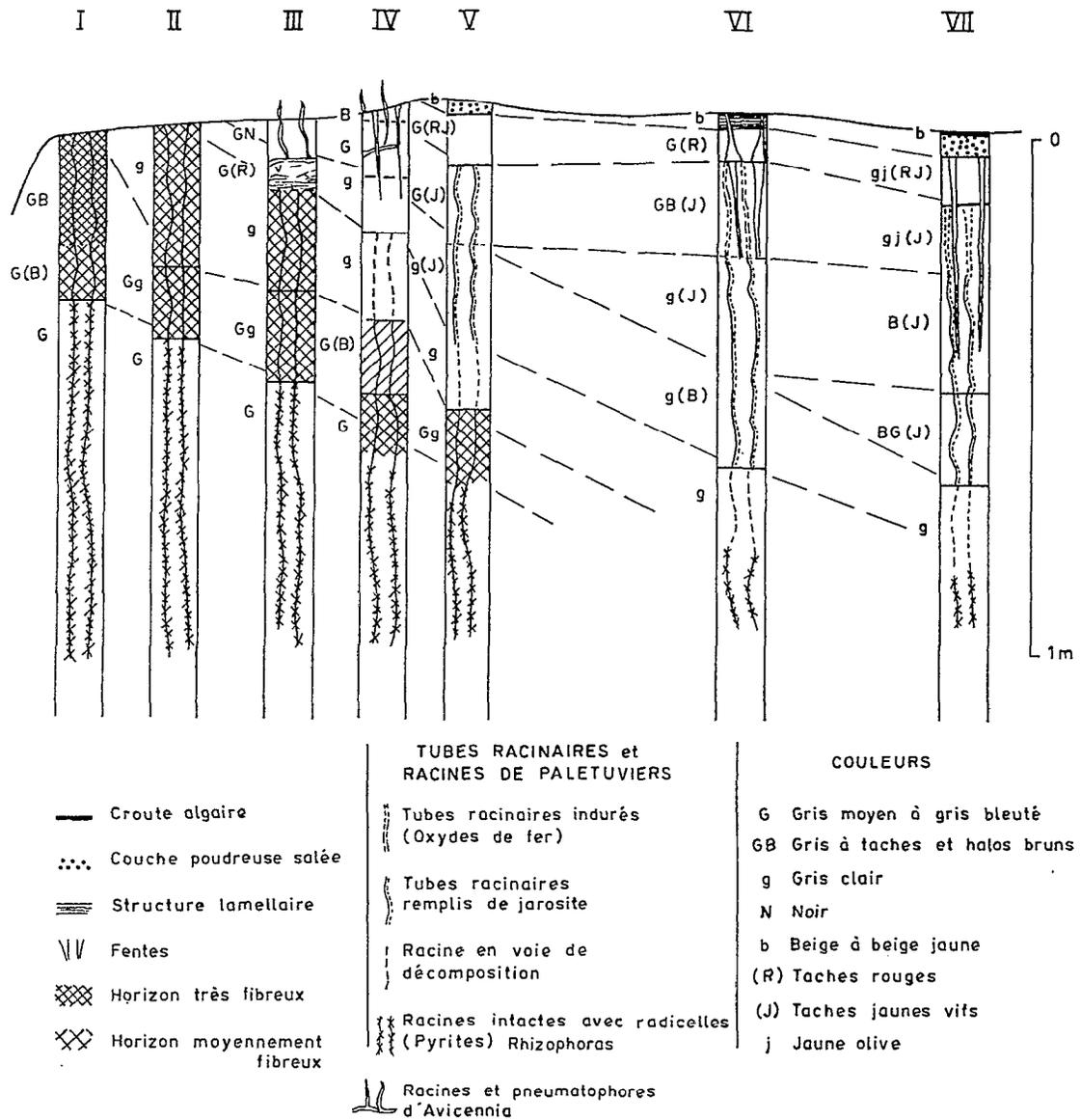


Fig. 10. — Morphologie des profils.

surface, encore plus riche en matière organique, qui peut être noté Ao, est diffuse. C'est l'ensemble de ces deux horizons, de caractéristiques très voisines, qui sert de matériau originel aux sols du tanne.

Au début de l'évolution de ce profil relativement simple se place la clarification de la partie sommitale de l'horizon supérieur, qui de gris brun passe à gris clair dans la zone de battement de la nappe. L'incorporation du matériel végétal y est meilleure, de même que son humification, et il devient justiciable de la notation A₁.

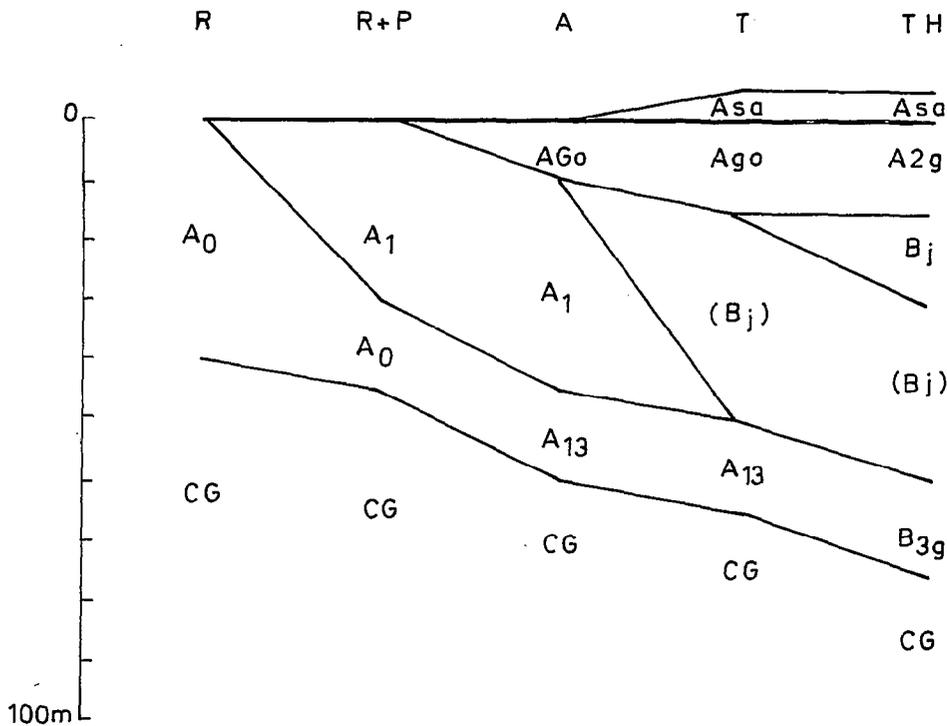


Fig. 11. — Filiation des horizons dans la séquence.

R = mangrove à *Rhizophora* seul T = tanne vif
 R + P = mangrove à *Rhizophora* et *Paspalum* TH = tanne à *Heleocharis*
 A = mangrove à *Avicennia*

Puis, à la faveur des alternances de dessiccation et d'humectation, deux phénomènes se développent : d'une part l'apparition de taches rouges dues à l'oxydation périodique du fer, d'autre part un début de salinisation, surtout visible dans les conduits racinaires. Simultanément, la raréfaction de la submersion par les marées conduit au remplacement des *Rhizophora* par les *Avicennia* et à la production moins intense de matière organique. A ce stade l'horizon supérieur peut être divisé en deux sous-horizons, A₁ au-dessous, Ago au-dessus (c'est le Go de DUCHAUFOR, 1965). Mais entre le A₁ et l'horizon de profondeur CG se place un troisième sous-horizon présentant les mêmes caractéristiques que le A₀, qui sera simplement désigné A₁₃.

Dans le tanne le fait le plus marquant est le développement de l'horizon intermédiaire à structure fondue, plastique et parsemé de taches jaune vif bien délimitées, causées par les amas de jarosite sur d'anciennes racines. Cet horizon, correspondant à d'importantes transformations du matériau originel, peut-être à notre avis assimilé à l'amorce d'un horizon B, qui sera noté (B)_j, plutôt que B_g, qui a été employé par certains, mais qui correspondrait plutôt à un horizon de pseudo-gley, ce qui n'est pas vraiment le cas.

A la surface du sol se forme également un mince horizon très salé, qui sera noté Asa. Il est par ailleurs intéressant de remarquer que sous l'horizon (B)_j persiste l'horizon précédent A₁₃ qui surmonte toujours l'horizon CG. Notons que nous conservons la notation A, et non A', car il ne s'agit pas là d'un véritable bisequum dû à la succession de deux processus pédogénétiques analogues.

Enfin, dans le profil le plus évolué, sous le sous-horizon Asa, se trouve un horizon plus épais que le Ago précédent, qui sera noté A'go, car ici ce n'est plus la remontée de solutions de fer ferreux, ensuite oxydé et précipité, qui est la cause du développement des taches rouges, mais l'hydrolyse in situ de la jarosite. Cet horizon étant le siège d'un départ saisonnier d'éléments solubles, en particulier sulfates, ainsi que d'un peu d'éléments colloïdaux, notamment matière organique, la notation A_{2g} pourrait éventuellement être employée. Au-dessous, l'horizon (B)j se divise en deux sous-horizons : le supérieur est plus riche en amas jaunes de jarosite qui n'occupe plus seulement les conduits racinaires, c'est le Bj sensu-stricto de structure prismatique, tandis que l'inférieur reste un (Bj) non structuré. Il surmonte un horizon de transition avec l'horizon de profondeur CG, et qui, associant les caractères du B et du C sera noté B_{3g}, car ici jarosite et pyrite ne peuvent s'y trouver simultanément qu'en très petites quantités.

On a tenté de résumer sur la figure 11 la diversification progressive des horizons dans la séquence de Balingore. Des notations analogues seront utilisées dans la suite de l'exposé.

V. DIFFÉRENCIATION PARTICULIÈRE DANS LA LUNETTE

A. MORPHOLOGIE ET ORIGINE

Une coupe transversale de la lunette montre la succession suivante (fig. 12) (Pl. IV, photo D) :

- un premier bourrelet qui ne s'élève que de 25 cm au-dessus du tanne par un talus abrupt strié de rigoles d'érosion hydrique,
- une plage horizontale d'une trentaine de mètres de large, sans végétation, d'altitude voisine de celle du tanne, formée d'un dépôt de particules argileuses salées,
- le bourrelet principal, haut de 80 cm en son centre, large de 20 mètres et long de 50.

La forme de cette butte et sa position face aux vents dominants de saison sèche, permet de pressentir une origine éolienne.

Il s'agit bien d'une butte construite par le vent par suite de la déflation à la surface du tanne en saison sèche. Cette forme s'apparente aux « lunettes » habituellement observées en bordure des sebkhas, en région de climat aride ou méditerranéen. Elles sont citées abondamment en Australie (HILL, 1940 ; BOWLER, 1967), en Afrique du Nord (BOULAINÉ, 1954), ainsi que dans le nord du Sénégal (TRICART, 1954).

A la différence des dunes véritables dont le sable peut être repris par l'érosion éolienne, le sol des lunettes est rapidement stabilisé grâce au lessivage des sels par les pluies. Le dessalement permet à une végétation non halophile de se développer.

Dans le cas de la séquence de Balingore, il ne semble pas qu'actuellement la lunette puisse progresser, à cause du développement de la formation à *Eleocharis* qu'a permis la stagnation durable de l'eau en saison des pluies. Comme cette stagnation est favorisée par le processus initial de creusement par la déflation éolienne, il est permis de dire que, dans ce cas précis, le mécanisme de formation des lunettes renferme en lui-même les causes de leur limitation.

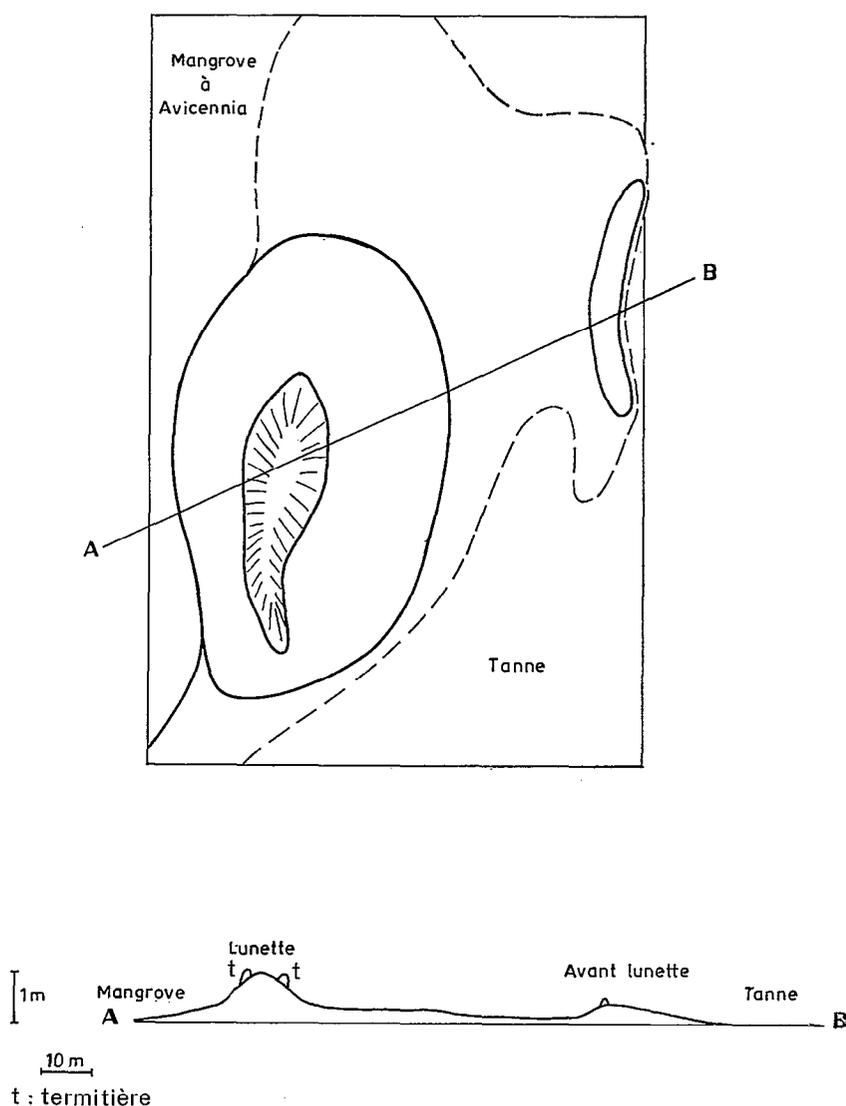


Fig. 12. — Plan et coupe de la lunette.

Dans un stade ultérieur, il est fort possible que l'érosion hydrique parvienne à oblitérer ces formes, comme l'atteste leur relative rareté dans les régions prospectées.

On n'observe plus actuellement de traces de dépôts par le vent sur le sommet de la lunette, mais seulement quelques accumulations de faible importance au vent du bourrelet principal. La surface susceptible d'être soumise à la déflation éolienne est en effet notablement plus faible qu'elle a dû être à l'origine, par suite de l'approfondissement de la cuvette, qui a entraîné le retrait plus tardif des eaux, et, par voie de conséquence, le développement d'une végétation qui protège le sol (VIEILLEFON, 1972 a). Un phénomène analogue semble affecter les lunettes relictées du Texas (PRICE, 1963).

Son altitude interdisant la submersion par les plus hautes marées, et l'apport de particules salées étant limité, le sol de la lunette tend à se dessaler par lessivage car il n'est plus soumis qu'aux pluies. Le type de différenciation qui s'y produit peut sans doute être rapproché de celui que l'on étudiera plus loin à propos des sols développés sur les terrasses plus anciennes qui furent d'anciennes mangroves et d'anciens tannes. On examinera donc rapidement les principales caractéristiques du sol de la lunette.

B. DESCRIPTION SOMMAIRE DU PROFIL VIII

Sur le sommet de la lunette, le profil présente d'abord un horizon peu épais, gris clair, argilo-limoneux, finement grumeleux, très friable, qui passe rapidement à un autre horizon de couleur voisine, plus épais, de structure plus grossière, dont les agrégats polyédriques fins montrent des revêtements. Au-dessous, la structure est plus grossière, et l'on note surtout l'apparition de taches jaune pâle, qui deviennent plus vives et semées de rouille vers 40 à 50 cm de profondeur. Simultanément la structure devient massive.

On retrouve au-dessous de ce sol un profil identique à celui du tanne, qui s'est donc trouvé enterré sous les apports éoliens (on trouvera un profil détaillé en annexe I).

A la périphérie de la lunette, l'horizon tacheté de rouille et parfois concrétionné se prolonge et marque sensiblement les variations de la topographie. Ce concrétionnement est dû aux battements de la nappe de la lunette qui est toujours convexe vers le haut.

Il est probable, que la végétation de la lunette joue le rôle de « mèche » pour la nappe du tanne, ce qui expliquerait que le sol de la lunette ne soit pas totalement dessalé. En effet, les quantités de fer qu'il renferme ne peuvent pas provenir du seul lessivage de l'horizon supérieur, d'autant plus que dans le tanne même il y en a peu en surface.

L'étude micromorphologique de quelques lames minces montre que le sol de la lunette présente un plasma nettement orienté, à forte biréfringence, que l'on n'observe pas dans le sol du tanne. Certaines renferment également quelques fines aiguilles de gypse. On est cependant loin ici des accumulations spectaculaires de la lunette de la sebkha de ben Ziane (BOULAINÉ, 1954).

VI. PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES CHIMIQUES DES SOLS DE LA SÉQUENCE DE BALINGORE PROBLÈMES POSÉS PAR LEUR INTERPRÉTATION

Il sera rendu compte ici uniquement des résultats obtenus par les méthodes classiques d'analyse des sols. Les problèmes posés par l'interprétation de ces données feront par la suite l'objet de recherches approfondies mettant en œuvre des analyses plus complexes.

A. COMPOSITION GRANULOMÉTRIQUE

La répartition de la fraction minérale du sol en 4 classes (tableau II de l'annexe II) montre une distribution relativement homogène au long de la séquence. Le taux (argile + limon), représentant les particules inférieures à 20 microns, atteint le plus souvent

plus de 90 pour 100. La proportion des fractions plus grossières est toujours extrêmement faible sauf dans quelques horizons de surface du tanne où les sables fins sont plus abondants. Il en est de même dans le sol de la lunette.

L'augmentation globale des particules fines n'est pas significative. Par ailleurs, l'examen des sables fins et surtout grossiers à la loupe binoculaire montre que la dispersion n'est pas complète, de nombreux grains de quartz de petite dimension restant fixés sur des résidus de matière organique non détruits par le traitement à l'eau oxygénée.

L'évolution des sols dans la séquence ne semble donc pas se traduire par une variation significative de la composition granulométrique. D'autres méthodes, portant plus particulièrement sur les fractions fines, très importantes dans ces sols, devront être mises en œuvre.

B. MATIÈRE ORGANIQUE

Les données consignées dans le tableau II (annexe II) montrent une diminution sensible de la teneur en carbone organique de la mangrove au tanne. Elle ne semble cependant pas aussi régulière que le laisse penser l'examen morphologique.

Le rapport C/N est très élevé dans la mangrove et dans les horizons profonds du tanne, où il varie de 31 à 42. Il tend à s'affaiblir dans les horizons de surface du tanne, de plus en plus profondément vers le centre, où, jusqu'à 50 cm de profondeur, il est compris entre 11 et 24. Cela traduit une évolution de la matière organique.

Soulignons que la méthode utilisée pour le dosage du carbone organique, basée sur l'oxydation sulfochromique (méthode Anne), met en jeu des corps réducteurs qui peuvent être étrangers au carbone organique (SH_2 , sulfures). Il est donc nécessaire, dans ce cas, d'utiliser une méthode plus sûre.

C. pH

Les résultats obtenus sur les échantillons préparés d'une façon classique, par séchage à l'air, indiquent une très forte acidité « apparente » de tous ces sols. Seuls, les horizons supérieurs du tanne semblent moins acides que leurs horizons profonds et que l'ensemble des profils de mangrove.

Ce que l'on sait des sols similaires autorise à penser que ces valeurs sont dues à des transformations intervenant au moment du séchage, et ne reflètent en rien le pH réel des sols in situ. Une étude plus précise doit donc être entreprise là aussi.

D. SELS SOLUBLES

Des résultats de l'analyse des principaux ions sur des extraits à 1/10 des sols séchés à l'air peuvent être tirées les constatations suivantes (tableau III de l'annexe II).

- la salure globale, mesurée par la somme des cations ou des anions, augmente de la mangrove au tanne, où elle peut être très élevée en surface, ce qui correspond aux observations de terrain,
- la balance anions-cations n'est pratiquement jamais assurée. On remarquera que le déséquilibre, qui est en faveur des anions dans le premier profil sous mangrove et dans

les horizons profonds des profils suivants (II à VI), est ensuite causé par les cations dans les horizons supérieurs, en particulier dans le tanne. En effet, dans le premier cas, les ions H^+ n'ont pas été comptés,

- Le rapport chlorures/sulfates est très variable et généralement plus faible lorsque les anions dosés excèdent les cations. Les teneurs en ion chlorure et en ion sodium étant équivalentes, il s'en suit que le déséquilibre est dû à un excès d'ion sulfate. Ce résultat est à associer aux basses valeurs du pH et s'explique très simplement par la présence d'acide sulfurique libre, qui serait produit par l'oxydation de composés réduits du soufre.

La production d'acide sulfurique intervient, bien entendu, dans l'équilibre des anions et des cations, en particulier au niveau du complexe absorbant.

CONCLUSIONS DES ÉTUDES PRÉLIMINAIRES

De même qu'il existe une zonation caractéristique des formations végétales, les sols de mangrove, puis de tanne, présentent aussi une zonation analogue. Le degré d'évolution atteint par le profil central (profil VII) n'est cependant qu'un *terme provisoire* de l'évolution de ces sédiments. L'étude des profils intermédiaires, dont il ne sera pas fait état désormais, a montré que l'effort analytique pouvait raisonnablement être limité aux profils précédemment décrits (I à VII).

La filiation des sols se remarque par les *transformations des empreintes racinaires* : après avoir perdu leur contenu organique, elles s'emplissent d'un matériau jaune très plastique et durcissent finalement en gaines ferrugineuses dans le tanne et sous la lunette.

Parmi les données exploratoires rapportées ci-dessus, certaines justifient le choix de la séquence de Balingore. C'est d'abord la liaison morphologique qui paraît évidente entre les profils et le développement d'un front de pénétration de l'oxygène de la mangrove au tanne. C'est aussi l'uniformité relative de la composition granulométrique qui renforce l'impression d'homogénéité du matériau.

Pourtant, si la salure mesurée sur extrait aqueux semble bien progresser à mesure que les caractères d'halomorphie s'accroissent, la composition anionique pose le problème des variations du rapport chlorures/sulfates.

Bien plus, le pH pose aussi un problème important : mesuré sur échantillon séché et homogénéisé, il est souvent extrêmement acide, s'abaissant à des valeurs inusuelles dans les sols, et ce bien que la végétation et la faune ne semblent pas en souffrir. D'autre part, les plus faibles valeurs semblent correspondre aux horizons les plus engorgés, donc les plus réduits, ce qui serait peu conforme à l'habitude.

Il vient donc à l'esprit que le traitement analytique d'échantillons de ces sols après séchage et préparation classique apporte des indications erronées sur leur nature, tellement erronées qu'elles risquent d'être fort éloignées des véritables caractéristiques de l'objet étudié. Une grande prudence s'impose donc et commande que l'étude soit faite en respectant, autant que faire se peut, les conditions naturelles dans lesquelles ces sols

évoluent, et, tout d'abord, de mesurer certaines de leurs caractéristiques, non plus sur échantillon, mais directement *in situ*. Pour d'autres, il sera indispensable d'améliorer les techniques de prélèvement et surtout de conservation des échantillons.

Enfin, étant donnée la ténuité des différenciations observées, il semble préférable d'opérer un échantillonnage systématique qui permette d'avoir beaucoup plus de repères analytiques qu'en suivant le découpage par horizons. Les mesures discutées ultérieurement correspondront à des échantillons prélevés par carottages à différentes périodes de l'année, conservés en enceinte étanche ou lyophilisés.

C'est d'abord le pH des sols, et particulièrement ses variations saisonnières, qui sera étudié (II^e Partie, ch. IV).

Régime hydrique et salinité dans la séquence de Balingore

La situation géomorphologique de la séquence de Balingore, dans le domaine fluvio-marin, implique qu'elle subisse les influences conjuguées des apports d'eau salée par le marigot, notamment en saison sèche, et des apports d'eau saumâtre ou douce par le marigot et surtout par les pluies de l'hivernage. Il en résulte une évolution cyclique particulière du régime hydrique et de la salinité de la nappe libre et des solutions du sol.

I. ÉTUDE DU RÉGIME HYDRIQUE

Le régime hydrique des sols peut être connu, entre autre, soit par l'établissement de profils hydriques (ou de teneur en eau des sols), soit par l'observation des mouvements des nappes. La teneur en eau des sols, à différentes époques de l'année, a été mesurée par pesée avant et après séchage d'un échantillon frais, à l'étuve à 105 °C. Les fluctuations de la nappe ont été suivies dans chaque profil par des batteries de 3 piézomètres perforés à la base et enfoncés à 50, 100 et 200 cm. Ce dispositif permet de suivre également l'évolution saisonnière de la salinité.

A. PROFILS HYDRIQUES DES CAROTTES

Les courbes présentées sur la figure 13 sont assez variées. Les variations saisonnières sont surtout importantes dans les horizons supérieurs des sols de mangrove (profils I, II et III), elles gagnent la profondeur dans les profils du tanne. En général, les échantillons prélevés en saison sèche sont moins riches en eau qu'en hivernage.

A l'exception du profil I où l'épaisse couche fibreuse jouant le rôle d'éponge favorise une teneur exceptionnelle en eau, qui peut dépasser 300 pour 100 par rapport au poids de sol sec, l'augmentation de la teneur en eau de la surface vers la profondeur est la règle.

A partir du profil II, les courbes se déplacent progressivement vers les faibles humidités. Mais dans le profil VIII la teneur en eau remonte globalement, surtout en hivernage. Les fluctuations entre saison sèche et hivernage sont de plus en plus profondes de la mangrove au tanne. C'est ainsi qu'à un mètre de profondeur par exemple, la teneur

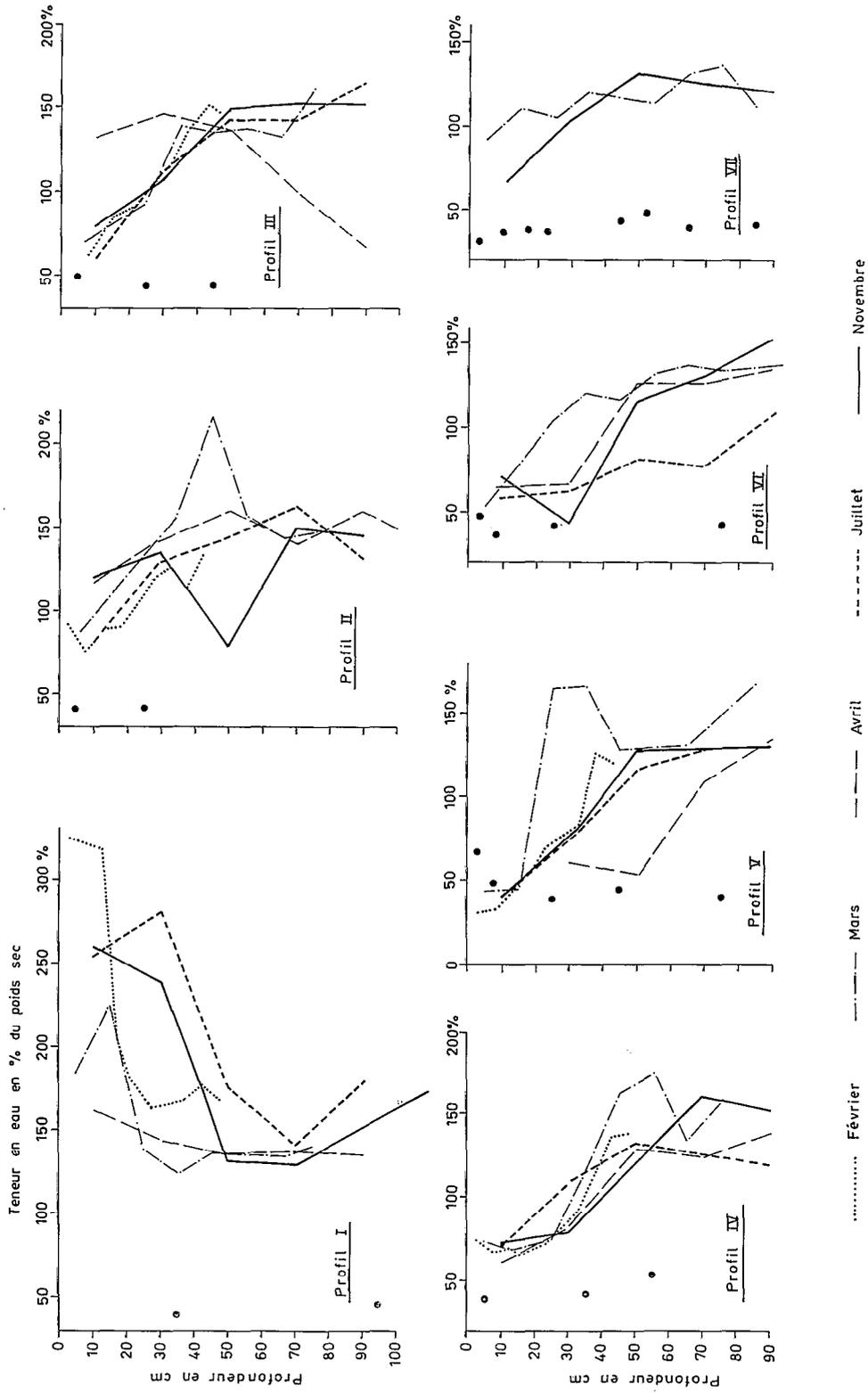


Fig. 13. — Profils hydriques saisonniers.

en eau passe 129 à 167 pour 100 dans la mangrove (profil I), et de 108 à 152 pour 100 dans le tanne (profil VI), soit, en pourcentage, une variation de 29,5 à 41 % de la teneur minimale.

Les teneurs en eau à pF 3, assimilées à la capacité au champ, ont été reportées sur le même graphique pour quelques horizons. Les valeurs en sont remarquablement voisines dans tous les profils, et proches de 40 %. Ce n'est donc que dans le tanne que les valeurs observées, tant en hivernage qu'en saison sèche, se rapprochent de celle-ci.

La diminution de la teneur en eau du sol est donc bien un caractère évolutif majeur de la séquence. Elle est liée aux transformations qui affectent le matériau originel des sols, en particulier son contenu organique (voir chapitre VII).

B. ÉTUDE DES MOUVEMENTS DE LA NAPPE

Les variations d'altitude de la nappe par rapport au sol, et les variations de salinité aux différentes profondeurs ont été suivies par des prélèvements d'intervalle 10 à 30 jours.

Pour des raisons matérielles, l'équipement a été, à certaines périodes de l'année seulement, complété par des limnigraphes destinés à mesurer en continu ces mouvements de la nappe. Un a été placé près du profil VII dans le but de connaître les modalités de la baisse de la nappe au centre du tanne, un autre près du profil III pour étudier la propagation du mouvement des marées en basses eaux, c'est-à-dire en dehors des périodes de submersion régulière, enfin un troisième, près du profil I. Un autre limnigraphe, placé dans le marigot de Bignona, permettait le raccordement des mouvements enregistrés avec ceux de la marée propre.

1. Les mouvements de la nappe dans les relevés périodiques

Les courbes de la figure 14 ont été construites après ajustement des relevés de hauteurs par rapport à un plan horizontal passant par le point le plus élevé de la séquence, lunette exclue.

Les mesures ont été effectuées d'une manière quasi continue de fin mars 1967 à fin octobre 1970. Des observations complémentaires ont eu lieu en 1971.

Malgré leur fréquence, ces mesures intègrent la submersion par les marées, puisque celles-ci recouvrent bi-quotidiennement la mangrove à *Rhizophora*, sauf parfois en période de basses eaux. L'action spécifique de la marée sera étudiée ultérieurement.

L'abaissement de la nappe est d'autant plus sensible que l'on se rapproche du tanne. Par contre, à l'intérieur de ce dernier, si l'approfondissement va croissant, il apparaît un amortissement des mouvements qui est maximum au centre du tanne.

Il est possible d'apprécier les périodes pendant lesquelles le sol est submergé ou non dans les diverses parties de la séquence.

Au profil I, la submersion continue a duré seulement 4 mois en 1967, 8 à 9 mois en 1968, mais elle a été ensuite pratiquement ininterrompue de mars 1969 à octobre 1970 et peut-être même au-delà.

Au profil II, elle a été un peu plus longue en 1967, mais a régressé nettement en 1968 (7 mois), en 1969 (9 mois) et en 1970 (5 mois). La régression continue jusqu'au profil V qui est le moins affecté par la submersion, étant par ailleurs le plus élevé en altitude.

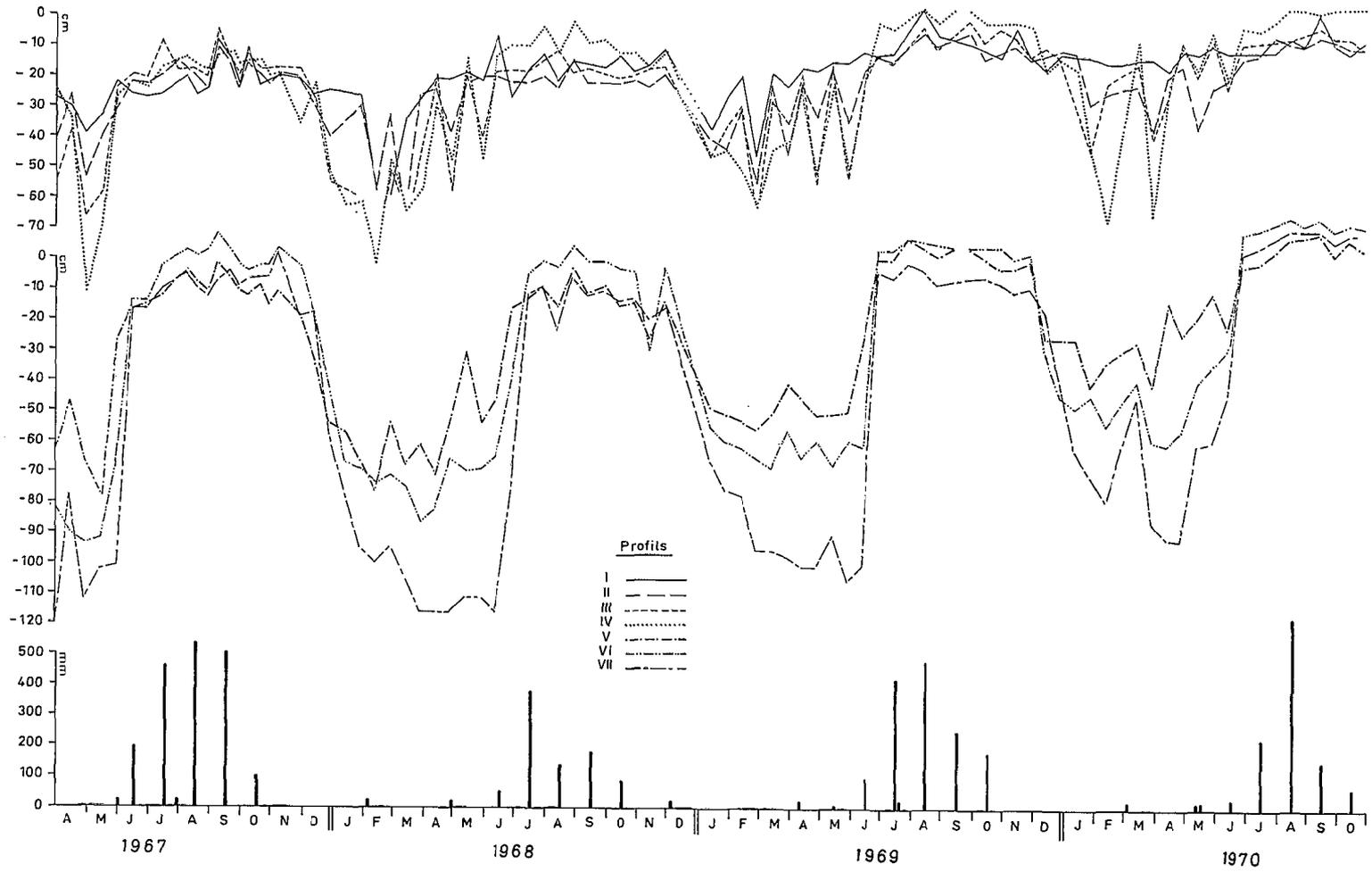


Fig. 14. — Fluctuations de la nappe dans la séquence et précipitations (IV 1967 à X 1970).

Dans le tanne, la submersion recommence à augmenter, d'abord au profil VI (5 à 6 mois en 1967, 4 mois en 1968, 5 mois en 1969, 4 mois en 1970) enfin au profil VII, centre du tanne (6 à 7 mois en 1967, 5 mois en 1968, 5 à 6 mois en 1969, 4 à 5 mois en 1970).

Cependant, les durées totales de submersion varient suivant la période de référence choisie (tableau III).

TABLEAU III
Évolution de la durée globale de submersion en %

Profils	I	II	III	IV	V	VI	VII
Période de référence							
03/67 à 10/70.....	74	63	60	46	24	43	49
03/67 à 03/70.....	70	53	50	42	18	40	47
10/67 à 10/70.....	80	61	58	45	26	40	45

Une représentation schématique est donnée par la figure 15. Elle montre que la durée totale de submersion décroît dans la partie mangrove de la séquence, d'abord lentement du bord du marigot au profil III situé près de la limite entre la mangrove à *Rhizophora* et la mangrove à *Avicennia*, plus rapidement ensuite jusqu'au léger seuil la séparant du tanne, où le pourcentage n'atteint que 20 % environ.

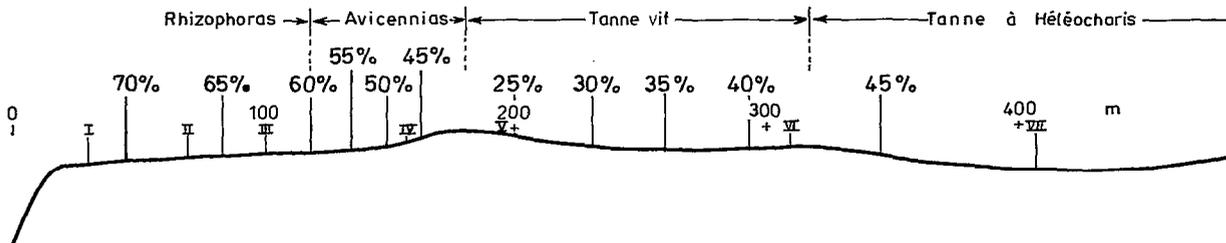


Fig. 15. — Durée globale de la submersion.

Dans la fraction tanne, la durée de submersion croît lentement du profil V au profil VII, de 3 à 6 mois par an au total.

2. Conséquences sur la zonation végétale dans la séquence

L'étude morphologique sommaire a montré la répartition régulière des ceintures de végétation autour du tanne et à l'intérieur.

Corrélativement, de faibles différences d'altitude ont été notées ; elles n'ont pas de valeur en soi, mais en prennent singulièrement par leur influence sur les hauteurs et les durées de submersion.

Ainsi, le peuplement à *Rhizophora* correspond à une submersion totale supérieure à 60 %, tandis que le peuplement à *Avicennia* ne demande que 45 %. De même, dans le tanne, la formation à *Eleocharis* ne peut se développer que si le sol est submergé au moins 4 à 5 mois par an.

A propos de la mangrove de Nouvelle-Calédonie, une étude similaire du régime hydrique a été effectuée par BALTZER (1969). Elle conclut également à l'importance fondamentale de l'altitude des bancs sédimentaires sur le développement de telle ou telle espèce de palétuvier. Ce fait entre naturellement en jeu lors de la colonisation par la mangrove des bancs en voie d'émersion. Ces considérations seront reprises lors de l'étude de la mise en place des matériaux.

C. INFLUENCE DES FACTEURS EXTERNES SUR LES MOUVEMENTS DE LA NAPPE

1. La marée

La limite atteinte par une marée de coefficient donné (ou amplitude) est fonction de la pente du terrain et de la rugosité du substratum. Les courants sont rapidement freinés et n'ont pas d'influence au sein de la mangrove. La fréquence de submersion en un point de la mangrove est donc gouvernée par l'amplitude et la période des marées.

La période principale est bi-quotidienne ; il s'y superpose une période lunaire et une période solaire qui réagissent sur l'amplitude elle-même. Les renseignements suivants sont tirés des études effectuées par le Service Hydrologique de l'O.R.S.T.O.M. en 1967-1968-1969 en Casamance (BRUNET-MORET, 1970) :

L'onde marée littorale se décompose en :

- une onde annuelle et une onde semi-annuelle, dues au mouvement du soleil en déclinaison,
- des ondes mensuelles et semi-mensuelles, dues aux mouvements en déclinaison et en phase de la lune,
- des ondes diurnes, à peu près journalières, et semi-diurnes, dues à la rotation de la terre sur elle-même. Dans le cas de propagation par faibles profondeurs, ces ondes entraînent l'apparition de leurs harmoniques tiers-diurne, quart-diurne, etc.

Peuvent se superposer à ces ondes une onde annuelle « météorologique » liée aux déplacements réguliers des grandes zones cycloniques et anticycloniques d'Afrique et de l'Océan Atlantique, ainsi que des variations non périodiques causées par des changements barométriques.

Les ondes de plus forte amplitude sont les ondes diurnes et semi-diurnes. Elles forment les marées hautes et basses, des différences de périodes entraînant des inégalités dans les amplitudes des marées journalières.

L'onde marée qui remonte la partie maritime d'un cours d'eau est une dérivée de la précédente, en général plus complexe, car le débit fluvial, la pente et la forme du lit interviennent.

La propagation de la marée à Balingore, dans la mangrove, et dans le tanne en période d'inondation, a été étudiée à l'aide de marégrammes. Des enregistrements hebdomadaires et mensuels ont été utilisés. Par ailleurs, les mouvements de marée dans le marigot ont été enregistrés à peu de distance de la séquence.

Il est possible de déterminer les mouvements mensuels puis annuels de la marée, à partir des moyennes journalières, puis mensuelles tirées de ces marégrammes. La marée annuelle est très asymétrique : minimum en janvier-février, maximum en septembre-octobre. La marée mensuelle est, elle aussi, irrégulière (fig. 16).

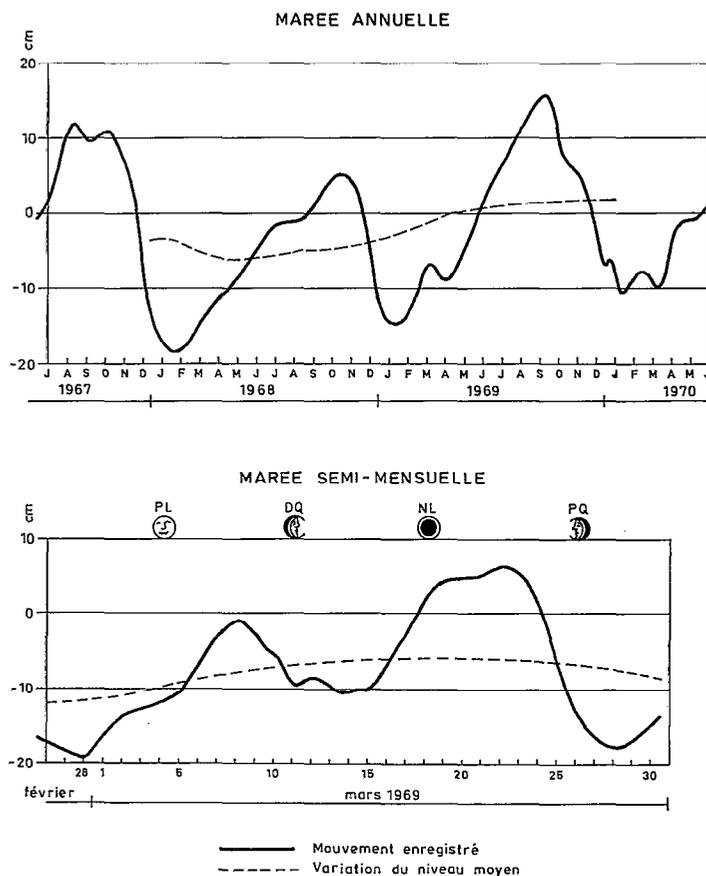


Fig. 16. --- Marées sur la Casamance.

A l'intérieur du bief maritime, les marégrammes ne se présentent plus sous forme de courbes sinusoïdales, mais de courbes dissymétriques montrant que le jusant (marée descendante) dure plus longtemps que le flot (marée montante). La fraction de courbe correspondant au flot est presque rectiligne, alors que celle qui correspond au jusant est concave vers le haut. Ce phénomène s'accroît considérablement lorsque la marée se propage sur des profondeurs très faibles, comme dans la mangrove. La vitesse de propagation de l'onde marée diminue vers l'amont, ce qui explique qu'une marée semi-diurne puisse s'estomper, parfois même une marée diurne.

La période lunaire est responsable des différences d'amplitude entre vives eaux et mortes eaux. Les premières se produisent au moment de la nouvelle lune et de la pleine lune, les secondes lors des premiers et derniers quartiers (fig. 16).

Les mouvements enregistrés dans le marigot de Bignona à Balingore sont assez semblables à ceux observés dans la Casamance. Cependant, l'amortissement des amplitudes est compliqué d'un déplacement de la moyenne des hauteurs de marées de mortes-eaux par rapport aux hauteurs de marées de vives-eaux. Sur l'exemple présenté par la figure 17, la hauteur des mortes-eaux, dont l'amplitude est nettement inférieure à celle des vives-eaux, est supérieure à la hauteur moyenne de ces mêmes vives-eaux. Ceci a une importante répercussion sur la durée de la submersion.

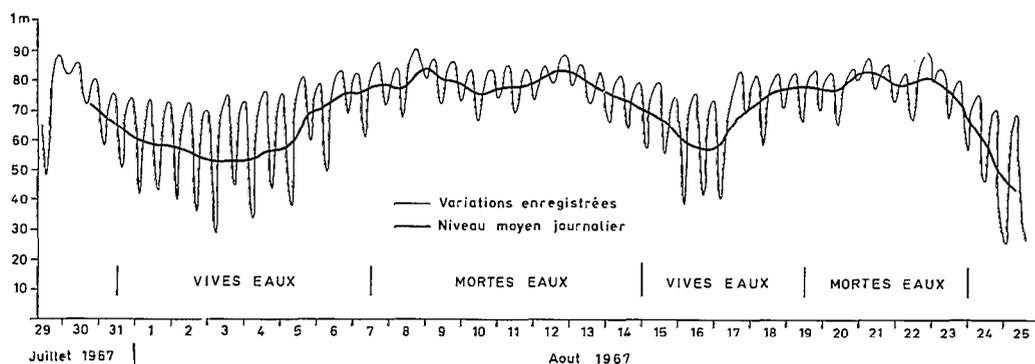


Fig. 17. — Marées sur le marigot de Bignona à Balingore.

Il en résulte que, à l'exception de la mangrove de la partie aval de l'estuaire, où, en bordure des marigots, la submersion sera réellement bi-quotidienne, la mangrove interne connaît une submersion plus irrégulière dont la période peut être bien plus longue que celle de la marée semi-diurne.

La courbe de la figure 18 correspond aux enregistrements réalisés près du profil III sur une période de 6 mois, de l'hivernage 1970 à l'hivernage 1971. En période de hautes-eaux associée aux apports d'eau douce, qu'ils résultent de la pluie locale ou du drainage du bassin versant du marigot, les mouvements enregistrés sont alternatifs et présentent l'amortissement au jusant expliqué précédemment (période du 2 au 18 décembre 1970 et du 11 au 22 juin 1971).

Hors de la saison des pluies, le niveau a tendance à s'abaisser graduellement. Ce mouvement est cependant interrompu par la venue de marées mensuelles de fort coefficient (29-12 au 5-1, 10-1 au 17-1, 27-1 au 1-2, 26-2 au 2-3, 27-3 au 31-3, 28-4 au 1-5, 12-5, 26-5 au 30-5).

L'influence des mouvements de marée sur les variations de niveau de la nappe ne se limite pas à la partie mangrove de la séquence, mais se poursuit jusqu'au centre même du tanne. Ceci apparaît sur la figure 19 que l'on pourra rapprocher de la figure précédente : du 20-12-70 au 6-1-71 la baisse est en moyenne de 1 à 2 cm par jour, et s'amortit ultérieurement. L'influence des mouvements de marée y est très nette.

Il est important de remarquer qu'entre les incursions de la marée, périodes pendant lesquelles la baisse de la nappe relève indistinctement de l'évaporation ou du drainage, la courbe enregistrée n'est pas de forme simple, mais au contraire marquée de *pseudo-paliers* diurnes, ou parfois semi-diurnes, correspondant aux périodes de la marée observées dans les endroits où celle-ci est libre.

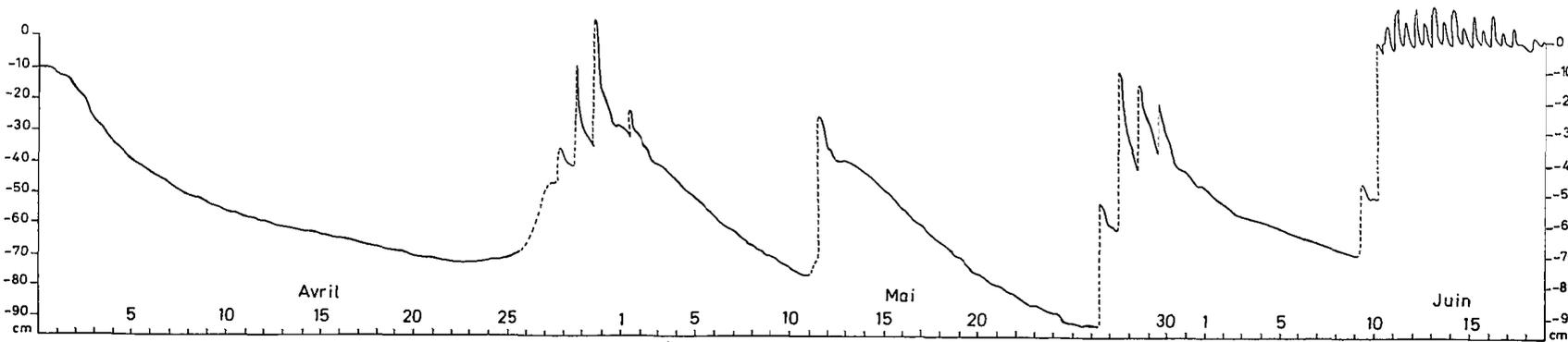
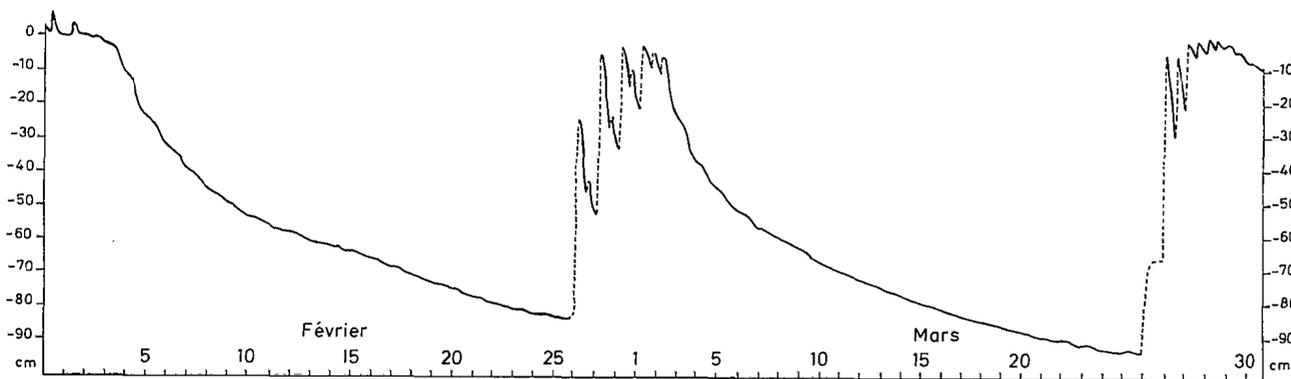
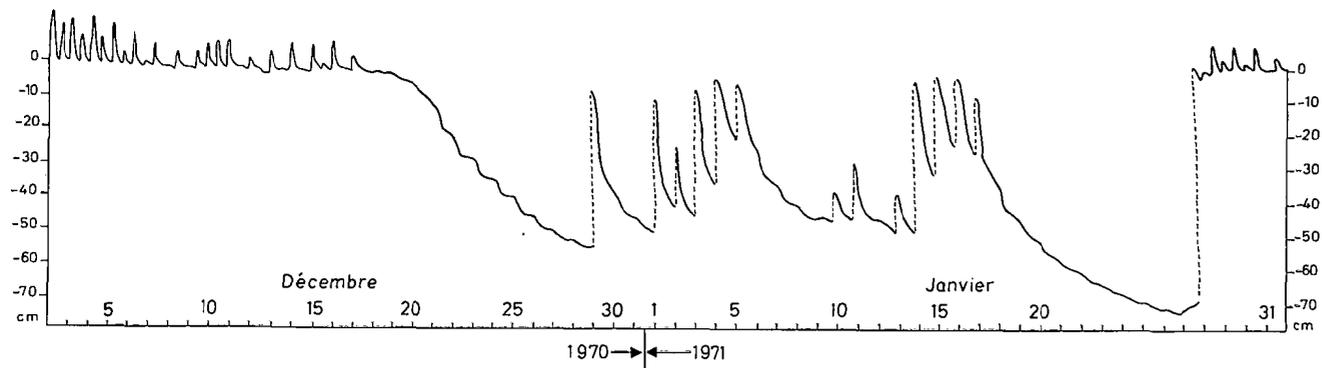


Fig. 18. — Mouvements de la nappe au profil III.

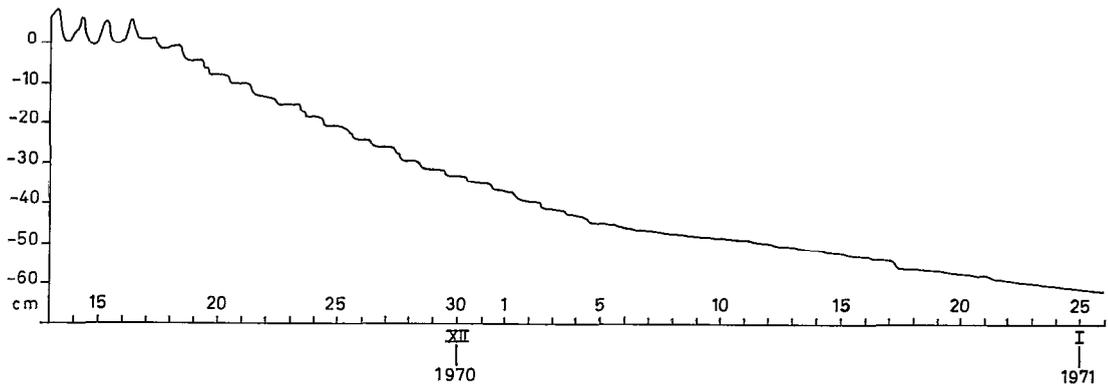


Fig. 19. — Baisse de la nappe au centre du tanne (profil VII).

La *forme des paliers* peut renseigner sur le sens de circulation de la nappe : la branche subhorizontale correspond à la compensation, par l'évaporation et la remontée capillaire, du mouvement vers le tanne causé par la marée montante et la branche subverticale correspond à l'addition de l'effet de l'évaporation et de celui de la marée descendante (fig. 20). Les sols du tanne possédant une porosité inférieure à celle des sols de la mangrove, évaporation et circulation de l'eau se trouvent sensiblement freinés, et la branche descendante y est moins haute.

Cela prouve que le mouvement dû aux marées n'affecte pas que les nappes d'eau libre, mais *se répercute aussi dans la nappe phréatique* de la mangrove, en freinant le mouvement général de descente. Dans les deltas tropicaux, HUISMAN (1964) estime que la propagation du mouvement des marées dans les sols est d'autant plus ample que l'aquifère est plus confiné.

Suivant les positions relatives de la nappe dans la séquence et du niveau moyen des marées, deux cas sont à considérer :

— lorsque le niveau moyen des marées s'abaisse, après une période de submersion, la nappe s'abaisse régulièrement, mais son mouvement descendant, principalement dû au drainage vers le marigot, est freiné par le mouvement des marées,

— lorsque, à la faveur de l'évaporation intense en saison sèche, le niveau de la nappe vient à s'abaisser, notamment dans le tanne, au-dessous du niveau moyen des marées, son abaissement est là encore freiné par les marées.

Mais, alors que dans le premier cas la circulation des eaux se fait du tanne vers la mangrove et le marigot, c'est en sens contraire, de la mangrove vers le tanne, qu'elle se produit dans le second cas. Globa-

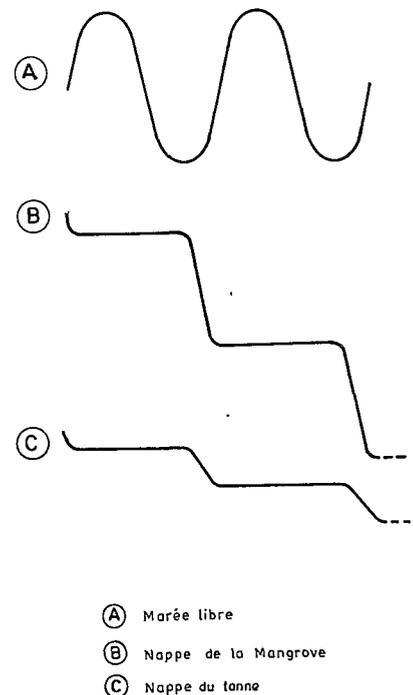


Fig. 20. — Action de la marée sur la baisse de la nappe.

lement, le premier type de circulation correspond à la période d'hivernage, le second à celle de saison sèche. Ces faits devront être pris en compte lors de l'étude de la salinité, ainsi que dans celles du comportement et de la répartition des éléments entre les phases solubles et insolubles au cours des cycles saisonniers.

2. L'alternance climatique saisonnière

L'influence du climat, caractérisé par l'alternance saisonnière des périodes pluvieuses et sèches est évidente. Elle se traduit, en particulier dans le tanne, par la submersion de longue durée en hivernage, suivie de la baisse progressive de la nappe en saison sèche.

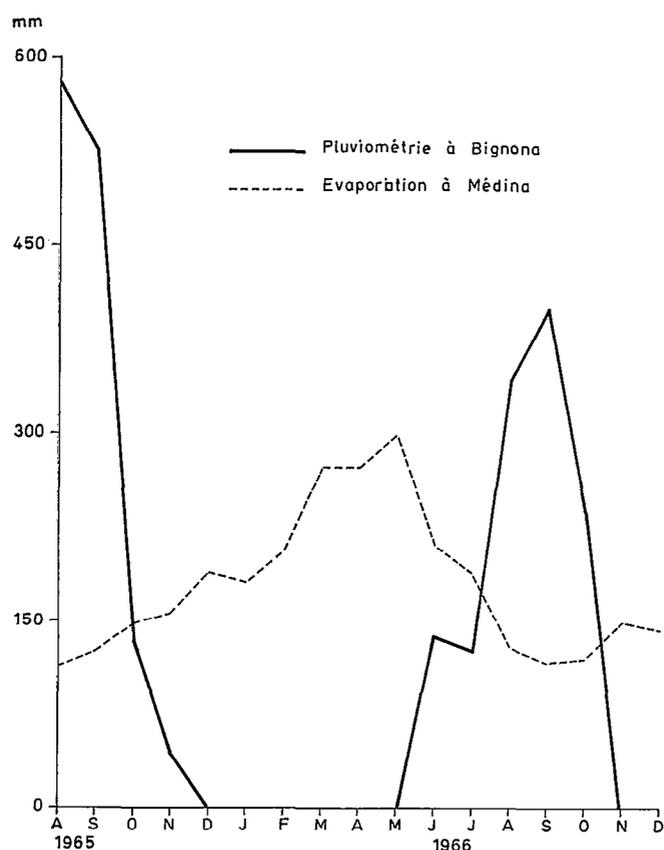


Fig. 21. — Précipitations et évaporation en bac Colorado (8-1965 ; 12-1966).

L'irrégularité des précipitations se répercute sur la durée de l'inondation dans le tanne. Ainsi, les fortes pluies de 1965 ont prolongé l'inondation sur six mois et demi, celles de 1969 sur cinq mois et demi, et celles, anormalement faibles, de 1968, sur cinq mois seulement.

Il faut cependant remarquer que l'inondation du tanne n'est pas seulement tributaire de la pluie *locale*, mais aussi, par l'intermédiaire du marigot, de deux autres facteurs, les précipitations sur le bassin versant du marigot de Bignona et le niveau des marées.

Pour illustrer cette dépendance de la nappe vis-à-vis des précipitations, les histogrammes pluviométriques ont été portés sur la figure 13 représentant les variations de niveau de la nappe.

Sur la figure 21, il est possible de comparer l'évolution des précipitations et de l'évaporation mensuelle. L'évaporation a été mesurée journalièrement à l'aide d'un bac Colorado. Si cette dernière mesure ne peut être rapportée à l'évapotranspiration réelle qu'à l'aide d'un facteur de correction imprécis, elle doit être assez proche de l'évapotranspiration sur le tanne lorsqu'il est en eau.

Or, la lame d'eau qui recouvre le tanne atteint en moyenne 25 cm, soit 250 mm, les pluies cessent pratiquement vers le 15 octobre et le tanne est sec vers le 15 décembre. L'évaporation mesurée entre ces dates atteint 311 mm en 1965 et 292 mm en 1966. Il existe ainsi une assez bonne corrélation entre l'évaporation mesurée et le temps nécessaire pour l'assèchement du tanne. Cette question sera reprise ultérieurement lors de l'examen du bilan saisonnier des sels dans la séquence.

II. ÉTUDE DU RÉGIME SALIN DES SOLS DE LA SÉQUENCE DE BALINGORE

Les résultats d'analyses exploratoires exposés au chapitre II ont montré que la salinité augmente de la mangrove au tanne (de 300 à 500 mé de sels pour 100 g pour des échantillons séchés à l'air). D'importantes efflorescences salines se forment dans le tanne, en particulier dans ce qui est appelé le « tanne vif » ; cela favorise la déflation éolienne qui est à l'origine de la formation de la lunette.

La salinisation est également la cause des changements de végétation observés.

Les modifications progressives de la concentration en sels des solutions des sols de la séquence sont avant tout liées aux variations du régime hydrique causées par les mouvements des nappes. De la mangrove au tanne, le facteur climat prend progressivement le pas sur le facteur marée.

La salinité des eaux des marées est, elle aussi, notablement influencée par les alternances saisonnières du climat, d'autant plus, naturellement, que l'on remonte vers l'amont des biefs maritimes de la Casamance et de ses affluents. La composition de l'eau qui submerge, en saison sèche surtout, la mangrove, et, plus périodiquement, le tanne, est sous la dépendance des variations de salinité subies par l'eau des cours d'eau. Pour les connaître, une étude des variations de la salinité dans la Casamance a été réalisée par l'O.R.S.T.O.M. (BRUNET-MORET, 1970). Les principaux résultats exposés dans ce qui suit en sont tirés.

A. ÉVOLUTION DE LA SALINITÉ DANS LE COURS ET L'ESTUAIRE DE LA CASAMANCE

Quelle que soit la saison et la section considérée, le mélange des eaux douces et salées se réalise bien. On n'observe pas de biseau salé, mais seulement une stratification

régulière, les plus faibles conductivités étant observées en surface et les plus fortes au fond, les unes et les autres ne s'écartant de la moyenne que de 7 % en moins et de 5 % en plus, respectivement.

En général l'eau est plus salée à marée haute qu'à marée basse.

Les maxima de salinité se produisent en juillet ou août dans la plupart des stations, les minima en octobre ou novembre, mais il faut souligner le fait qu'aux maxima la salinité peut être supérieure à celle de l'eau de mer, et ce, parfois assez loin vers l'amont, si la saison des pluies précédente a été déficitaire.

BRUNET-MORET explique ce fait par le lessivage des sels provenant des mangroves en période de forte évaporation, qui fonctionnent alors comme de véritables marais salants. A ces moments, au contraire du régime normal, la salinité augmente de l'embouchure vers l'amont de l'estuaire, avant de diminuer à nouveau.

En juillet 1969, le maximum était ainsi situé à près de 90 km de l'embouchure, et atteignait plus de 41 g par litre. La salinité ne devient négligeable qu'à plus de 150 km de l'embouchure (Sedhiou, fig. 1).

Les valeurs minimales sont liées à l'intensité et à la durée des pluies.

En résumé, les mouvements d'eau dans tout le bief maritime, intéressé par la marée de salinité, sont dus pour la plus grande part à l'eau salée des marées, le volume des apports d'eau douce étant incomparablement plus faible. L'hivernage n'amène qu'un décalage progressif vers l'aval des isohyales.

Pour les marigots de moindre importance, ce schéma se trouve modifié, le rétrécissement des sections atténuant l'influence des marées et permettant au contraire, comme nous le verrons ci-après, un effet plus direct des apports d'eau douce des pluies.

B. ÉVOLUTION DE LA SALINITÉ DE LA NAPPE DE LA SÉQUENCE

1. Salure globale

Les mesures ont été effectuées périodiquement en même temps que les mesures de hauteur d'eau, dans les batteries de piézomètres installées à proximité des 8 profils, aux profondeurs de 50; 100 et 200 cm. Chaque piézomètre a été vidé à l'aide d'une pompe 24 heures avant chaque prélèvement, et les eaux conservées en bouteilles plastique.

Les courbes de variation de la salure globale, mesurée par la conductivité, montrent une grande variabilité annuelle (fig. 22).

On observe une augmentation progressive dans la seconde moitié de la saison sèche, de février à mai, et une diminution très rapide dès le début de l'hivernage, diminution qui peut se prolonger jusqu'en décembre à 50 cm de profondeur, alors qu'il y a déjà remontée à plus grande profondeur.

La comparaison des profils montre que la salure augmente régulièrement de la mangrove au tanne, de même que l'amplitude des variations, le maximum se situant au profil V (tanne vif). En effet, le dessalement en hivernage se propage d'autant plus en profondeur que l'on se rapproche du centre du tanne. Il y a donc un effet de piston des eaux accumulées par les pluies sur le tanne, effet qui se propage même latéralement jusqu'au profil IV.

Lorsque la salure augmente, la teneur réelle en sels, mesurée par l'extrait sec ou le dosage des principaux ions, ce qui a été effectué pour plusieurs séries de prélèvements,

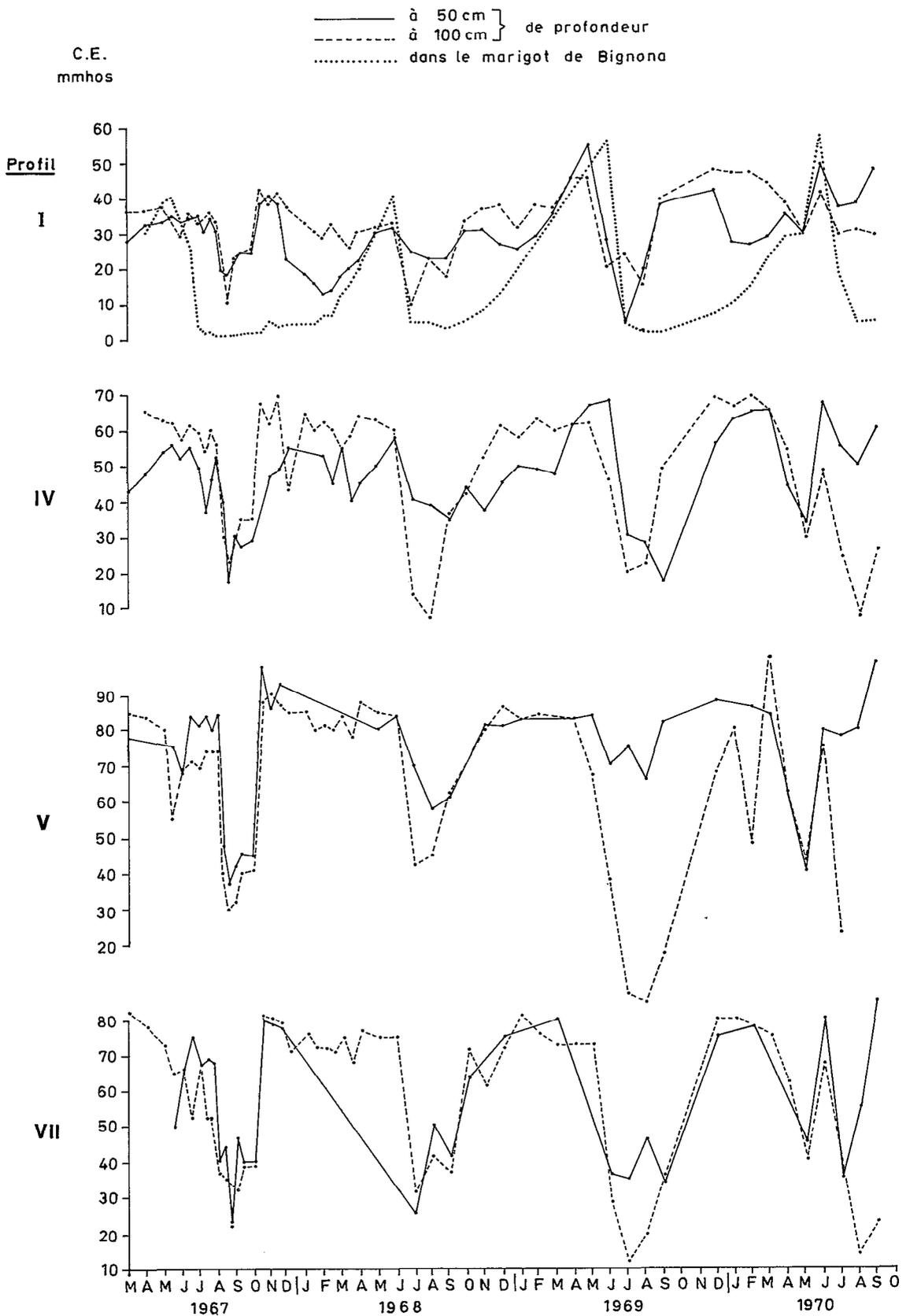


Fig. 22. — Variations saisonnières de la conductivité électrique dans 4 profils de la séquence.

augmente plus vite que la conductivité. Or, il sera montré que, dans le même temps, la teneur en sulfates augmente elle aussi, et l'on sait que, à concentration égale, les chlorures donnent une plus forte conductivité que les sulfates.

L'augmentation de la conductivité après séchage à l'air a d'ailleurs parfois été utilisée comme un test de l'oxydation du soufre réduit (FLEMING *et al*, 1961).

2. Composition ionique

La composition ionique de la nappe de la séquence a été étudiée grâce à 4 séries de prélèvements échelonnées en mars, mai, août et décembre 1967.

L'ordre des profils de salinité est variable suivant la période de l'année. En mars le gradient est régulier de la mangrove au tanne, mais l'augmentation de la salinité est surtout sensible entre le profil I et le profil II, puis entre le profil IV et le profil V, à la limite mangrove-tanne.

En mai c'est au profil VI (à 100 et 200 cm) que se situe le maximum.

En août, la baisse est surtout sensible dans le tanne et dans le profil IV, alors que le profil I reste légèrement plus riche en sels.

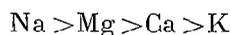
L'eau du marigot est nettement diluée, mais reflète la *même composition relative*. En surface le dessalement est surtout sensible dans la mangrove à *Rhizophora*, directement sous l'influence des pluies.

En décembre enfin, le gradient de saison sèche s'établit, le profil V restant le plus salé.

Une constatation intéressante est que les variations sont plus importantes *latéralement*, d'un profil à l'autre, que verticalement. Cela semble indiquer une grande mobilité des eaux de la nappe et une diffusion rapide des ions les composant.

Cependant cela est surtout valable pour les couches intermédiaires et profondes de la nappe, à partir de 50 cm. L'eau qui recouvre la séquence en hivernage est nettement plus diluée, mais elle se sale rapidement dès que l'évaporation cause son abaissement.

Quoiqu'il en soit eaux de surface et nappe ont la même composition, et, pour les cations, le gradient suivant est toujours observé :



3. Rapport des anions chlorures et sulfates

Le rapport Cl/SO₄ est maximum dans la mangrove en saison sèche. Au début de l'hivernage il diminue, traduisant soit un plus fort entraînement des chlorures, plus mobiles, soit, plus certainement, une mise en solution de sulfates produits au cours de la saison sèche précédente.

Plus tard la dilution des sulfates et leur entraînement en profondeur se produit aussi. On note cependant une baisse du rapport dès la surface dans le profil VI, probablement causée par la sulfato-réduction.

La diminution du rapport Cl/SO₄ au début de l'hivernage dans la mangrove est accompagnée de la baisse du pH (voir chapitre IV).

En général, lorsque la salure globale augmente, le rapport diminue, ce qui se traduit également par une baisse relative de la conductivité.

Dans les horizons supérieurs du tanne, l'augmentation du rapport qui survient au cours de l'hivernage semble due à la sulfato-réduction (OGATA *et al*, 1965).

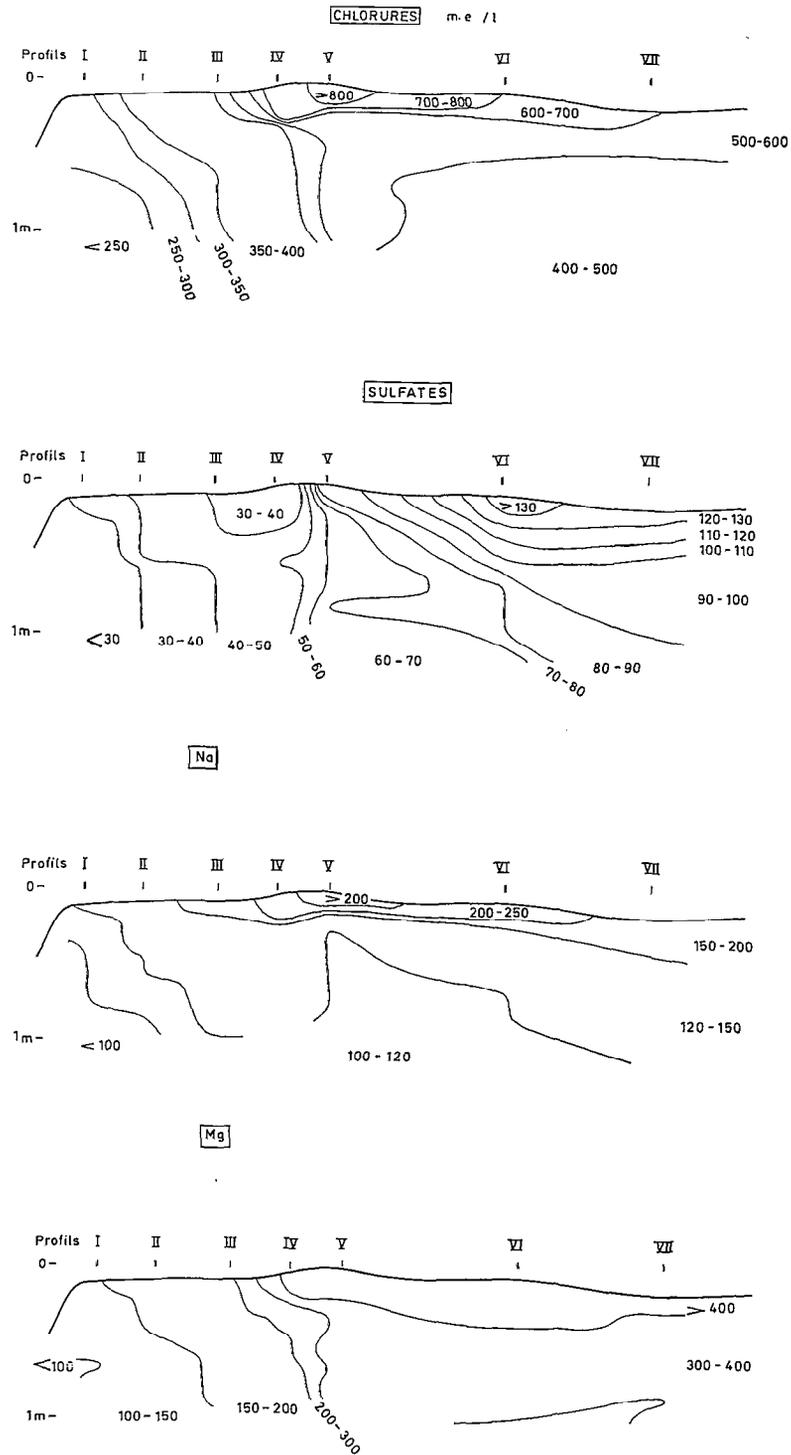


Fig. 23. — Répartition des ions majeurs en début d'hivernage.

En résumé, comme la salinité des nappes d'eau libre, celle de la nappe de la séquence est commandée par l'alternance climatique. Celle-ci agit notamment pour provoquer soit la dilution, soit la concentration par évaporation, mais s'y ajoutent des effets d'oxydation ou de réduction causés par les mouvements propres de baisse et de remontée de la nappe.

Il faut maintenant savoir dans quelle mesure ces variations de la concentration de la nappe réagissent avec le sol lui-même, et plus particulièrement avec la solution du sol.

C. COMPOSITION IONIQUE DE LA SOLUTION DU SOL DANS LA SÉQUENCE

Pour 4 séries de prélèvements effectués en avril 1967, novembre 1967, avril 1969 et juillet 1971, la solution du sol a été extraite à la presse hydraulique ou par centrifugation et analysée.

Les diagrammes de composition montrent peu de variations dans chaque profil, verticalement. Par contre, la comparaison de prélèvement de même profondeur indique une évolution comparable à ce qui a été observé pour la nappe.

Cette évolution se traduit par la modification progressive de deux rapports ioniques, le rapport Cl/SO_4 et le rapport $(Ca+Mg)/(Na+K)$.

Le premier, qui est voisin de 9 (Cl et SO_4 calculés en ‰) dans le profil I, diminue ensuite faiblement dans les profils suivants puis plus fortement dans le tanne, où il est compris entre 3 et 4, traduisant le lessivage préférentiel des chlorures en hivernage, mais aussi l'oxydation progressive du soufre réduit, la diminution du rapport suivant la progression du front d'oxydation. Notons par ailleurs qu'une partie des sulfates peut être retenue en particulier grâce à la présence d'hydroxydes de fer et d'aluminium (CHAO *et al*, 1964).

Cependant, il faut noter une remontée très importante du rapport dans les 20 cm supérieurs du profil IV, sous *Avicennia*. En effet, ces palétuviers ont la propriété d'exsuder les sels par leurs feuilles et les pluies les entraînent sur le sol.

A propos du lessivage rapide des chlorures, des expériences récentes (SMITH, 1972) ont montré que les chlorures progressent 1,04 à 1,67 fois plus rapidement en profondeur que le front d'humectation.

Par contre, pendant la saison sèche, la remontée capillaire des chlorures est très rapide. SZABOLCS *et al* (1968) rapportent, pour $ClNa$ et Cl_2Mg , une vitesse de un mètre en 10 à 15 jours en sol argileux. Mais la remontée capillaire n'est pas égale pour tous les ions et des échanges ont lieu avec le complexe. Finalement, les alcalino-terreux se trouvent relativement concentrés vers la surface et les alcalins en profondeur.

C'est justement ce qu'atteste la variation du rapport $(Ca+Mg)/(Na+K)$. Au début de l'hivernage (juillet), ce rapport est situé entre 0,6 et 0,7 dans le profil I. Il augmente faiblement dans les autres profils et peut même atteindre 2 dans le tanne. Il semble qu'en surface un effet de dilution le fasse diminuer de nouveau.

La répartition des principaux ions dans la séquence met en lumière ces variations des rapports ioniques. On observe la concentration des chlorures (fig. 23) au voisinage de la limite mangrove-tanne, tandis que les sulfates se concentrent au centre du tanne. De même le sodium semble accompagner les chlorures, et le magnésium, les sulfates. Une

conclusion similaire a été apportée à la suite d'expériences en laboratoire (SWOBODA *et al*, 1965). D'autres expériences (MASSOUMI, 1968) ont montré que la mobilité des sulfates est influencée par les disponibilités en calcium.

Les variations relatives entre les ions de la solution du sol semblent en accord avec celles que l'on observe dans la nappe mais elles se trouvent renforcées. Pour ce qui concerne les sulfates, leurs variations sont liées à la dynamique du soufre dans la séquence, mais pour les cations, il est nécessaire de faire appel à des échanges avec le complexe, avec les cations adsorbés (bases échangeables).

Or, les bases échangeables sont susceptibles d'intervenir pour neutraliser l'acidité causée par l'oxydation des corps soufrés réduits. Ce sont donc des mécanismes complexes qui conduisent à la modification progressive de la composition de la solution du sol.

CONCLUSIONS

Les sols de la séquence, en particulier les horizons fibreux des sols de mangrove, subissent d'importantes fluctuations saisonnières de leur teneur en eau. Celle-ci diminue globalement de la mangrove au tanne.

De même, le niveau minimum de la nappe s'approfondit et ses variations d'altitude s'accroissent. La période de ses mouvements n'est que de courte durée dans la mangrove où agissent les fluctuations périodiques des marées, ils sont de plus longue durée dans le tanne qui est surtout sous la dépendance de l'alternance climatique.

La durée globale de la submersion (indifféremment due aux marées ou aux pluies) commence par décroître dans la mangrove, jusqu'à sa limite avec le tanne, et croît de nouveau légèrement ensuite au centre du tanne.

La zonation de la végétation est en rapport étroit avec la fréquence et la durée des submersions.

La marée océanique se propage, en se déformant, d'abord dans les cours d'eau importants comme la Casamance, puis dans les multiples marigots de la zone estuarienne, et remonte ainsi loin à l'intérieur des terres. Ses mouvements se répercutent au sein de la nappe, même dans le tanne, où ils jouent un rôle sur la baisse de la nappe, induisant un transit alterné de l'eau en fonction de l'alternance saisonnière.

La variation de la teneur en eau des sols est liée aux mouvements de la nappe, eux-mêmes soumis à l'influence prépondérante des marées dans la partie mangrove, et à celle du climat dans la partie tanne.

Au niveau le plus bas atteint par la nappe dans un profil donné correspond une diminution irréversible de la teneur en eau dans les horizons sus-jacents. Cette diminution de la capacité de rétention pour l'eau des sols du tanne, par rapport aux sols de mangrove, est la conséquence de l'évolution pédologique subie par les sols du tanne.

La répercussion des mouvements des marées au sein de la nappe (jusqu'au centre même du tanne) permet d'envisager la possibilité d'un transit latéral de l'eau. Le transit n'est pas seulement sous l'influence de la gravité, comme dans une topo-séquence, mais aussi sous l'influence de l'évaporation. Il est donc possible d'admettre que le sens d'écoulement de la nappe dans la séquence est principalement commandé par l'alternance climatique (de la mangrove vers le tanne en saison sèche, du tanne vers la mangrove en saison des pluies), les marées n'intervenant que pour modifier l'allure de ces mouvements.

L'eau qui circule dans la séquence a une double origine :

- l'eau du marigot, dont la salure provient de l'eau de mer, mais qui subit d'importantes fluctuations au cours du cycle annuel,
- l'eau de pluie tombant directement sur le sol.

La part de la première diminue progressivement au profit de la seconde quand on passe de la mangrove au tanne.

La salinité de l'eau du marigot subit une variation saisonnière dont les irrégularités reflètent les précipitations. En saison sèche, elle peut excéder celle de l'eau de mer.

La salinité de la nappe et de la solution du sol augmente de la mangrove au tanne en même temps que l'amplitude de ses variations saisonnières croît. Cependant, la composition relative des eaux varie peu.

L'augmentation de la salinité s'accompagne d'une diminution relative de la conductivité, par suite de l'augmentation des sulfates par rapport aux chlorures.

Les apports extérieurs réagissent sur la salure de la nappe et de la solution du sol, provoquant le lessivage partiel des sels dans le tanne en saison des pluies, ou au contraire la salinisation en saison sèche.

Pour les sels les plus solubles, comme le chlorure de sodium, et dont les composants ne sont pas liés à d'autres composés moins solubles, un mouvement alterné semble la règle. Pour d'autres, comme les sulfates, qui font partie d'une chaîne complexe, des sulfures insolubles comme la pyrite, aux sulfates peu solubles, comme la jarosite et le gypse, les alternances d'engorgement et d'aération peuvent entraîner une redistribution qui concerne d'abord les formes du soufre elles-mêmes, mais aussi, par voie de conséquence, le pH et le complexe absorbant des sols.

DEUXIÈME PARTIE

**ÉTUDE DE L'ACIDITÉ ET DU POTENTIEL
D'OXYDO-RÉDUCTION DES SOLS
LEURS RAPPORTS
AVEC LES TRANSFORMATIONS
DES COMPOSÉS DU SOUFRE
INFLUENCE DU COMPORTEMENT
GÉOCHIMIQUE DU SOUFRE
SUR LES CONSTITUANTS DU SOL
ET LA REDISTRIBUTION
DE CERTAINS ÉLÉMENTS**

Étude des variations de l'acidité et du potentiel redox des sols de la séquence de Balingore

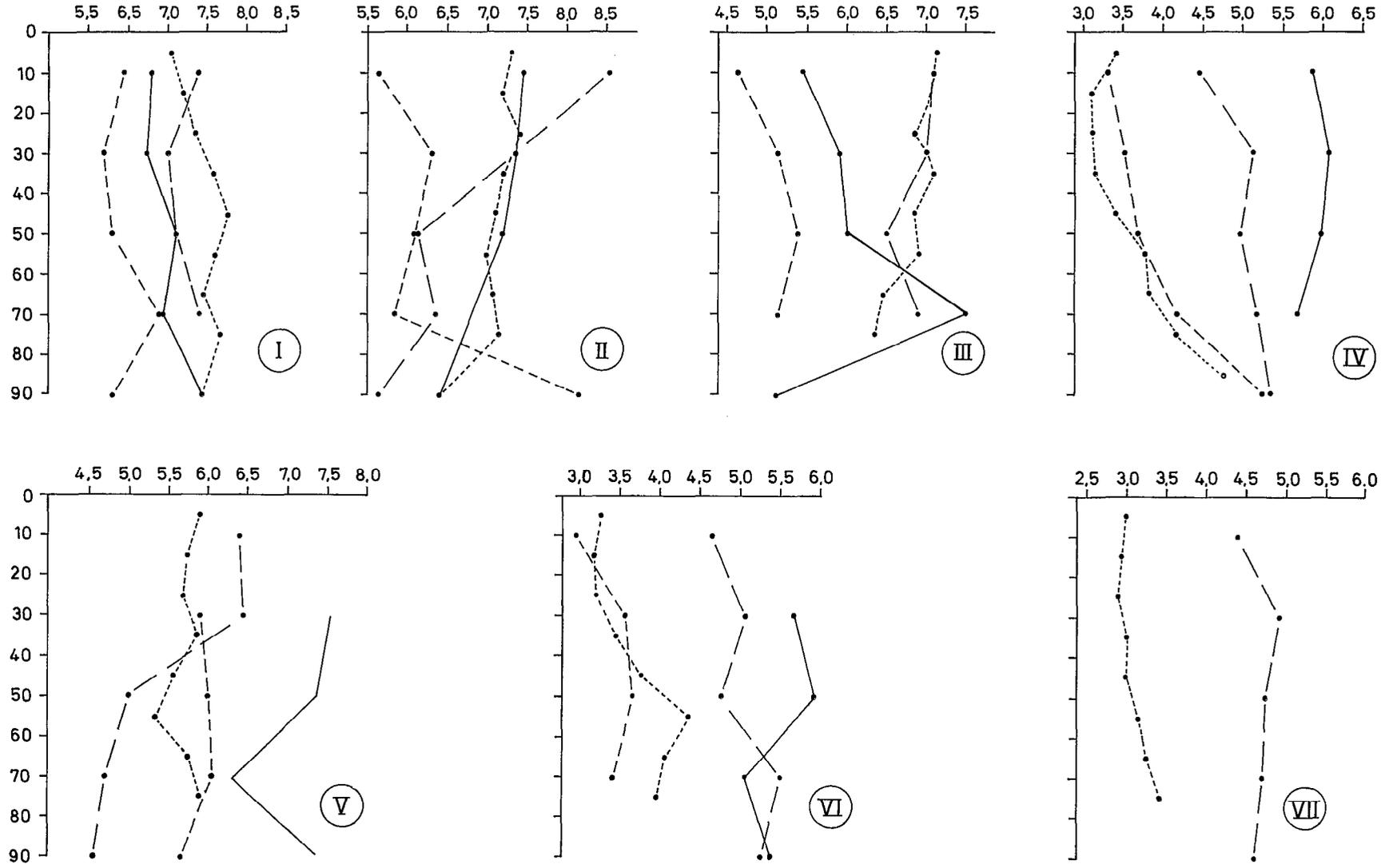
GÉNÉRALITÉS

Le pH des sols est une donnée souvent utilisée à un haut niveau de caractérisation et de classification. Il prend une particulière importance dans les sols soumis à d'importantes variations du régime hydrique. Mais c'est dans l'étude de ses variations, couplées avec celles du potentiel d'oxydo-réduction (Eh), que l'investigation pédologique peut espérer tirer le plus de fruit, et notamment utiliser les multiples données actuellement rassemblées sur les domaines de stabilité de nombreuses espèces ioniques et minérales couramment présentes dans les sols, en fonction du pH et du Eh (GARRELS *et al.*, 1965 - MORRIS *et al.*, 1967), ainsi que sur les domaines d'activité des microorganismes (BAAS-BECKING *et al.*, 1956-1960).

Cependant MORRIS *et al.* (1967), à propos des mesures du Eh dans les eaux, estiment que le caractère dynamique, plutôt qu'à l'équilibre, des milieux naturels, empêche de considérer le Eh comme un concept absolu, à l'exception de systèmes électrochimiques particuliers réversibles. Ainsi, seuls les couples fer ferreux-fer ferrique, à des concentrations supérieures à 10^{-5} M, et manganèse II-manganèse IV seraient vraiment électroactifs. D'autre part (STUMM *et al.*, 1970), la mesure ne refléterait que l'état du couple redox fournissant le courant d'échange le plus élevé à l'électrode de platine. Ainsi, dans le cas où un système redox organique, non électroactif, n'est pas en équilibre avec le couple S (soufre élémentaire) - S⁻ (sulfures), la mesure est influencée seulement par ce dernier couple, le potentiel redox pouvant être en réalité inférieur.

Avant que soient réalisées des études systématiques sur les sols de mangroves naturels, les agronomes avaient remarqué que les sols de polders établis sur d'anciennes mangroves étaient généralement acides (DOYNE, 1933 - GRAS, 1956). En Sierra Leone, sur sol humide, TOMLINSON (1957) observe que le pH varie de 7 à 4,3 en surface. Il note déjà que le sol est plus acide si la végétation antérieure était une mangrove à *Rhizophora* que dans le cas d'une mangrove à *Avicennia*. De même en Guinée, HORN *et al.* (1967), PAGEL *et al.* (1970) notent des pH de 3 à 6 en surface, de 3 à 8 en profondeur.

En Floride (DAVIS, 1940), le sol fibreux sous *Rhizophora* voit son pH passer de 8,1 à l'état humide, à 6,5-4,5 après séchage. Poursuivant les études en Sierra Leone, HESSE



Profil (I) ——— Avril 1967 - - - - - Nov. 1967 - - - - - Avril 1969 Juillet 1971

Fig. 24. — pH de l'eau intersticielle (échantillons carottés).

et al (1961-1963) remarquent que le pH moyen est de 6,6 sous *Rhizophora* et de 6,2 sous *Avicennia* en conditions naturelles. Des observations comparables sont rapportées en Gambie (THORNTON *et al*, 1965) et à Madagascar (HERVIEU, 1966 - DURAND, 1967).

Les premières conclusions à tirer de ces renseignements sont :

- le pH du sol en place ou mesuré immédiatement après prélèvement est voisin de la neutralité dans les sols de mangroves non aménagés ; il est probablement influencé par le pH de l'eau de mer qui participe à leur formation,
- il est en général un peu plus acide sous *Avicennia* que sous *Rhizophora*, quand les deux formations sont en présence,
- lorsque le pH est mesuré sur un échantillon de sol préalablement séché, il est nettement plus acide que celui de l'échantillon fraîchement prélevé,
- le pH des sols de polders est plus ou moins acide, et est parfois en liaison avec la nature de la formation végétale qui couvrait antérieurement les sols.

Si on rapproche les résultats du chapitre II de ceux qui viennent d'être exposés, il ressort que la procédure de mesure a une influence certaine sur la valeur mesurée. Après avoir écarté la technique de mesure sur échantillon préalablement séché, dont les résultats seront néanmoins réexaminés plus loin, deux autres étaient possibles : soit le prélèvement de carottes en enceinte étanche et la mesure sur l'échantillon frais et sur l'eau interstitielle après extraction, soit, plus directement, la mesure *in situ*.

I. ÉTUDE PRÉLIMINAIRE DU pH DES SOLS DE LA SÉQUENCE

A. LE pH DES ÉCHANTILLONS CAROTTES

Suivant la méthode utilisée par GONI *et al* (1966), des carottes de sol de un mètre de long et 6 cm de large ont été prélevées et immédiatement introduites dans des tubes plastiques étanches pour assurer leur conservation pendant le transport.

Au laboratoire les carottes ont été ensuite découpées en cylindres de 5, 10 ou 20 cm de long. Une moitié, découpée dans le sens de la longueur, a été ensuite conservée en pot étanche, l'autre servant d'une part pour la détermination de la teneur en eau sur un fragment de faible volume, d'autre part pour l'extraction de l'eau interstitielle qui a été assimilée à la *solution du sol*.

Les mesures du pH ont été ensuite effectuées d'une part sur l'eau interstitielle extraite soit par pression dans le dispositif imaginé par GONI, soit par centrifugation à 23 000 g, d'autre part, sur le sol lui-même.

Les résultats sont portés dans le tableau IV de l'annexe II et sont représentés sur la figure 24. Ils amènent plusieurs constatations :

- la dispersion des valeurs croît de la mangrove au tanne, traduisant une influence accrue des variations climatiques ; cependant l'amplitude maximale de variation se situe au profil IV, près de la limite mangrove-tanne,
- pour des prélèvements effectués à la même époque, le pH de la solution du sol s'abaisse du profil I au profil VII, et, le plus souvent, de la profondeur vers la surface,

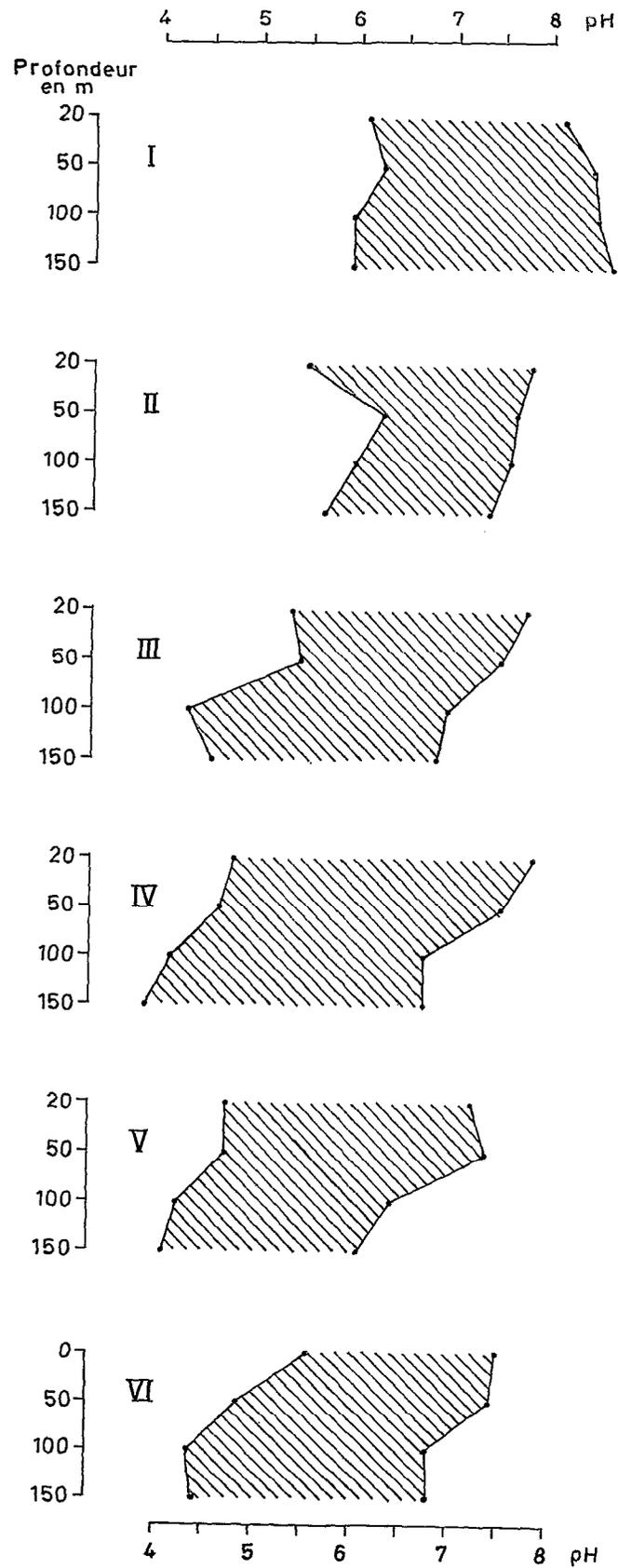


Fig. 25. — Amplitudes annuelles de variation du pH in situ.

- d'une année à l'autre, les profils de pH d'une même saison peuvent être assez différents. Cela est montré par la comparaison des prélèvements effectués en avril 1967 et avril 1969. Ce que l'on sait des variations du régime hydrique et de l'influence des antécédents climatiques (longueur et intensité de la saison des pluies précédente), et des variations plus régulières des marées, justifie ces variations,
- le pH remonte dans la mangrove dès le début de la saison des pluies (prélèvements de juillet 1971), alors qu'il ne se relève que plus tard dans le tanne,
- enfin les mesures effectuées directement sur des fractions de carottes donnent, à de rares exceptions près, des valeurs inférieures à celles de la solution du sol.

Ces premiers résultats traduisent l'influence des variations dues à l'alternance climatique et au régime des marées. D'autre part, malgré les précautions prises, il apparaît que de rapides transformations affectent les échantillons, notamment au cours du stockage et de l'extraction de la solution du sol. C'est pourquoi les mesures in situ, moins perturbantes et plus rapides d'emploi, permettant de nombreuses répétitions, ont été plus largement employées.

B. LES MESURES SYSTÉMATIQUES IN SITU

Il existe depuis une quinzaine d'années des matériels portatifs de potentiométrie, qui peuvent être raccordés à des électrodes spécifiques. La mesure du pH s'effectue à l'aide de cannes-électrodes (verre et calomel saturé) pénétrant dans le sol, équipées d'un dispositif d'occultation qui permet de mettre l'électrode en contact avec la solution du sol aux profondeurs désirées.

Cette méthode est de maniement aisé dans les sols saturés d'eau et pas trop résistants à la pénétration. Elle nécessite de ce fait une circulation suffisamment libre de l'eau dans le milieu, ce qui exclut les mesures dans certaines tranches de sol lorsque la nappe est susceptible de s'abaisser.

Dans la séquence de sols de Balingore, 17 campagnes de mesures ont été faites, à diverses époques de l'année, aux profondeurs de 20, 50, 100 et 150 cm, à proximité des emplacements où ont eu lieu les carottages.

Les résultats bruts sont portés dans le tableau V en annexe II ; ils sont pour chaque point la moyenne de 3 ou 4 mesures. Comme précédemment, le pH est plus acide dans le tanne que dans la mangrove, mais surtout cette « acidification » est graduelle d'un profil à l'autre et traduit la tendance évolutive de cette caractéristique dans la séquence (fig. 25).

Il est intéressant de rapprocher ces valeurs moyennes des mesures de pH effectuées sur échantillons séchés à l'air (tableau II de l'annexe II). Il est en effet remarquable de noter qu'alors que les *valeurs moyennes mesurées in situ décroissent des mangroves aux tannes*, c'est l'inverse pour les valeurs après séchage. Ce résultat, évoquant une sorte d'*acidité potentielle* qui irait en décroissant de la mangrove au tanne, sera discuté plus loin.

Les amplitudes de variation du pH sont voisines, montrant seulement une tendance à augmenter des profils de la mangrove à ceux du tanne, et de la surface vers la profondeur. Le minimum minimorum ne se place pas en bout de séquence, mais une nouvelle fois vers la limite mangrove-tanne (profil IV).

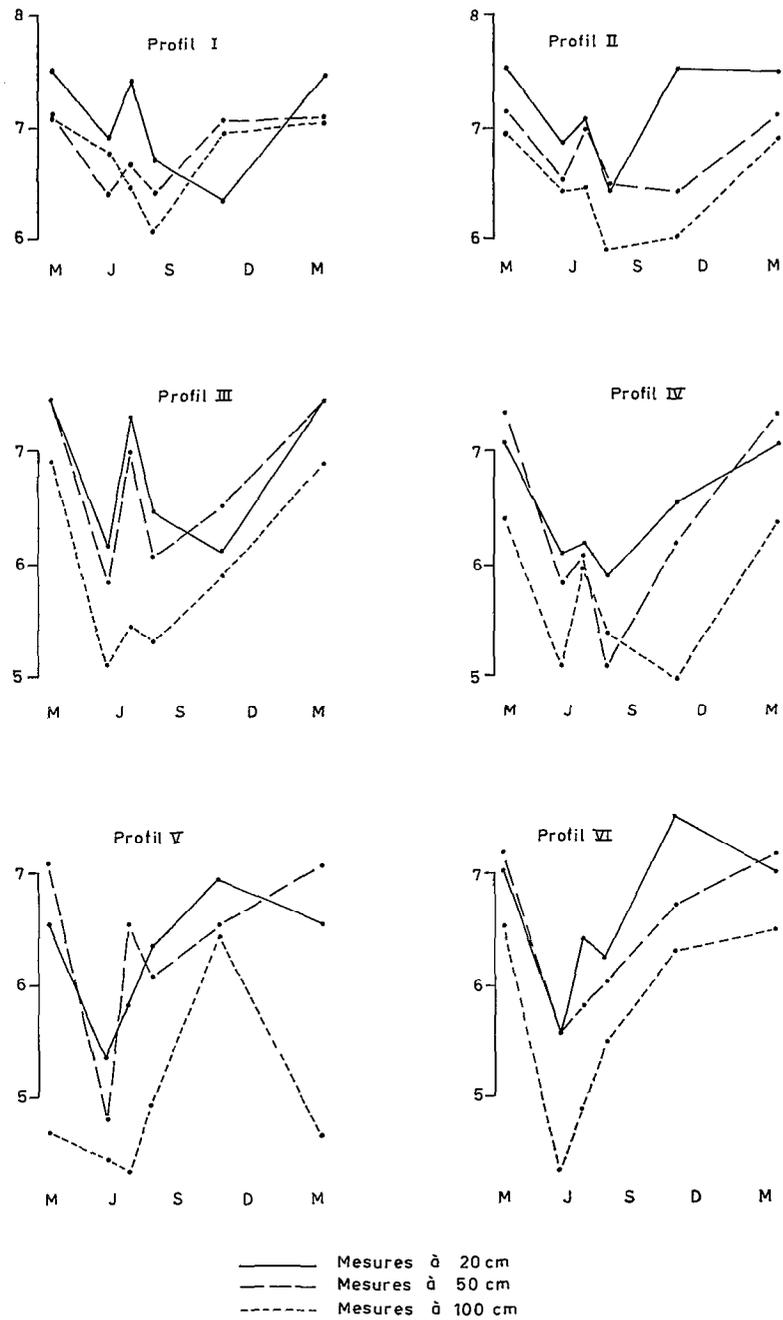


Fig. 26. — Variations saisonnières du pH.

L'irrégularité pluviométrique des climats tropicaux intervient encore, et il apparaît que l'intégration des mesures répétées sur plusieurs années impose la connaissance précise du régime d'aération et d'engorgement des sols.

En effet, dans une première étude (VIEILLEFON, 1968 a), les mesures ont été regroupées, en tenant uniquement compte de l'alternance saisonnière, en cinq périodes :

- milieu de saison sèche : février-mars
- fin de saison sèche : avril-mai
- début de l'hivernage : juin-juillet
- milieu de l'hivernage : août
- fin de l'hivernage : octobre-novembre

Les variations obtenues sont rassemblées sur la figure 26 et montrent que :

- dans la mangrove le minimum se situe de la fin de l'hivernage au début de la saison sèche, le maximum se produisant soit en fin de saison sèche dans la mangrove à *Rhizophora*, soit au milieu de la saison sèche dans la mangrove à *Avicennia*, tandis qu'apparaît un petit minimum en fin de saison sèche dans le profil IV.
- dans le tanne se produisent deux maxima et deux minima : le minimum minimum survient juste avant l'hivernage, le second en début de saison sèche, les maxima se produisant en milieu de saison sèche et vers la fin de l'hivernage. Il y a donc bien regroupement des valeurs en hivernage, mais également au cours de la saison sèche, dans le tanne, par suite de fortes marées.

On peut en conclure que les pluies de l'hivernage provoquent, par une uniformisation des conditions hydriques des différents sols de la séquence, un certain regroupement des valeurs du pH.

Il y a cependant une inversion dans les sols de mangrove, le minimum étant situé en période d'engorgement, à la différence de ce qui se passe dans le tanne.

Le raisonnement « saisonnier » ne donne donc qu'une approximation très grossière des phénomènes dont rend compte la mesure du pH. Une approche plus fine, passant par la connaissance de la durée précise des périodes d'aération et d'engorgement, *aux différentes profondeurs de mesures réalisées*, est nécessaire. Or, ces périodes sont directement liées au régime hydrique des sols : en saison des pluies, la nappe remonte et envahit le tanne, l'eau chasse l'air et permet le développement de conditions nouvelles d'oxydo-réduction ; l'inverse se produit au cours de la saison sèche. Il importait donc d'étudier les variations du régime hydrique et les mouvements de la (ou des) nappe dans la séquence. Mais pour être certain du caractère oxydant ou réducteur du milieu au cours de ces phases d'aération et d'engorgement, la meilleure méthode était la mesure in situ, comme pour le pH, du potentiel d'oxydo-réduction, ou Eh.

II. RELATIONS ENTRE LE pH ET LES VARIATIONS DU RÉGIME HYDRIQUE ET DU Eh

A. LA MESURE DU Eh DANS LES SOLS DE LA SÉQUENCE DE BALINGORE

1. Le Eh des échantillons carottés

On trouvera dans le tableau VI de l'annexe II les résultats des mesures effectuées soit sur l'eau interstitielle, soit directement sur le sol en introduisant les électrodes dans les fractions de carottes, comme pour la mesure du pH. Malheureusement, là encore

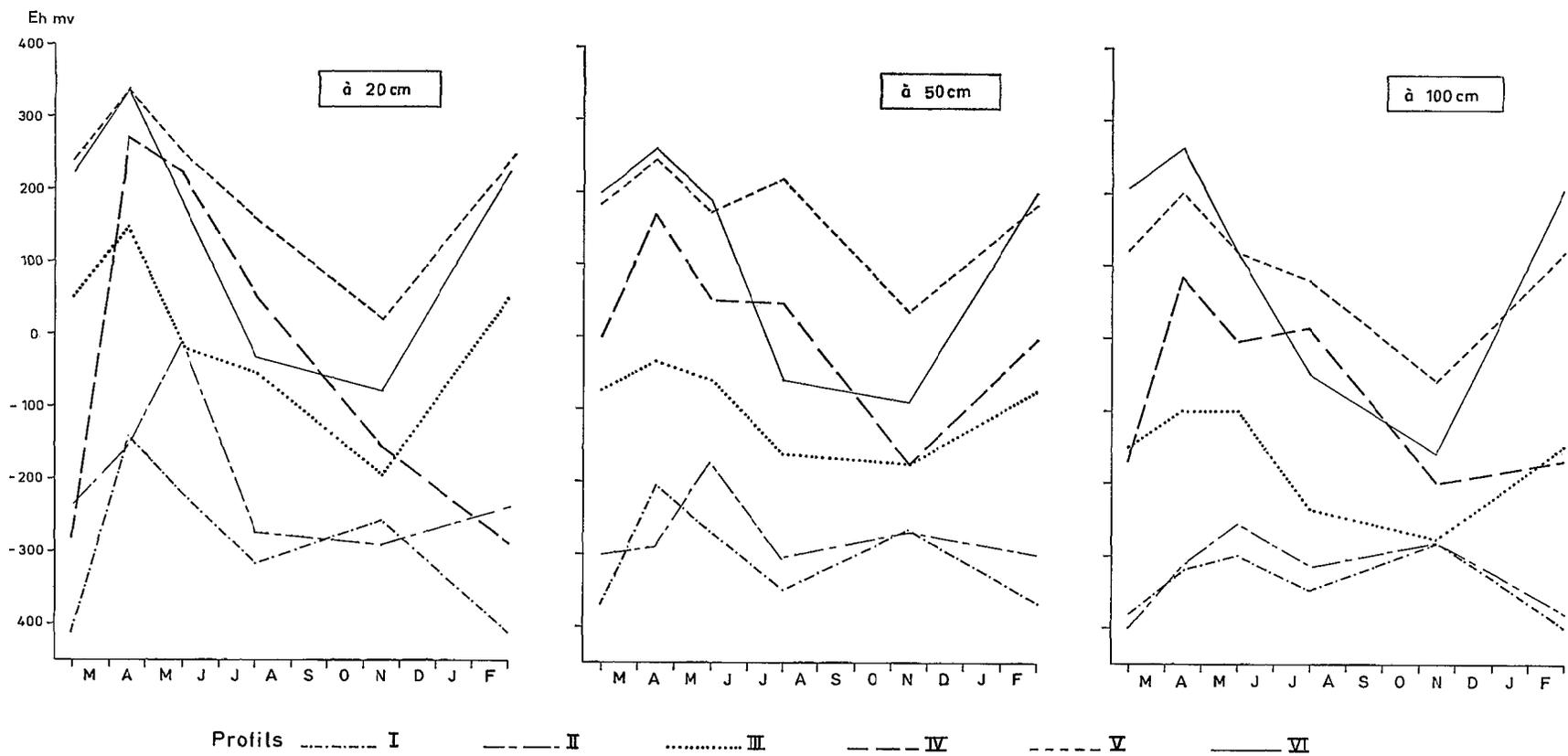


Fig. 27. — Valeurs moyennes du Eh à 5 périodes de l'année.

d'importantes transformations doivent être suspectées, car aucune des mesures n'est négative, et la plupart, même dans la mangrove où l'on pourrait s'attendre à un milieu réduit, sont supérieures à +100 millivolts. Plus encore peut-être que pour le pH, il était nécessaire de passer par des mesures in situ.

2. Les mesures du Eh in situ

Comme pour le pH les mesures de Eh ne se conçoivent que s'il existe dans le sol suffisamment d'eau libre. Il est donc probable que les valeurs maximum n'ont pas été mesurées.

Différents appareils (pH-mètre, millivoltmètre Ponselle) ont été utilisés, donnant les valeurs soit en différences de potentiel (Eh), soit en unités rH_2 , cette dernière donnée, due à CLARK (1928), intégrant théoriquement Eh et pH. Pour plus de commodité toutes les valeurs sont exprimées en millivolts dans le tableau VII de l'annexe II.

Comme pour le pH, les premières mesures ont été regroupées en ne tenant compte que de l'alternance saisonnière (VIEILLEFON, 1968-a) et sont présentées sur la figure 27. On y observe un amortissement sensible des variations de la surface vers la profondeur, dans la mangrove. Pour la plupart des profils les maxima se situent en saison sèche et l'amplitude maximum de variation correspond encore au profil IV, suivi du profil VI où la nappe s'abaisse fortement en saison sèche.

Cependant, ce regroupement ne tient pas compte de l'irrégularité des précipitations et de l'influence des marées. Il convient donc d'examiner de plus près les variations du régime hydrique des sols qui ont précédé les périodes de mesures.

3. Interprétation générale des variations du Eh

a. INFLUENCE DE LA MARÉE ET DE L'ALTERNANCE CLIMATIQUE

Il faut faire, ainsi que l'étude des fluctuations de la nappe l'a montré, d'une part une distinction entre le régime hydrique de la mangrove et celui du tanne, d'autre part entre saison sèche et saison humide.

Dans la mangrove, et en dehors de la période des pluies, l'action des marées est le principal facteur de variation du profil hydrique.

Les marées agissent en fonction de leur amplitude et de leur hauteur par rapport au sol, ces deux caractères n'étant pas forcément liés par suite de la superposition des mouvements de marée diurne, mensuelle et annuelle (cf. étude de la marée à Balingore).

Il en résulte une répartition différente des valeurs du potentiel redox dans les 3 cas suivants :

- si la hauteur moyenne est forte et l'amplitude faible, les valeurs sont très voisines dans toute la mangrove, c'est le cas pour les mesures effectuées en février 1966 et mai 1967,
- si la hauteur moyenne est minimum et l'amplitude faible, l'ensemble de la mangrove est soustrait à la submersion pendant un certain temps et les valeurs du Eh sont d'autant plus élevées que la submersion a cessé depuis plus de temps ; les valeurs dans les différents profils s'ordonnent ainsi : I < II < III < IV ; c'est le cas en avril 1969, en décembre 1968 et en mars 1970.
- si la hauteur moyenne est minimum et l'amplitude forte, le freinage apporté par le sol au reflux fait que la submersion dure d'autant plus longtemps que l'on s'éloigne du

marigot ; l'ordre des profils est alors l'inverse du précédent ; c'est notamment le cas en avril 1966, en avril 1968 et en mai 1971.

Les pluies de l'hivernage entraînent non seulement l'inondation rapide du tanne, mais aussi une remontée sensible du niveau de l'eau de submersion dans la mangrove, par suite des apports d'amont du marigot. En général, il y a homogénéisation des valeurs.

Cependant, en cas de marée de forte amplitude, l'introduction d'eau chargée d'oxygène par les pluies provoque une décroissance relative du Eh ; c'est le cas en août 1967. Par ailleurs, si les pluies arrivent lentement, la remontée progressive du niveau moyen fait débiter la baisse du Eh à partir du marigot, ce qui s'est passé en août 1965 et juillet 1966.

Dans le tanne, en saison sèche, par marées de faible amplitude, l'évaporation joue seule et l'augmentation du Eh est grossièrement liée à la durée d'aération ; on comparera à cet égard les mesures d'avril 1969 à celles de mars 1970 et d'avril 1966.

Si par contre surviennent des marées de forte amplitude susceptibles d'atteindre le tanne par déversement par dessus le seuil qui le sépare de la mangrove, la remontée du Eh est interrompue par une baisse notable qui peut être plus forte que celle subie par le sol de la mangrove (voir les mesures en mai 1967, mai 1970 et mai 1971).

En hivernage, la baisse du Eh en chaque point est grossièrement liée à la durée de submersion ; elle débute naturellement par le centre du tanne (mesure de août 1965) et se propage ensuite à sa périphérie (mesures de octobre 1965).

Les variations complexes rapportées ci-dessus imposent donc, pour l'établissement d'un schéma simple des variations du Eh, que soient établies des pondérations des périodes effectives de submersion et d'aération.

b. ÉTUDE COMPARATIVE DÉTAILLÉE DE LA RELATION EXISTANT ENTRE LE EH ET LES TEMPS DE SUBMERSION ET D'AÉRATION.

A l'aide des courbes de fluctuation de la nappe présentées sur la figure 14, il est possible d'estimer les pourcentages annuels d'aération des profils à deux profondeurs de mesure du Eh, 20 et 50 cm.

Profils	I	II	III	IV	V	VI	VII
Profondeur							
20 cm.....	2,4 %	6,5 %	16,2 %	28,2 %	42,5 %	46,8 %	46,4 %
50 cm.....	0 %	0	0,3 %	3,1 %	10,2 %	20,4 %	32,6 %

Globalement, on observe une croissance régulière de la durée totale pendant laquelle la nappe s'abaisse au-dessous d'un point de mesure, de la mangrove au tanne.

Ces données peuvent être comparées aux valeurs maximum atteintes par le Eh dans les divers profils. Il y a une nette relation et l'effet de l'aération ne semble pas se limiter aux points de mesure 20 et 50 cm, mais se répercuter au-dessous.

Au-delà du profil VI, il n'y a pratiquement plus d'augmentation d'aération correspondant aux potentiels maxima. Il se produit même une certaine baisse de ces derniers. En effet, au centre du tanne, la descente de la nappe au travers du profil se produit plus tard que dans les profils précédents, et la remontée s'y produit plus tôt.

TABLEAU IV

Valeurs du Eh à différentes profondeurs en fonction des temps d'engorgement et d'aération

(—) = Nombre de jours de submersion.

(+) = Nombre de jours d'aération.

Nombre de jours	Profils et profondeurs (cm)									
	I-20	II-20	III-20	III-50	IV-20	IV-50	V-20	V-50	VI-20	VI-50
— 120	— 295									
— 98			— 100							— 155
— 54							+ 85			— 105
— 53									— 20	
— 45					— 135					
— 43		— 200								
— 42	— 340									
— 40								+ 110		
— 35			— 190							
— 32					+ 65					
— 27									— 205	
— 26										
— 17		— 200					+ 110			
— 10		— 200								
+ 1	— 60									
+ 5		— 200								
+ 9	— 85									
+ 17		0								
+ 23						+ 190				
+ 29	+ 10									
+ 35			+ 65			+ 225				
+ 41					+ 220					
+ 42				— 100						
+ 50		+ 30						+ 235		
+ 60							+ 250			
+ 61									+ 190	
+ 70									+ 180	
+ 77										+ 100
+ 99			+ 50							

Pendant la période où les mouvements de la nappe ont été suivis d'une manière continue, 8 campagnes de mesures ont été effectuées. Il a été ainsi possible d'apprécier, pour certaines, les durées pendant lesquelles les points de mesures ont été soumis, soit à un engorgement, soit à une aération (tableau IV).

Il existe donc des relations plus ou moins nettes entre ces couples de valeurs. Cependant, ces relations diffèrent d'un profil à l'autre ou même, dans chaque profil, d'un horizon à l'autre. C'est qu'en effet, pour l'estimation globale des temps d'aération, on a tenu compte de toutes les périodes pendant lesquelles la nappe avait stationné au-dessous d'un point donné, quelle que soit leur durée. Or, une étude précise des antécédents (aération ou engorgement) de toutes les mesures montre que la durée relative des périodes d'aération et d'engorgement joue un rôle important sur le résultat obtenu. En particulier, si la période d'aération ou d'engorgement avant la date de la mesure a été courte, alors qu'elle a été précédée d'une période beaucoup plus longue pendant laquelle les sols ont

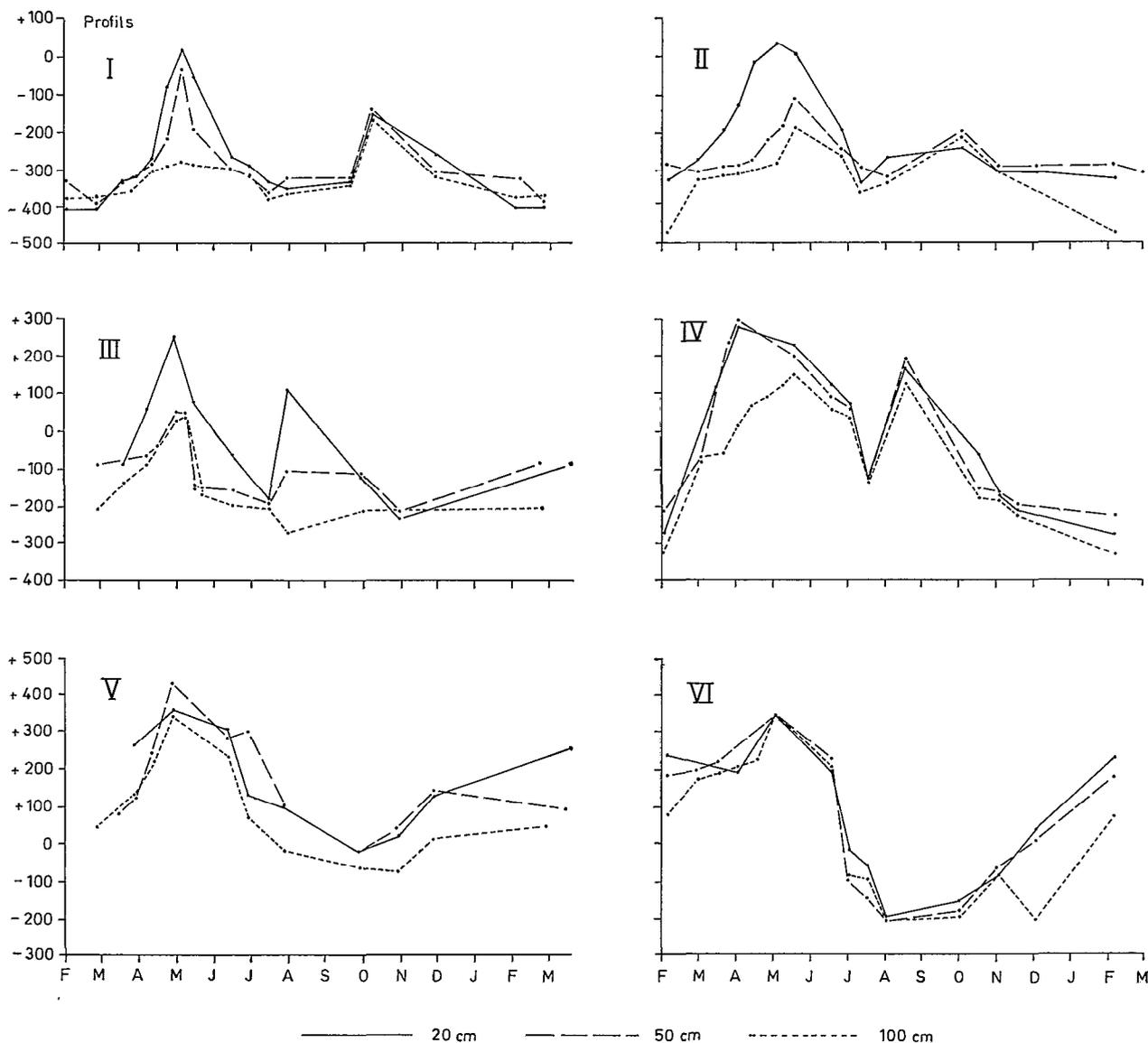


Fig. 28. — Variations pondérées du Eh (mv).

été respectivement engorgés ou aérés, on remarque que l'action de ces courtes périodes est oblitérée par l'état précédent.

Ainsi, dans le profil III, après 35 jours d'aération continue avant la mesure (avril-mai 1967), on a mesuré +65 mv à 20 cm de profondeur, +40 à 50 cm et +35 à 100 cm. Par contre, après 99 jours d'aération (janvier-avril 1968), interrompus par quelques jours de submersion deux semaines avant la mesure, on a seulement obtenu +50 mv à 20 cm et -100 à 50 cm.

De même, dans le profil IV, après une aération de 23 jours on a mesuré +220 mv à 20 cm, +190 à 50 cm, +145 à 100 cm et même +60 à 150 cm. Mais après 90 jours

d'aération interrompus pendant deux jours, deux semaines avant la mesure, on n'a plus mesuré que +110 mv à 50 cm, +80 à 100 cm et -80 à 150 cm.

Compte tenu de ces résultats les mesures réalisées au cours des 17 campagnes ont été classées, non plus seulement en fonction de la saison au cours de laquelle elles ont été faites, mais en rectifiant le classement chronologique eu égard à la dynamique de la nappe.

Les résultats sont présentés par la figure 28. Il est possible d'en tirer, en comparant les profils, une idée assez précise de l'évolution du Eh au cours de l'année :

- deux oscillations affectent le Eh dans la mangrove (profils I à IV) et une seule dans le tanne,
- pour tous les profils le Eh maximum se produit en fin de saison sèche,
- les pluies de l'hivernage provoquent une baisse notable qui se prolonge plus longtemps dans la mangrove que dans le tanne, où la remontée s'amorce dès novembre après la disparition de la nappe superficielle, mais cette baisse globale subit une interruption dans la mangrove, en août, septembre ou octobre suivant les profils et reprend ensuite jusqu'au milieu de la saison sèche.

Après qu'aient été ainsi pondérées les variations du Eh, il devient possible d'estimer les fréquences cumulées des valeurs du Eh aux diverses profondeurs de mesure (fig. 29).

Ainsi, pour le profil I, le Eh est pendant 10 pour 100 de l'année supérieur à -200 mv et pendant 60 pour 100 de l'année supérieur à -300 mv. Les amplitudes de variation changent d'un profil à l'autre, et c'est toujours dans le profil IV qu'elles sont maximales. Pour l'ensemble des profils ces amplitudes décroissent naturellement en profondeur.

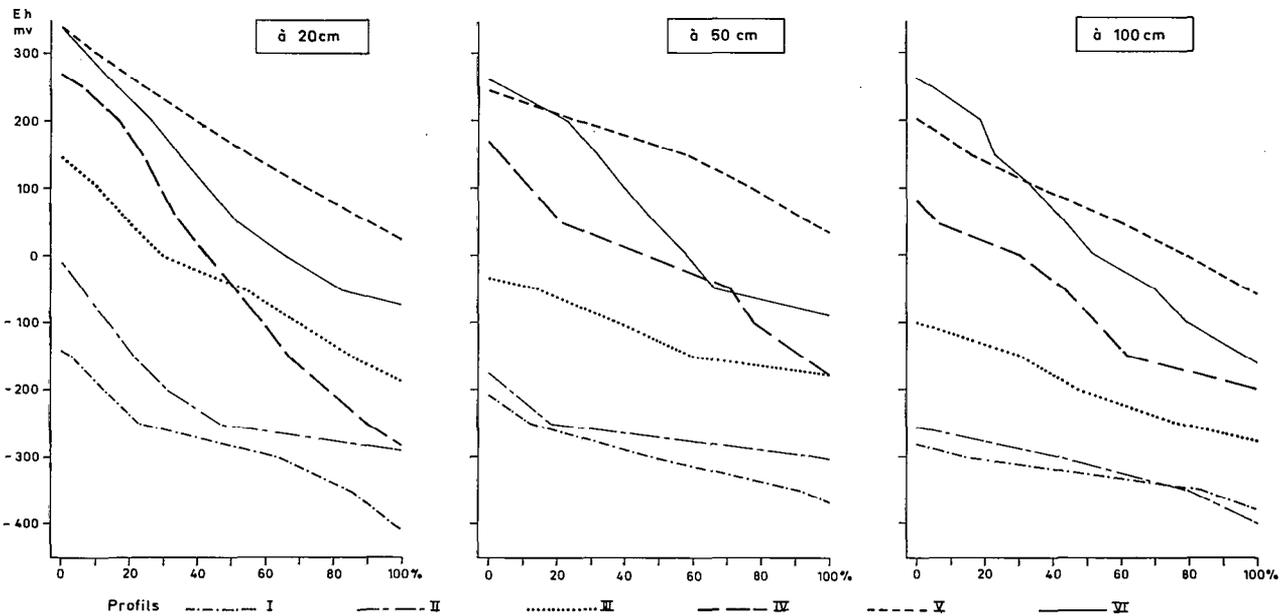


Fig. 29. — Fréquences des valeurs du Eh.

c. CORRÉLATION ENTRE LES FRÉQUENCES DE HAUTEUR DE LA NAPPE ET LES FRÉQUENCES DE VALEUR DU EH.

La prise en considération de la durée des périodes d'aération et d'engorgement ne tient cependant pas compte de l'emplacement exact de cette nappe durant ces périodes. Or la confrontation des mesures montre que dans chaque profil il existe toujours un gradient généralement croissant des valeurs, de la profondeur vers la surface, qui semble se déplacer avec la nappe.

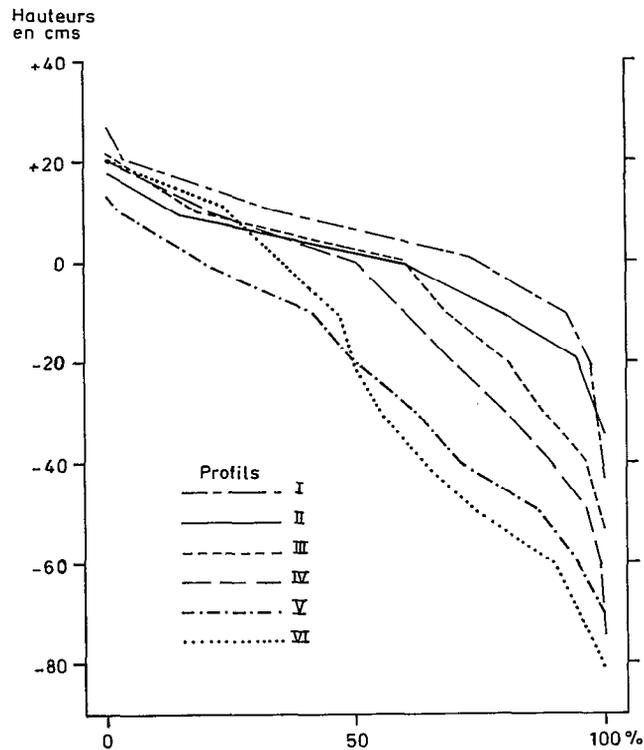


Fig. 30. — Fréquences du stationnement de la nappe à différentes profondeurs.

A l'aide de la figure 14 (chapitre III), on a calculé les fréquences cumulées des durées de stationnement de la nappe au sein des différents profils (fig. 30). Ainsi, au profil I, la nappe se trouve au-dessus du niveau du sol pendant les trois quarts de l'année, et pendant la moitié seulement au profil IV.

La combinaison des valeurs de même fréquence des figures 29 et 30 fait apparaître les relations qui existent, dans chaque profil, entre la profondeur de la nappe et les valeurs du Eh (fig. 31).

A 20 cm de profondeur, la pente des droites de régression varie de 4 à 8,5 millivolts par centimètre. Elle est maximum pour le profil IV, situé près de la limite entre le tanne et la mangrove, met inimum dans le tanne. La mangrove est en effet plus perméable donc

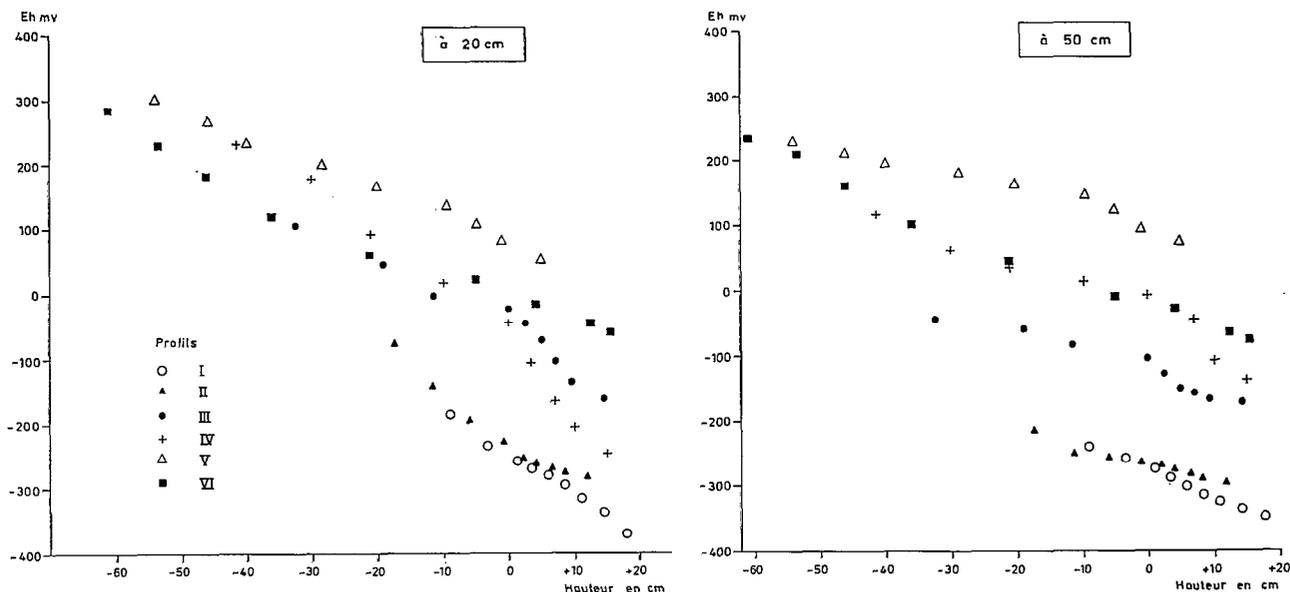


Fig. 31. — Relation fréquence de la hauteur de la nappe et fréquence Eh.

plus sujette à de rapides changements de sa teneur en eau. A 50 cm de profondeur, on observe une atténuation de ces effets, la pente variant entre 2,4 et 4 millivolts par centimètre.

Pour les profils de la mangrove à *Rhizophora* (profil I et II), où la nappe est presque toujours au-dessus du point de mesure, le Eh est en même temps le plus souvent négatif ; le milieu y est réducteur à près de 100 %.

Pour les profils de la mangrove à *Avicennia* (profils III et IV), le milieu est oxydant pendant 30 à 35 % du temps. Il l'est toute l'année, même pendant les périodes de submersion, dans le profil du tanne vif, et pendant seulement 65 % du temps au profil VI.

L'un des intérêts de ce résultat est de pouvoir estimer les possibilités d'activité des microorganismes spécifiques du soufre, dont les domaines de variation du potentiel s'établissent ainsi, d'après BAAS-BECKING *et al* (1955 a et b) :

- +200 mv et au-dessus pour les bactéries sulfooxydantes aérobies,
- 100 à +500 pour les bactéries sulfooxydantes anaérobies,
- 300 à +200 pour les bactéries réduisant les sulfates.

Il en résulte que ces dernières peuvent agir dans toute la séquence, au moins en hivernage pour le tanne, de même que les bactéries sulfooxydantes anaérobies. Par contre, les aérobies (*Thiobacilles*), ne semblent trouver de terrain favorable que dans le tanne et dans la mangrove à *Avicennia*.

B. INFLUENCES RÉCIPROQUES DES VARIATIONS DU Eh ET DU pH

1. Interprétation générale des variations du pH

Après avoir établi les correspondances entre les variations du régime hydrique, gouvernées par les fluctuations de la nappe, et celle du potentiel redox, il est possible d'utiliser ces données pour pondérer les variations moyennes du pH mesuré in situ (fig. 32).

Dans la *mangrove*, le pH minimum se produit à la fin de l'hivernage ou au début de la saison sèche, le maximum en fin de saison sèche (profils I et II) ou un peu plus tôt (profils III et IV), mais au profil V apparaît un petit minimum en fin de saison sèche.

Dans le *tanne*, il y a deux maxima et deux minima. Le pH est le plus bas en fin de saison sèche, remonte légèrement au cours de l'hivernage puis redevient plus acide au début de la saison sèche, mais interrompt cette décroissance vers le milieu de la saison sèche.

Deux phénomènes entrent en jeu pour remonter le pH : il y a d'abord l'action des pluies, surtout sensible dans le *tanne*, et l'action des marées, qui affecte l'ensemble de la séquence.

Il n'y a pas correspondance entre les variations simultanées du pH et du Eh. Si la plupart des données de laboratoire indiquent une variation inverse, le pH remontant alors que le Eh s'abaisse, par exemple lors d'une submersion, les mesures dans le milieu

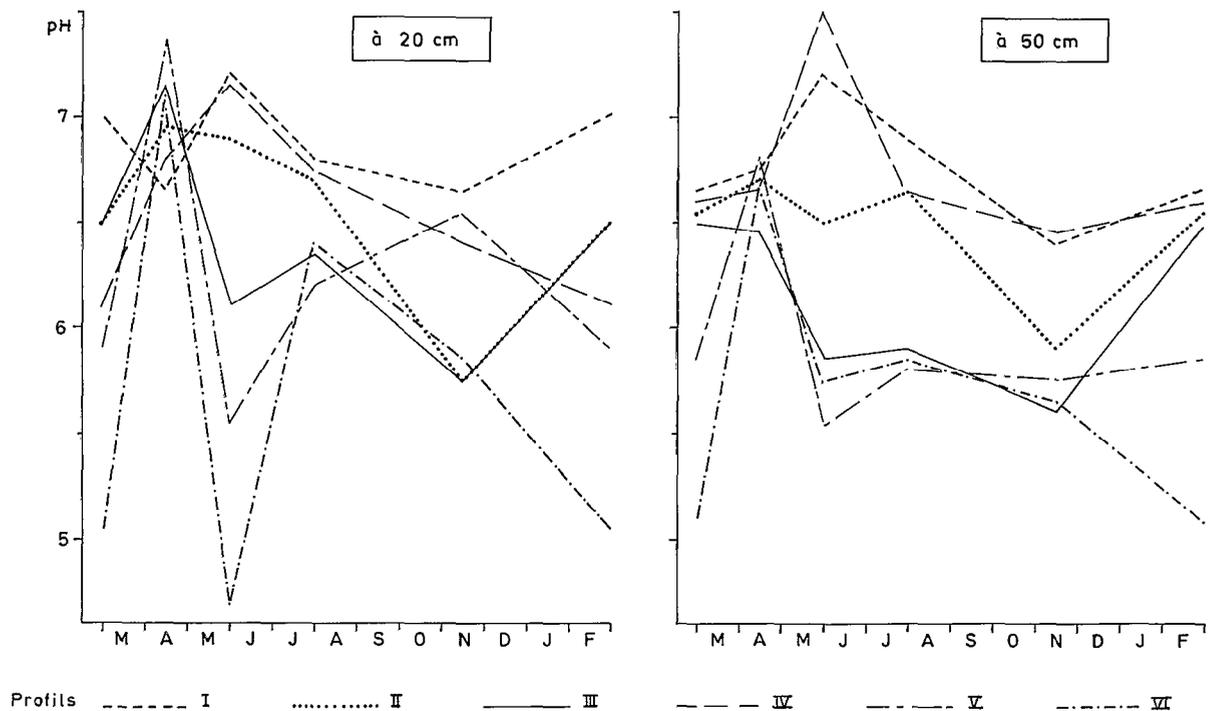


Fig. 32. — Variations pondérées du pH sur 5 périodes.

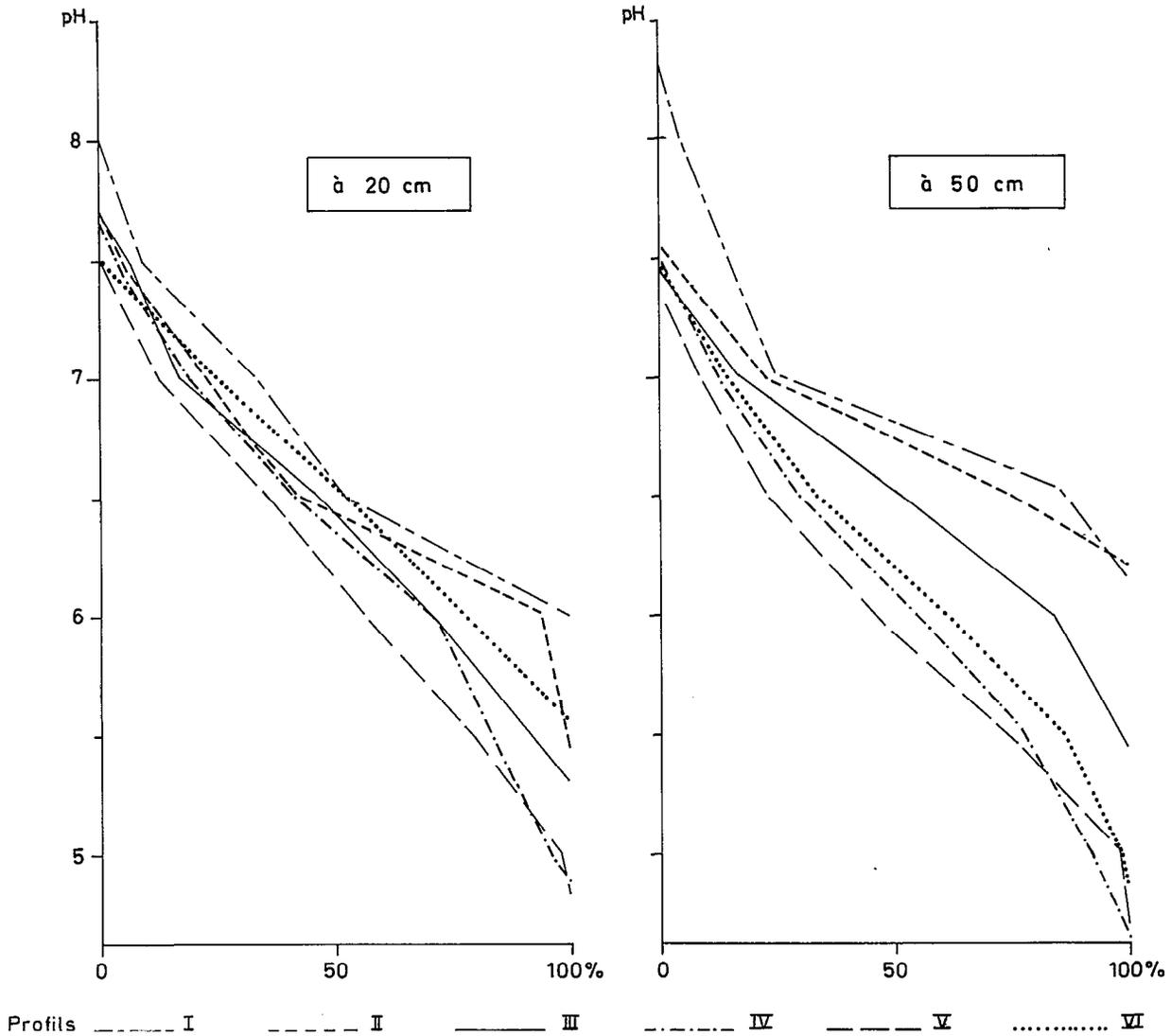


Fig. 33. — Fréquences des valeurs du pH.

naturel donnent des résultats plus complexes. Si les variations du Eh peuvent s'expliquer par les alternances d'engorgement et d'aération et par les mouvements de la nappe dans les profils, il n'en est pas de même du pH, qui réagit souvent différemment. Ainsi :

- l'inondation en hivernage n'a d'effet spectaculaire que dans le tanne où l'eau douce des pluies tombe sur un sol très salé par les remontées capillaires en saison sèche, alors que dans la mangrove la différence de salure est moins importante,
- la submersion par des marées très salées au cours de la saison sèche a par contre un effet général de remontée du pH, sans doute par la dilution des solutions acides et par une évidente neutralisation, sans que leur action, de courte durée, n'ait d'effet notable sur le Eh.

Il semble donc que, à la différence du potentiel d'oxydo-réduction dont les variations sont surtout sensibles au facteur *quantitatif* de l'approvisionnement en eau, le pH est aussi gouverné par le facteur *qualitatif*.

De la même façon que pour le Eh, il est possible de déterminer les valeurs du pH correspondant à diverses fréquences dans l'année. La figure 33 présente les courbes correspondant aux profondeurs de mesure 20 et 50 cm. En comparant ces courbes à celles de la figure 29, il apparaît qu'elles ne sont plus régulièrement étagées du profil I au profil V, mais au contraire resserrées et imbriquées, la courbe du profil VI étant très proche de celle du profil I.

2. Les relations Eh-pH

Nous savons que pour le couple $\text{Fe}^{++}\text{-Fe}^{+++}$, par exemple, la valeur du Eh est liée non seulement aux proportions relatives des formes réduite et oxydée, mais également sous la dépendance du pH. Le lien entre leurs valeurs est illustré par la réaction générale :



ce qui permet d'écrire :

$$\text{Eh} = a - 0,058 \frac{m}{n} \text{pH} - 0,058 \frac{1}{n} \log \frac{(\text{Ox})}{(\text{Red})}$$

La relation est linéaire mais sa pente dépend du rapport $\frac{m}{n}$ caractéristique du couple redox concerné (BOSTROM, 1967). Par exemple, pour les processus biologiques qui affectent le cycle du soufre dans les estuaires BAAS-BECKING *et al* (1960) ont montré que la variation du Eh par unité pH est de 0,080 à 0,180 v. Dans des expériences portant sur des sols cultivés en riz (paddy soils), PONAMPERUMA *et al* (1964) notent une variation de 0,040 à 0,145 v.

Dans la séquence étudiée ici les corrélations entre le Eh et le pH des différents profils (fig. 34) montrent encore que les variations du Eh par unité pH sont bien différentes de la valeur théorique de 0,058 volt.

Variation du Eh par unité pH

Profils	I	II	III	IV	V	VI
Profondeurs						
20 cm.....	120	160	140	310	125	245 mv
50 cm.....	90	80	110	140	90	175 mv

Ces valeurs croissent de la mangrove au tanne, mais le maximum à 20 cm se trouve au profil IV, tandis que le profil V, qui appartient au tanne vif présente un minimum. Les mouvements de la nappe ne peuvent expliquer cette anomalie ; il est par contre possible que de grandes différences dans la perméabilité la justifient. En effet, le système racinaire superficiel des *Avicennia* donne au sol du profil IV une bonne réponse à l'aération, alors que sa disparition dans le profil V rend le sol extrêmement compact. Par contre, on retrouve dans le profil VI une structure favorable à l'aération, au moins dans les horizons supérieurs.

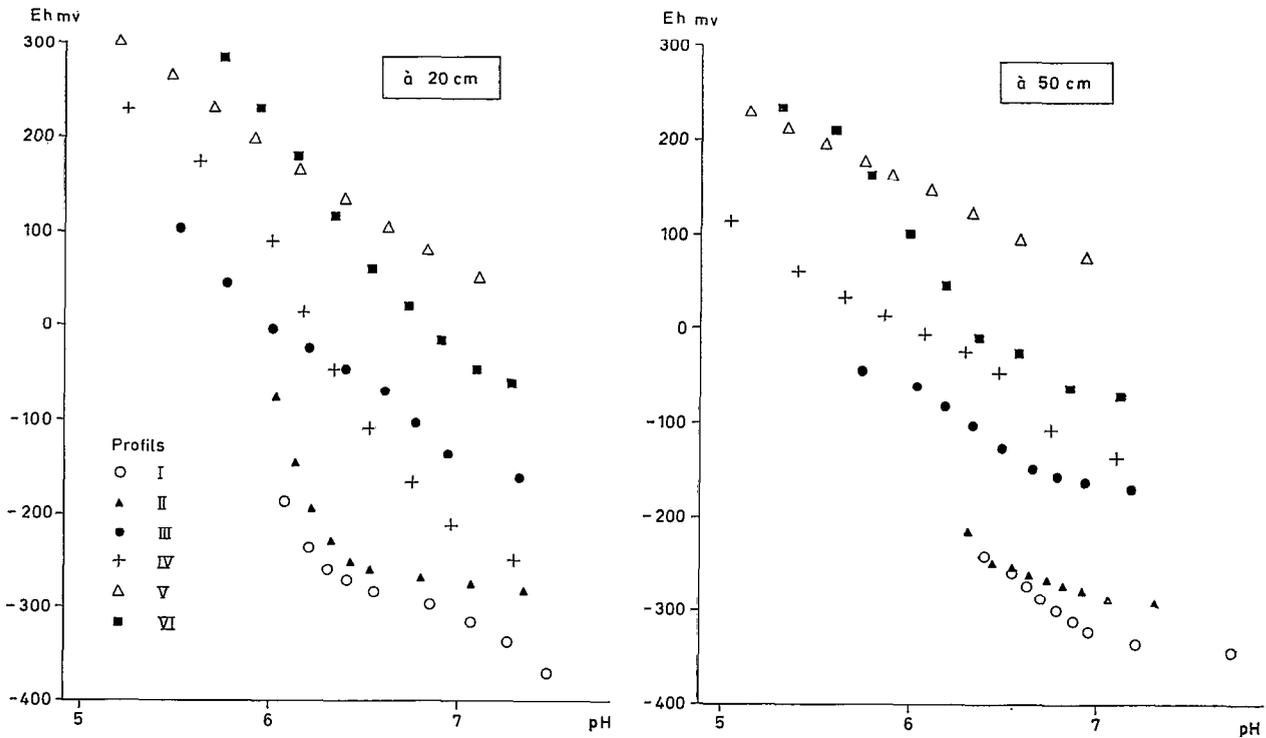


Fig. 34. — Relation fréquence pH / fréquence Eh.

Les réactions qui entrent en jeu, étant donné le nombre probablement élevé des couples redox du sol, sont donc infiniment complexes. Il est donc préférable de présenter conjointement les deux séries de mesures simultanées à l'aide de diagrammes Eh-pH, et de les confronter ensuite aux diagrammes théoriques de stabilité des différentes espèces minérales (GARRELS *et al*, 1965 - MICHARD, 1967 - MUKHOPADHAY *et al*, 1967 - PONAMPURUMA *et al*, 1964-1966-1967-1968 - GOTOH *et al*, 1972 - BOULEGUE, 1973).

Les calculs de fréquences permettent de mieux cerner les amplitudes de variations du pH et du Eh dans la séquence et d'en tirer leurs domaines de variation (fig. 35).

Il apparaît que ces domaines se déplacent progressivement, de la mangrove au tanne, de la zone réductrice et neutre vers la zone oxydante et acide. Il faut noter l'extension du domaine correspondant au profil IV, qui se trouve près de la limite mangrove-tanne.

Les variations du pH et du Eh, qui sont donc caractéristiques de chacun des degrés d'évolution des sols dans la séquence, sont en partie expliquées par le jeu des alternances d'engorgement et d'aération que commandent les marées et l'alternance climatique. Cependant, le passage d'un degré à l'autre suppose, pour que soient justifiées ces modifications des domaines de variations, que des transformations de certains constituants du sol se soient réalisées. C'est tout particulièrement à propos du pH que de telles transformations devront être recherchées.

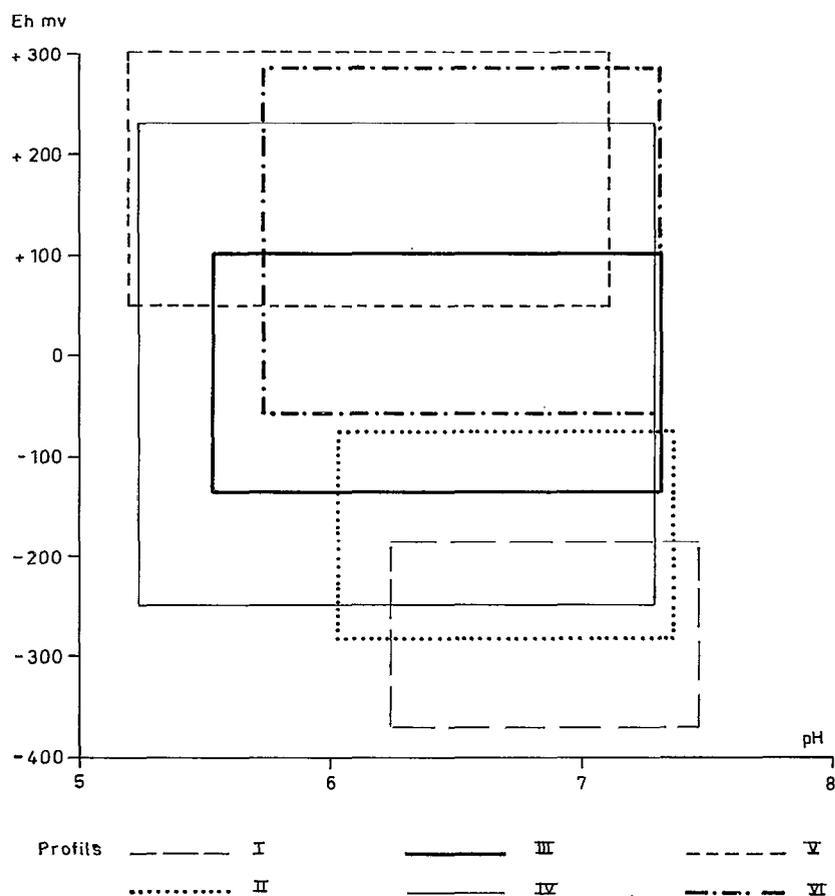


Fig. 35. — Domaines de variation du pH et du Eh.

III. INTRODUCTION DE LA NOTION D'ACIDITÉ POTENTIELLE

Les premières analyses ont montré que le pH des sols séchés à l'air est d'autant moins acide que l'on passe du profil I au profil VII, et de la profondeur vers la surface. A l'inverse, le pH réel du sol, mesuré in situ, bien que présentant des variations saisonnières notables, s'abaisse d'une manière régulière du profil I au profil VII.

L'acidité développée au cours du séchage des échantillons qui sera appelée « *acidité potentielle* », décroît donc de la mangrove au tanne. A mesure que l'acidité potentielle décroît, l'acidité réelle croît.

A. L'ACIDITÉ DES SOLS DE POLDERS ÉTABLIS SUR DES MANGROVES

Il a déjà été rapporté précédemment que les sols de polders sont généralement beaucoup plus acides que les sols similaires non aménagés. Or, les techniques habituellement employées consistent à endiguer des parcelles pour y empêcher le retour de l'eau salée et à drainer l'excès d'eau du sol. Les bonnes conditions d'aération ainsi obtenues favorisent le développement de l'acidité.

Sur un polder de Casamance établi par la société hollandaise I.L.A.C.O., où se retrouvent les mêmes sols que dans la séquence de Balingore, le pH a été mesuré in situ et après séchage d'échantillons de la couche supérieure (0-20 cm). Les résultats (BEYE, 1972) permettent de mettre en évidence deux corrélations, l'une avec le type de végétation initiale, avant la poldérisation, et l'autre avec le système de drainage.

Pour un même système de drainage, le type de végétation est en rapport étroit avec l'intensité de l'acidification, celle-ci étant décroissante de la mangrove à *Rhizophora* à la mangrove à *Avicennia* puis au tanne à *Scirpus littoralis*, enfin au tanne à *Eleocharis*.

Pour une même végétation, l'acidification croît, dans d'anciennes mangroves, quand la profondeur et l'écartement des drains croît.

L'intérêt diagnostique du type de végétation présent sur le sol avant l'aménagement, traduisant en fait le degré d'évolution du sol, est donc bien mis en évidence. L'intensité du drainage apparaît aussi clairement par les mesures in situ effectuées après 4 ans de mise en polder. Pour l'ancienne mangrove à *Rhizophora*, le pH de la couche 0-20 cm passe de 5,6 dans une parcelle où le drainage est peu accentué à 3,2 dans une parcelle à drainage profond.

B. LES CAUSES DE L'ACIDIFICATION

L'intensité de l'acidité potentielle peut être définie comme la différence entre le pH mesuré sur un échantillon fraîchement prélevé ou bien in situ, et le pH obtenu après séchage. Ses valeurs diminuent de la mangrove au tanne, cette diminution affectant une épaisseur progressivement croissante des profils (fig. 36). Cependant, comme le pH moyen des sols diminue, on n'observe que peu de différences entre les horizons profonds, seulement deux regroupements séparés pour les profils de la mangrove et les profils du tanne.

1. Relations entre le pH et la teneur en sulfates

Dans le chapitre II, on a rapproché des faibles valeurs du pH mesuré sur échantillons séchés, les fortes teneurs en sulfates de l'extrait aqueux. Si l'on examine la relation entre ces données (fig. 37), on constate que les basses valeurs du pH sont associées à d'importantes quantités de sulfates, mais qu'il n'y a pas de changement dès que la teneur en sulfate dépasse 25 mg pour 100 g de sol. Au-dessous, il semble qu'il y ait grossièrement proportionnalité.

De même, au cours d'une expérience d'incubation à différents niveaux d'humidité (25, 62 et 150 % par rapport au poids de sol séché à 105° C), pendant laquelle la variation du pH et la production de sulfates ont été mesurées, on a observé des corrélations variables en fonction du traitement (fig. 38).

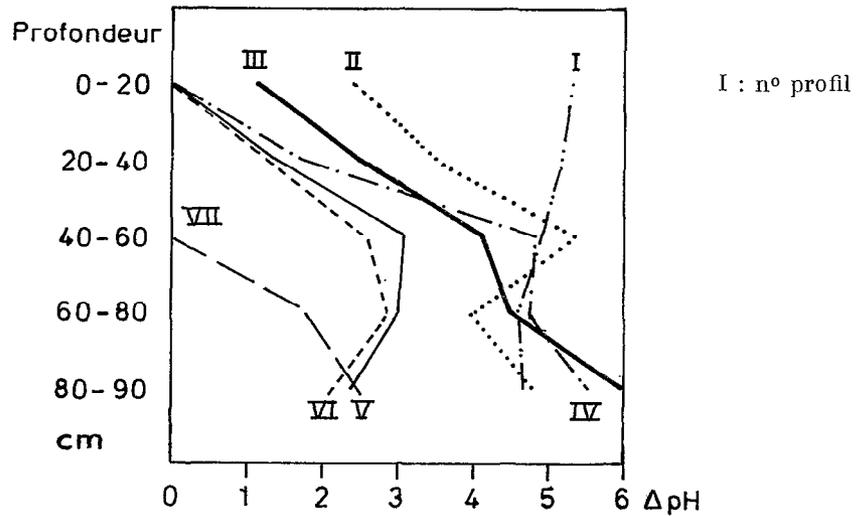
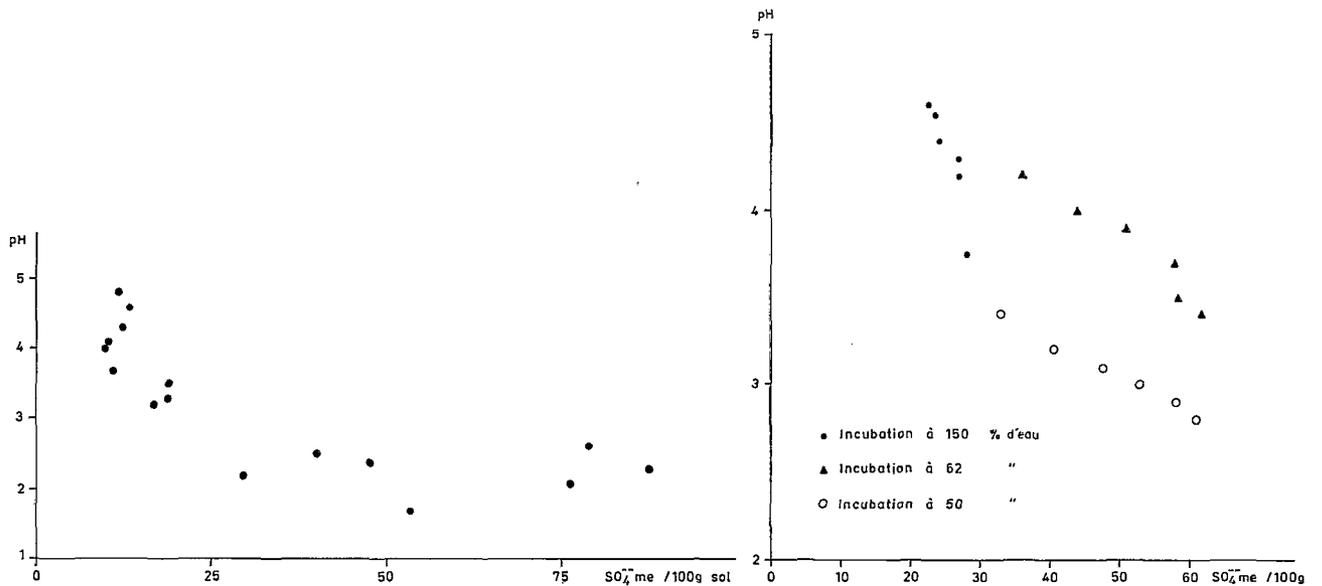


Fig. 36. — Décroissance de l'acidité potentielle $\Delta pH = pH \text{ in situ} - pH \text{ après séchage}$.



Relations entre le pH et les teneurs en sulfates solubles.

Fig. 37. — Sols séchés à l'air.

Fig. 38. — Sols humides incubés.

Une première constatation s'impose : *au-dessus d'une certaine concentration en SO_4 , qui se situe vers 25 mé SO_4 pour 100 g de sol, on n'observe qu'une faible variation du pH.* Donc, pour des valeurs du pH inférieures à 3, on ne peut être renseigné sur la quantité de sulfates effectivement produits par le séchage, étant entendu qu'il s'agit bien là de sulfates résultant du séchage et non de sulfates présents initialement, dont on verra plus loin qu'ils n'existent qu'en quantités nettement inférieures.

De plus, si, dans l'extrait, on dose la quantité de sulfate effectivement produite par le séchage, on ne peut être certain que tout ce qui est transformable en sulfate, la totalité de l'agent acidifiant, l'a été effectivement. VAN BEERS a noté que, dans une des expériences rapportées par lui, le sol été successivement séché et réhumecté plusieurs fois avant que soit atteinte l'acidité maximum (pH minimum).

La proportionnalité apparente entre l'acidification résultant du séchage et la teneur en sulfates n'étant pas vérifiée en tous points, *la seule mesure du pH de l'échantillon séché ne renseigne que d'une manière très imparfaite sur les valeurs réelles de l'acidité potentielle*, c'est-à-dire sur les quantités exactes de produits susceptibles de provoquer cette acidification.

2. Origine des sulfates produits

La formation de sulfates solubles dans l'eau ne peut provenir que de l'oxydation de corps soufrés présents dans le sol à un niveau d'oxydation inférieur. Des composés réduits, le plus souvent sulfures et polysulfures de fer, sont considérés depuis longtemps comme étant à l'origine de l'acidification des sols littoraux ou marécageux, tempérés ou tropicaux, lorsque ces sols sont drainés. Les premières recherches à ce sujet sont dues à des chercheurs hollandais, et sont déjà anciennes. Il faut citer les noms de VAN BEMMELEN (1853), VAN DER SPEK (1950), ZUUR (1936), VERHOOP (1940), EDELMAN (1950), QUISPTEL *et al* (1952), BENEMA (1953), HARMSSEN (1954), PONS (1956), VAN BEERS (1962).

Ces sols dits *potentiellement acides* ont été également étudiés dans d'autres régions tempérées : en Finlande (AARNIO, 1922 - KIVINEN, 1949) au Danemark (JENSEN, 1924 - RASMUSSEN, 1961), en Suède (WICKLANDER *et al*, 1950), en Norvège (BASTIANSEN *et al*, 1957), en Allemagne (KAPPEN *et al*, 1915 - SEGEBERG, 1937), aux U.S.A. (ROST, 1922), au Canada (CLARK *et al*, 1961).

Mais c'est dans de nombreux pays de la zone intertropicale que ces sols ont été très étudiés après la dernière guerre.

En Guyane Française, en Surinam et en Guyana, où les premiers polders ont été établis dès le XVIII^e siècle, les travaux ont surtout porté sur l'identification des sols potentiellement acides afin de les écarter de l'aménagement agricole (CATE *et al*, 1964 - DOST, 1963 - GUISAN, 1788 - LÉVEQUE, 1963 - MARIUS, 1969 - PONS, 1963-1970 - PONS *et al*, 1965).

Les problèmes d'acidification dans ces pays ne se posent pas dans la mangrove même, qui est à dominance d'*Avicennia*, mais plutôt dans les marais internes où s'accumulent de fortes quantités de matières organiques, la pégasse (MARIUS *et al*, 1968).

En Sierra Leone par contre, où la station de Rokupr a été le lieu de très importants travaux (DOYNE *et al*, 1933 - DENT, 1947 - MACLUSKIE, 1952 - TOMLINSON, 1957 - HART, 1959-1961-1962-1963 - JEFFERY, 1960-1961 - HESSE, 1961 - JORDAN, 1964) l'acidification se manifeste lors de la poldérisation des mangroves, et elle est plus intense sous *Rhizophora* que sous *Avicennia*.

Il faut enfin citer de nombreux autres travaux en Afrique (Guinée, Nigeria), en Asie (Malaisie, Thaïlande, Viet-Nam).

Toutes ces recherches ont mis en évidence l'existence d'accumulations variées de sulfures et de polysulfures de fer dans ces sols, dont l'oxydation serait la cause de l'acidification observée.

CONCLUSIONS SUR L'ÉTUDE DES VARIATIONS DU pH ET DU Eh

Le pH des eaux interstitielles des sédiments est contrôlé par cinq processus principaux (BEN YAAKOV, 1973) :

- présence de fortes concentrations d'acides et de bases faibles produits par la décomposition microbienne des matières organiques,
- transfert de charges, par exemple des sulfates vers les sulfures,
- précipitation de sulfures métalliques,
- précipitation du calcaire,
- réaction des silicates.

Il faut y ajouter, pour les sols, les échanges avec le complexe absorbant.

Les deux premiers processus amèneraient le pH à 6,9, tandis que la précipitation de sulfures métalliques augmenterait l'alcalinité, portant le pH à 8,3, pH au-dessus duquel la précipitation des carbonates jouerait un rôle tampon.

Dans la mangrove de Balingore, il est rare que l'on mesure des pH supérieurs à 8. Il n'y a en effet pas de calcaire dosable dans le sol. Le pH y est le plus souvent voisin de la neutralité, ou un peu inférieur, et dans le tanne, ce sont plutôt des pH acides que l'on observe, même in situ, quand les conditions d'anaérobiose caractéristiques des sédiments sont remplacées par des conditions oxydantes.

La comparaison des différents profils de la séquence montre que les caractéristiques physico-chimiques subissent une évolution importante. Le *pH moyen* diminue de la mangrove au tanne tandis que le *Eh* augmente.

Cependant, les variations de ces valeurs dues aux cycles saisonniers peuvent modifier l'apparence de cette évolution, soit en accentuant les différences entre les profils, comme c'est le cas en saison sèche, où une aération, croissante de la mangrove au tanne, favorise l'augmentation du Eh et la diminution du pH, soit en l'atténuant, comme cela se passe en hivernage, quand l'inondation généralisée provoque une baisse généralisée du Eh, tandis que des variations diverses affectent le pH suivant qu'il s'agit de la mangrove ou du tanne.

Les variations du potentiel redox ont pu être mises en relation avec les fluctuations du régime hydrique dont les principaux agents, climat et marées, ont été étudiés. Le *régime hydrique* est donc un *agent actif* de l'évolution des sols dans la séquence.

Il règle la durée des périodes d'aération et d'engorgement. Il régit donc les possibilités de transformation, mais aussi de dissolution, de transport et de précipitation de certains constituants du sol. Les mouvements de certains de ces constituants peuvent être cycliques, et calqués sur le cycle du régime hydrique ; d'autres peuvent être irréversibles et permettre, d'une certaine manière, de tracer l'enfoncement progressif du front d'oxydation dans le tanne.

Les variations du pH ne sont cependant pas étroitement liées à celles du Eh et de l'aération, et un autre facteur doit être recherché pour expliquer les anomalies observées : acidification dans les mangroves en saison des pluies, réduction de l'acidification dans le tanne en saison sèche, au maximum de l'aération.

Les variations de pH observées, soit sur des échantillons séchés à l'air, soit au cours d'expérience d'incubation, soit encore sur des polders établis sur d'anciennes mangroves, sont assez étroitement liées, d'une part aux processus expérimentaux utilisés, d'autre part, et ceci est très important, au type de végétation initial et, d'une façon générale, à *l'état d'évolution acquis naturellement par le sol*.

Si le sol est maintenu à l'état réduit, le pH reste neutre ; par contre, dès le début de l'aération, il baisse rapidement, plus ou moins suivant l'origine des sols. Parallèlement, on observe l'apparition de sulfates ou même d'acide sulfurique libre, en rapport avec l'oxydation de composés réduits du soufre. Il convient donc de rechercher les formes du soufre présentes dans la séquence et d'en étudier les transformations en rapport avec les variations du pH.

Origine du soufre et répartition de ses différentes formes dans la séquence de Balingore

D'importantes accumulations de soufre sous forme réduite, sulfure de fer et pyrite, ont été signalées dans les vases marines (DEBYSER, 1961), ainsi que dans les dépôts d'estuaires (FRANCIS-BOEUF, 1946) ; il y en a également dans les sédiments récemment exondés aux Pays-Bas (HARMSSEN, 1954), en Grande-Bretagne (LOVE, 1967) ou en France (VERGER, 1969). La synthèse de minéraux sulfurés apparaît donc très tôt au cours du cycle sédimentaire.

HARMSSEN et FRANCIS-BOEUF ont aussi mis en évidence des corrélations entre la teneur en sulfures et celles en humus et en argile granulométrique (particules inférieures à 2 ou 16 microns).

I. APERÇU SUR LES PROBLÈMES DE L'ANALYSE DES FORMES DU SOUFRE DANS LES SOLS

Eu égard aux nombreux composés minéraux et organiques dans lesquels le soufre se présente dans les sols, les méthodes de dosage sont extrêmement variées (VIEILLEFON 1968-b). Elle diffèrent selon la quantité à doser, la forme, oxydée ou réduite, et mettent ainsi en œuvre des méthodes d'extraction variées, oxydantes ou réductrices, acides ou alcalines.

Le soufre extrait est ensuite dosé soit sous forme d'anion sulfure, soit sous forme d'anion sulfate. Tout l'éventail des méthodes de dosage, de la gravimétrie du sulfate de baryum à la coulométrie, ont été utilisées, pour le dosage des formes du soufre, et il en existe de très nombreuses références dans la littérature.

Le plus souvent, c'est le *soufre total* qui est dosé, et il peut y être ajouté, les *sulfates* et les *sulfures*. Le *soufre organique* est généralement obtenu par différence. Les autres formes, considérées comme instables et transitoires dans les sols (sulfites, thiosulfates,

polythionates), ne sont généralement pas dosées, le *soufre élémentaire* et l'*hydrogène sulfuré* (H_2S) quelquefois.

Le dosage de la plupart des formes du soufre est délicat, en raison des transformations inévitables que subissent certaines formes, en particulier les formes réduites, au cours de la préparation des échantillons, et même au cours du prélèvement sur le terrain. La préparation des échantillons de sols contenant des sulfures demande donc une particulière attention.

A. RÉCOLTE ET PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS DE LA SÉQUENCE DE BALINGORE

Si la seule valeur du soufre total est recherchée, il n'est pas nécessaire de traiter particulièrement l'échantillon, qui est en général tout simplement séché à l'air.

Pour les autres formes, susceptibles de se transformer rapidement, il est nécessaire de provoquer le minimum de perturbation, et tout particulièrement, d'éviter le contact avec l'air.

Le prélèvement à l'aide de tubes enfoncés dans le sol permet de l'éviter. Les « carottes » ainsi obtenues peuvent être conservées en emballage étanche. Cependant, les emballages en matières plastiques, pourtant d'un emploi aisé, ne protègent pas toujours efficacement le sol (BLOOMFIELD, 1972), et il est préférable de ne fractionner les carottes qu'immédiatement avant les analyses. La conservation au froid permet aussi de limiter les transformations.

Le séchage rapide à 100-110° pour l'étude de certaines formes réduites, a été utilisé (RASMUSSEN, 1961). Cet auteur admet cependant des pertes atteignant 6 % pour les pyrites.

La méthode qui semble offrir le plus d'inocuité consiste à *lyophiliser* l'échantillon de sol (VIEILLEFON, 1971-b). En effet, la lyophilisation, qui consiste à évaporer sous vide l'eau contenue dans le sol après que celle-ci ait été brutalement congelée évite d'une part que ne se développent des processus de retrait qui bouleversent le sol d'une manière quasi-irréversible et modifient plus ou moins complètement l'organisation initiale des constituants, d'autre part que le milieu soit mis brutalement au contact de l'air alors qu'il est encore humide, ce qui favoriserait d'éventuelles transformations.

Le premier de ces avantages a été mis à profit pour la réalisation de lames minces de ces sols (VIEILLEFON, 1970-b) ou de sédiments (BARBAROUX *et al.*, 1971), le second pour la préparation et l'homogénéisation des échantillons soit pour l'analyse des formes du soufre, soit pour la réalisation d'expériences d'incubation.

Enfin, indépendamment des formes insolubles dans l'eau que l'on dose sur le sol lui-même, la recherche des formes solubles, surtout les sulfates, se fait sur la solution du sol qui peut être extraite soit à l'aide d'une presse, soit à l'aide d'une centrifugeuse à grande vitesse.

Pour tous les profils de la séquence de Balingore, de nombreuses carottes ont été ainsi préparées, et les dosages ont été faits, soit sur échantillon conservé tel quel en pot étanche, soit après lyophilisation. Les comparaisons de la composition de la solution du sol et du sol conservé tel quel, lyophilisé ou séché à l'air, ont été faites sur les mêmes carottes partagées dans le sens de la longueur, pour pallier autant que possible à la répartition hétérogène des composés soufrés.

B. MÉTHODES CHIMIQUES D'ANALYSE EMPLOYÉES DANS CETTE ÉTUDE

1. *Soufre total* : la méthode employée a été proposée par CHAUDHRY *et al* (1966) et repose sur l'extraction par un mélange acide nitrique-nitrate de potassium au four, le dosage des sulfates formés se faisant par gravimétrie ou turbidimétrie.

2. *Sulfates dans la solution du sol* : les dosages ont été faits soit par turbidimétrie (JOUIS *et al*, 1962), soit par complexométrie (KERIN, 1964), tandis que les sulfates plus abondants produits par le séchage des échantillons ont généralement été dosés par gravimétrie.

3. *H₂S et sulfures solubles* : déterminés par iodométrie après attaque par HCl N à l'abri de l'air (GONI *et al*, 1966).

4. *Soufre élémentaire* : extraction par l'acétone et iodométrie (GONI *et al*) ou turbidimétrie (HART, 1961).

5. *Sulfures insolubles et polysulfures* : réduction par action de HCl concentré sur l'étain (SMITTENBERG *et al*, 1951) ou oxydation au four à 1 000° par un mélange oxyde tungstique, oxyde ferrique, oxyde cuivreux (GONI-PARENT), cette dernière méthode intégrant le soufre organique et le soufre des sulfates insolubles dans l'eau. La méthode de SMITTENBERG semble mieux adaptée à l'extraction des sulfures et polysulfures de fer mais elle peut entraîner du soufre organique (MELVILLE *et al*, 1971) et n'a donné que des résultats assez peu reproductibles dans les sols étudiés ici. La méthode préconisée par GONI et PARENT, tant pour les sulfures solubles et le soufre élémentaire que pour le résidu insoluble, a donné les meilleurs résultats.

6. *Jarosite* : extraction à chaud par le carbonate de sodium et turbidimétrie des sulfates (VAN BREEMEN, 1971).

C. ANALYSES THERMIQUES

Une méthode de dosage des formes du soufre se décomposant à différentes températures a été mise au point par CHANTRET (1969), en combinant l'analyse thermique différentielle à l'analyse en continu des gaz produits, notamment CO₂ et SO₂. Il sera fait appel à cette technique ultérieurement.

D. ANALYSES ROENTGENOGRAPHIQUES

Ce type d'analyse a été utilisé pour le dosage de la pyrite et de la jarosite, qui existent sous forme bien cristallisée dans ces sols.

1. Dosage de la pyrite

Les méthodes chimiques ne permettent pas de séparer d'une part les différents sulfures (SFe et S₂Fe) entre eux, d'autre part ces sulfures des sulfates insolubles qui sont dosés en même temps. Il a donc été nécessaire de faire appel à une méthode plus spéci-

fique. Pour les corps cristallisés l'analyse aux rayons X semble utilisable, et elle a été employée pour le dosage de la pyrite dans les sols littoraux du Danemark (RASMUSSEN, 1961.)

a. ESTIMATION DE LA TENEUR GLOBALE EN PYRITE CRISTALLISÉE.

Les déterminations ont été faites à l'aide d'un diffractomètre Philips PW1051. Pour le dosage de la pyrite, la raie correspondant à 2,71 Å a été utilisée, en balayant le champ du goniomètre de 32° à 34°, la vitesse de rotation étant de 0,5° par minute.

Après divers essais, la sensibilité 4 a été retenue, et la hauteur des pics au-dessus de la ligne brisée représentant le bruit de fond de l'appareil a été rapportée à la teneur de l'échantillon en pyrite.

La méthode utilisée par RASMUSSEN reposait sur l'emploi d'un étalon interne, la magnésie, afin d'éliminer les variations de sensibilité du diffractomètre et établir des courbes d'étalonnage. Dans cette étude on a préféré la méthode d'addition (COPELAND *et al*, 1958) perfectionnée par ALEGRE (1965)

A des échantillons de sol de mangrove contenant de la pyrite, on a ajouté des quantités croissantes de pyrite finement broyée provenant d'un échantillon minéralogique. Si I est l'intensité de la réflexion de la phase pure (ici la pyrite de l'échantillon minéralogique), I' celle de l'échantillon à doser, et I'' celle du même échantillon additionné d'une quantité connue de pyrite pure, la teneur x dans l'échantillon à doser s'obtient grâce à la relation :

$$x = a \frac{I' I - I''}{I I'' - I'}$$

Cependant, étant donné les teneurs relativement faibles mesurées ici, les intensités données par la phase pure et en mélange n'ont pu être mesurées avec la même sensibilité. Voici ce que donne le calcul des teneurs en pyrite pour un échantillon profond du profil II:

$$\begin{aligned} I &= 1\ 048 \text{ (mesurée avec la sensibilité 32)} \\ I' &= 27 \text{ (mesurée avec la sensibilité 4)} \\ I'' &= 57 \text{ avec ajout de 2 \% de pyrite (mesurée avec la sensibilité 4)} \\ &= 90 \text{ avec ajout de 4 \% de pyrite (mesurée avec la sensibilité 4)} \end{aligned}$$

Les calculs à l'aide de ces deux ajouts ont donné des teneurs de 1,73 et 1,58 %, forcément approximatives. Par contre, si l'on porte sur un graphique les intensités correspondant à différents ajouts, et après avoir vérifié qu'ils sont suffisamment bien alignés, il devient possible d'estimer la teneur en pyrite de ces échantillons en prolongeant la droite qui relie les différentes intensités jusqu'à l'ordonnée 0.

On a porté sur la figure 39 les droites obtenues pour deux échantillons. La droite moyenne, portée sur la partie gauche de la figure, a pu être utilisée comme droite d'étalonnage. De telles droites ont été construites pour chaque séance de mesures.

RASMUSSEN a préconisé de retirer à l'intensité de réflexion mesurée pour la pyrite entre 32° et 34°, 5 % de la valeur mesurée pour le quartz entre 26° et 27°5. Cette soustraction n'a pas été effectuée dans cette étude pour deux raisons :

— La forte teneur en quartz dans tous les échantillons obligeait de travailler à des sensibilités très différentes de celles employées pour le dosage de la pyrite, et aurait conduit à un affaiblissement notable des intensités mesurées pour cette dernière,

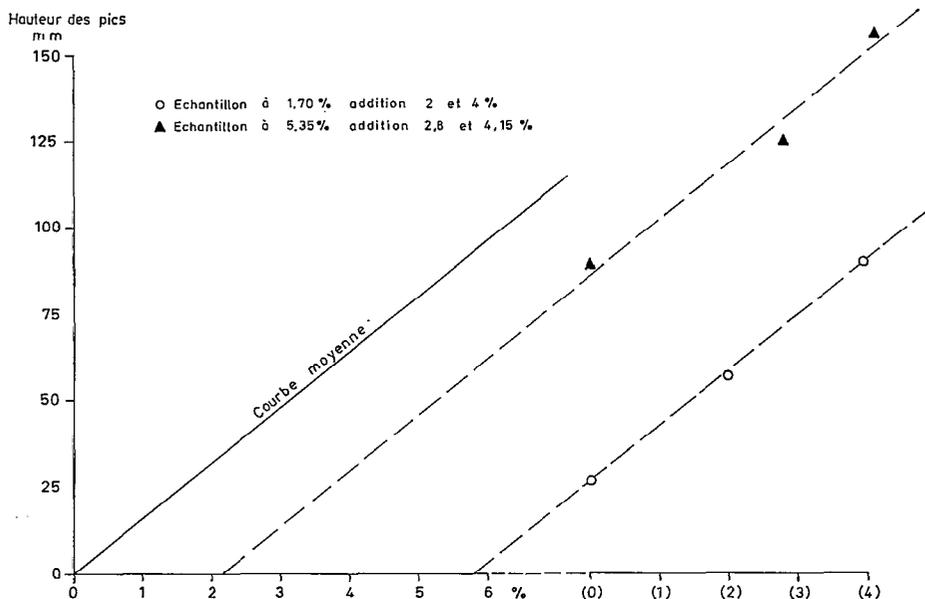


Fig. 39. — Droites d'étalonnage pour la pyrite.

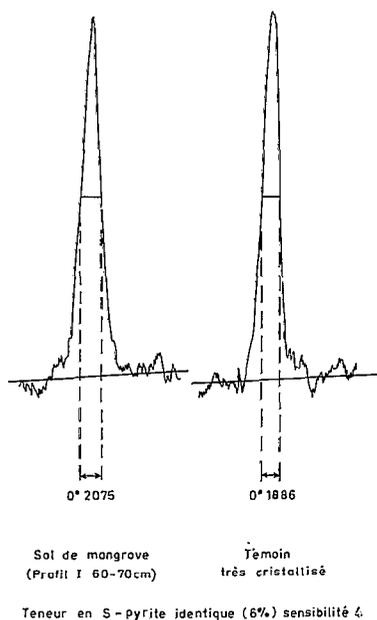


Fig. 40. — Évaluation de la taille des cristaux de pyrite par la largeur des pics.

— la relative constance de cette teneur tant dans les échantillons témoins que dans les échantillons inconnus a permis de l'éviter.

La teneur en quartz a été cependant estimée par roentgenographie afin de s'assurer de cette constance, en particulier pour les échantillons d'expériences.

b. ESTIMATION DE LA TAILLE DES PARTICULES DE PYRITE.

Il est possible d'estimer la taille des particules élémentaires par la mesure de la largeur à mi-hauteur du pic de réflexion, en la comparant à celle d'un échantillon bien cristallisé (TOVBORG-JENSEN, 1943) (fig. 40). En effet, la largeur du pic est liée à la largeur du pinceau diffracté par le cristal et par là à la taille même du cristal. On a :

$$b = h_1^2 - h_2^2$$

$$\text{et } b = K \cdot \frac{\lambda}{t} \cos \theta$$

b étant la largeur du pinceau diffracté, h_1 et h_2 les largeurs à mi-hauteur des pics de l'échantillon inconnu et du témoin, K une constante dépendant du système cristallin, t la taille du cristal en angstrôm, λ la longueur d'onde des rayons X et θ l'angle d'incidence des rayons.

Pour les échantillons renfermant plus de 1 % de pyrite, la valeur de h_1 a varié entre 0,207 et 0,279 radians, augmentant à la fois de la profondeur vers la surface des profils et de la mangrove au tanne, ce qui traduit une baisse de cristallinité dans le même sens. Il en a été déduit que la taille moyenne des particules de pyrite, dans les horizons réduits les plus riches, avoisinait 0,05 micron. La pyrite s'y trouve donc sous une forme microcristalline, comme dans les sols étudiés par RASMUSSEN en région tempérée. Ces particules sont agglomérées en sphérules dont les dimensions sont voisines de 50 microns (planche I).

2. Dosage de la jarosite

Les corps de ce type, dits sulfates basiques de fer et de potassium ou sodium, jarosite ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), natro-jarosite ($\text{NaFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) ou hydronium-jarosite ($\text{H}_3\text{OFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) (VAN BREEMEN, 1972), donnent des raies caractéristiques aux environs de 1,9 et 3,1 Å.

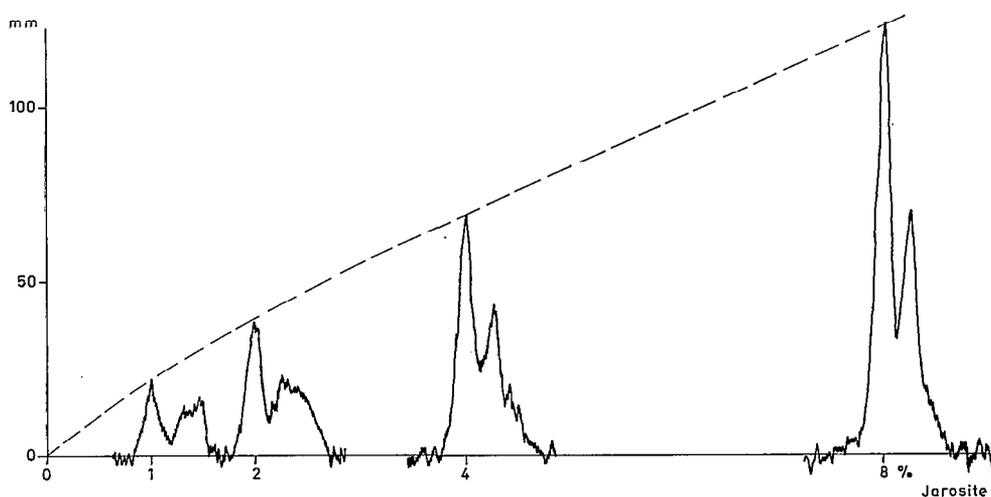


Fig. 41. — Courbe d'étalonnage pour la jarosite.

Le pic à 3,1 Å est dédoublé et il a été mesuré entre 28 et 30°, toujours avec une vitesse de rotation du goniomètre de 0,5° par minute.

Par l'analyse chimique, des échantillons de jarosite pratiquement purs ont été dosés avec précision, et ces échantillons ont servi pour la construction des courbes d'étalonnage (fig. 41). Par cette méthode les résultats sont très reproductibles, et plus facilement obtenus que par l'analyse chimique.

II. RÉPARTITION ACTUELLE DES FORMES DU SOUFRE DANS LA SÉQUENCE

On examinera successivement les résultats obtenus sur des prélèvements effectués en hivernage et en saison sèche, lyophilisés ou non, qui montreront l'influence des variations saisonnières sur la répartition des formes du soufre et l'incidence des techniques de préparation et d'analyse chimique employées.

A. ÉTUDE SUR DES ÉCHANTILLONS NON LYOPHILISÉS

Une première série de carottes a été préparée de la façon suivante, à l'arrivée au laboratoire.

Une fois dégagée de son enveloppe protectrice, la carotte, transmise sur une gouttière de même dimension que le tube de prélèvement, a été coupée en deux moitiés dans le sens de la longueur et des tranches de 20 cm d'épaisseur ont été séparées. Sur une moitié de chaque échantillon représentant les couches 0-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80-100, un petit prélèvement a été fait pour la mesure de la teneur en eau (séchage à l'étuve à 105°). Le reste a servi à l'extraction de la solution du sol. La seconde moitié de chaque échantillon est provisoirement stockée en pots plastiques étanches.

L'extraction de la solution a d'abord été faite à l'aide d'une presse hydraulique, avec un dispositif en cylindre (*GONI et al.*). Ce type d'extraction est assez lent, même avec des sols très riches en eau en raison du compactage rapide du matériau. L'emploi de mèches en papier filtre jouant le rôle de drain a permis de limiter le colmatage.

Cependant, cette extraction très lente, qui a demandé de 1 heure 30 à 2 heures pour recueillir 30 à 50 ml de solution, provoque une modification sérieuse des caractéristiques physico-chimiques de l'eau, notamment de son potentiel redox et de sa teneur en fer, par suite du contact prolongé avec l'appareillage.

C'est pourquoi une autre méthode, par centrifugation à 23 000 g lui a été préférée lorsque le matériel a été disponible au Centre de Dakar. Le procédé est alors extrêmement rapide et les risques de pollution considérablement réduits. Sur la solution ainsi extraite, les sulfates solubles ont été dosés.

Sur les échantillons conservés en pots, la série d'analyses suivante a été réalisée : — dosage de l'hydrogène sulfuré et des sulfures solubles sur un petit prélèvement d'environ 50 g, retiré du pot à l'aide d'une seringue et immédiatement placé dans la chaîne d'extraction. L'hydrogène sulfuré libéré par HCl N, entraîné par un courant de gaz carbonique, est piégé dans une solution d'acétate de zinc et de cadmium ; le précipité est ensuite dosé par iodométrie,

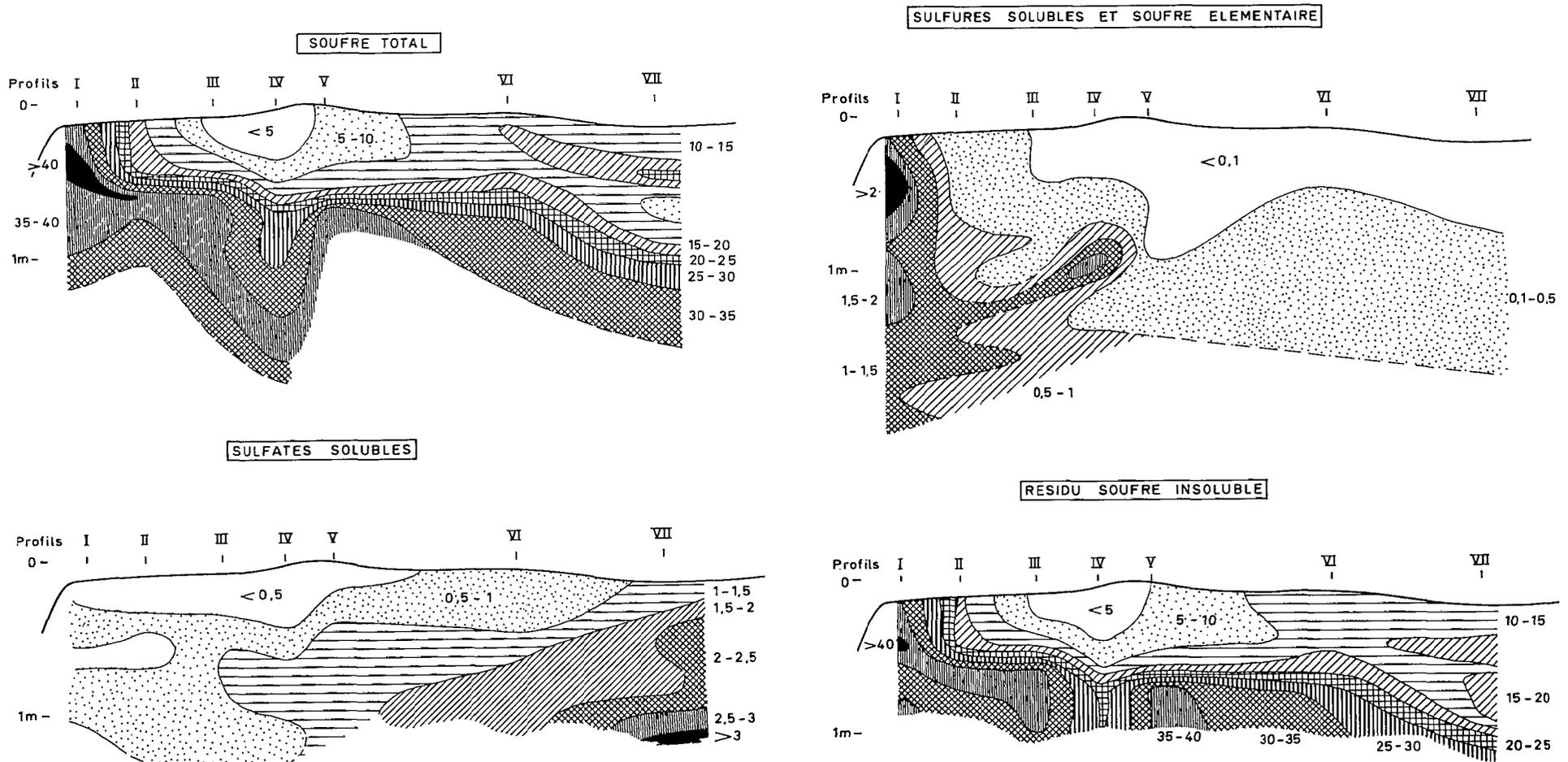


Fig. 42. — Répartition des formes du soufre en hivernage.
 (Sols non lyophilisés)
 S ‰

- sur le reste de l'extraction précédente, préalablement lavé pour retirer les chlorures et séché à l'étuve, extraction du soufre élémentaire par l'acétone et piégeage sous forme de sulfure de cuivre ; dosage par iodométrie après attaque de SCu par HCl 6N.
- après évaporation de l'acétone et séchage, dosage du résidu soufré par mélange oxydant au four à 1 000° sous courant d'azote. L'anhydride sulfureux formé est directement dosé par iodométrie.

Une fraction de l'échantillon, avant et après extraction des sulfures, est conservée et séchée pour la détermination du soufre total à titre de contrôle.

1. Série prélevée en hivernage (Prélèvements en novembre) (tableau VIII de l'annexe II)

Les résultats des dosages des diverses formes du soufre ont été représentés par des courbes d'isoteneurs permettant de mettre en relief leur répartition dans la séquence. Pour ce faire on a procédé par interpolation entre les profils analysés, ce qui suppose que l'on ait considéré a priori que les variations sont linéaires entre ces profils. Il est probable que ce n'est pas toujours le cas dans le détail, mais l'étude morphologique d'une part, l'étude des variations saisonnières des caractéristiques physico-chimiques d'autre part, ont cependant permis de considérer que la plupart des processus pédogénétiques se développent selon des gradients apparemment très clairs qui justifient l'emploi de cet artifice de présentation. Par ailleurs, les variations relativement faibles, et presque toujours dans le même sens, de la plupart des formes dosées, l'autorisent également.

La confrontation des diagrammes de répartition ainsi obtenus permet de mettre en évidence, soit l'action des techniques de préparation et de dosage, soit l'influence des variations saisonnières, en particulier pour les éléments solubles, soit enfin les mécanismes possibles de transformation des formes entre elles.

Le *soufre total* (fig. 42) accuse une nette décroissance de la mangrove au tanne, passant de 30 à 40 pour 1 000 dans le profil I à moins de 5 pour 1 000 dans les horizons supérieurs du profil IV, qui est globalement le moins riche de la séquence. Ensuite on observe, dans les horizons supérieurs du tanne, une remontée progressive, allant jusqu'à des teneurs supérieures à 20 pour 1 000 entre 20 et 40 cm dans le profil VII.

Par ailleurs, la diminution verticale, de la surface vers la profondeur, est rapide dans les profils I, II et III, beaucoup plus lente pour les autres. L'augmentation ultérieure dans le tanne, se fait d'abord près de la surface (profil VI), puis un peu plus profondément.

Les *sulfates solubles* dans la solution du sol augmentent selon deux directions, de la mangrove au tanne et de la surface vers la profondeur. Il est en effet probable que la mise en charge de la nappe en hivernage entraîne les éléments solubles en profondeur.

Les *sulfures solubles et le soufre élémentaire* diminuent à peu près comme le soufre total. Notons que le soufre élémentaire est proportionnellement plus important, et cela s'accroît vers le tanne.

La répartition du *résidu insoluble* après extraction des sulfures solubles et du soufre élémentaire reflète celle du soufre total. En effet, il représente environ 90 % dans l'ensemble des profils.

Si dans les profils de la mangrove et en profondeur dans le tanne ce résidu insoluble peut être constitué principalement de pyrite, ce ne peut être le cas dans les horizons supérieurs des profils du tanne. Il s'agit plutôt alors de sulfates relativement insolubles, comme la jarosite, que la couleur jaune vif de certains horizons du tanne permet d'identifier.

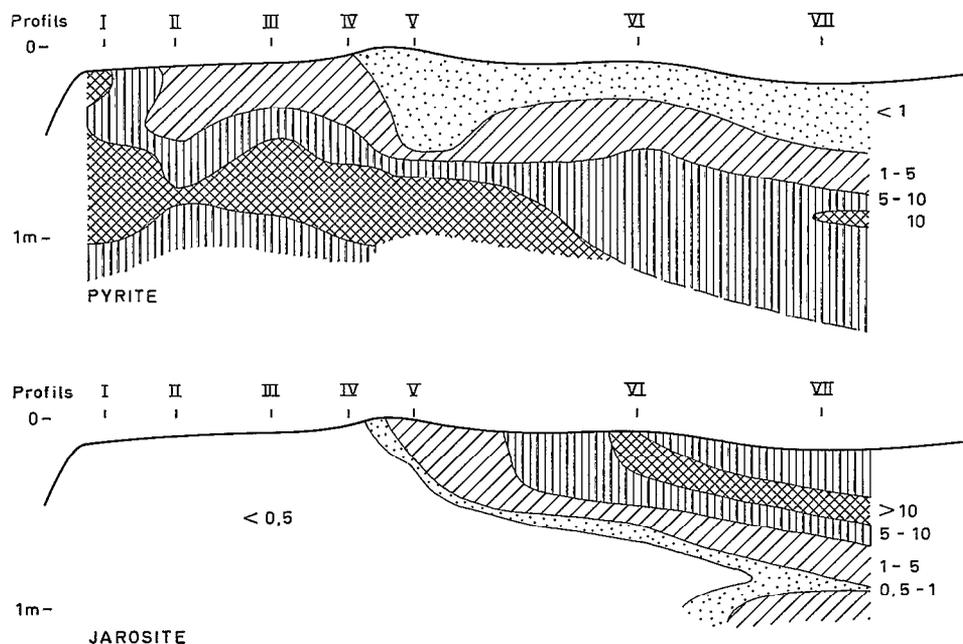


Fig. 43. — Soufre de la pyrite et de la jarosite en hivernage - S ‰
(fractions cristallisées; sols non lyophilisés)

Pour séparer ces deux types de composés insolubles réduits et oxydé, il faut utiliser la détermination par les *rayons X*.

Sur la figure 43, on remarque alors que c'est bien le composé du type jarosite qui est responsable de l'accumulation relative de soufre dans le tanne. Par contre, la pyrite diminue régulièrement, et disparaît dans les 60 cm supérieurs dans le profil IV, pour réapparaître cependant dans le tanne (profil VII).

Il est remarquable de noter que l'accumulation de jarosite, qui débute en surface à partir du profil IV, se déplace un peu en profondeur au profil VII. Il est possible qu'il y ait destruction de la jarosite vers la surface de ce profil, probablement par hydrolyse (VAN BREEMEN, 1972).

En résumé (VIEILLEFON, 1971), on observe l'évolution suivante de la mangrove au tanne :

- augmentation lente, mais régulière, des sulfates solubles qui, pratiquement négligeables dans les vases récentes et la mangrove, peuvent atteindre jusqu'à 25 % du soufre total dans le tanne,
- diminution rapide des sulfures solubles et du soufre élémentaire, qui passent de plus de 5 % du soufre total dans la mangrove à moins de 1 % dans le tanne,
- diminution régulière, suivie dans le tanne d'une légère remontée, pour la fraction insoluble, ce qui correspond, d'une part à la disparition progressive des pyrites, et d'autre part à l'accumulation de la jarosite dans les horizons supérieurs des profils du tanne.

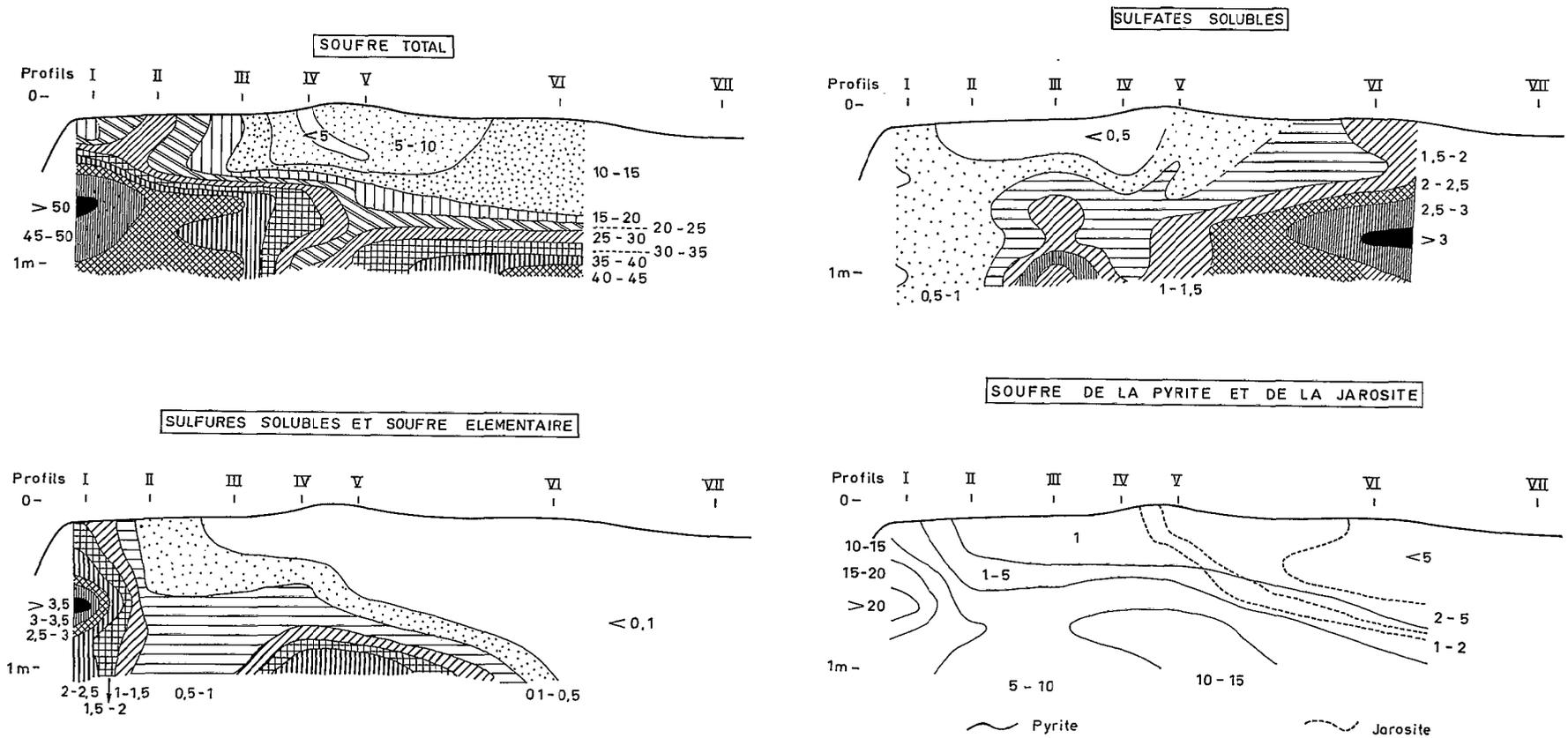
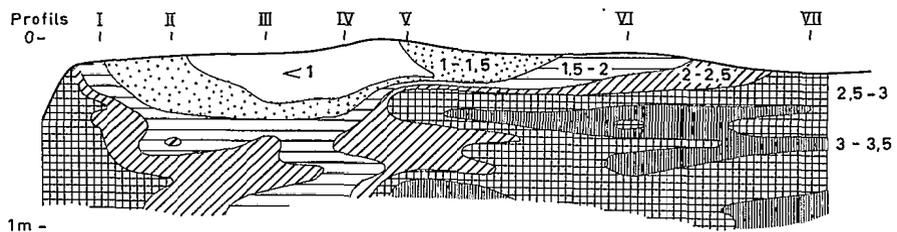
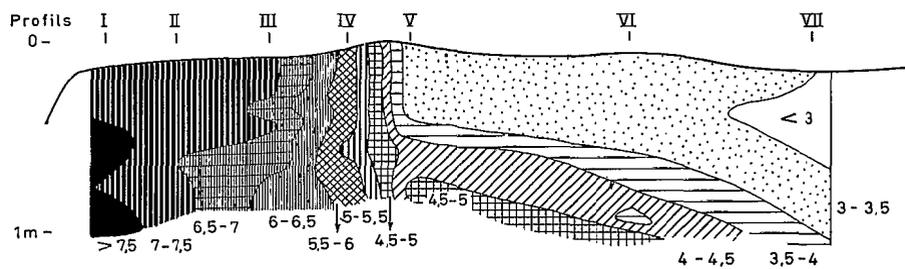


Fig. 44. — Répartition du soufre en saison sèche (sols non lyophilisés - S ‰).

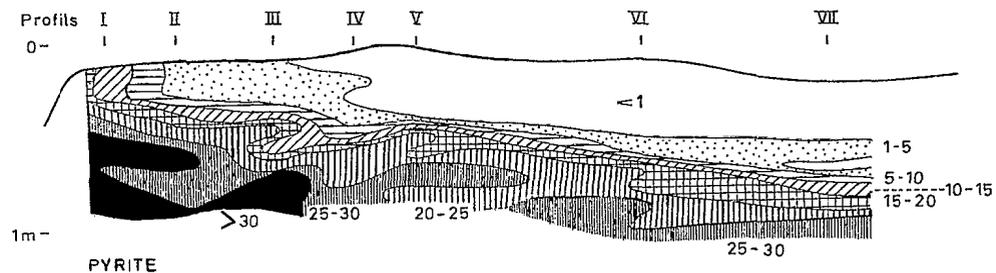
SULFATES SOLUBLES



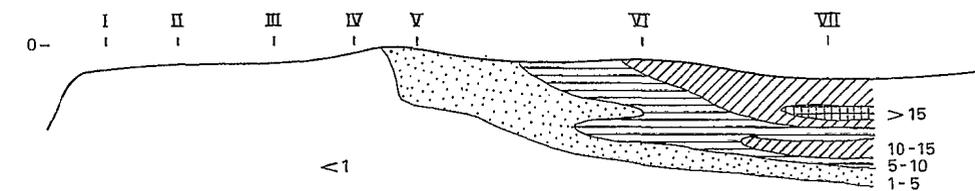
pH DE LA SOLUTION DU SOL



SOUFRE DE LA PYRITE ET DE LA JAROSITE



PYRITE



JAROSITE

Fig. 45. — Répartition des formes du soufre en début d'hivernage (sols lyophilisés, S ‰).

2. Série prélevée en saison sèche (Prélèvements en avril) (tableau IX de l'annexe II)

La répartition du *soufre total* (fig. 44) est évidemment assez proche de celle qui est observée en hivernage. Cependant, il semble qu'il se produise une légère augmentation globale, qui se manifeste surtout vers la surface dans la zone de transition mangrove-tanne (profils III, IV, V) ainsi qu'en profondeur dans le profil VI,

La répartition des *sulfates solubles* rend compte de ce dernier cas, mais c'est celle du *soufre élémentaire* qui explique le mieux cette augmentation du soufre total dans les profils de la mangrove. Par contre, cette forme semble disparaître dans le tanne.

Il est remarquable de constater qu'en saison sèche les zones à accumulation de pyrite et de jarosite sont plus nettement séparées qu'en hivernage. Cette séparation nette semble due à un double mouvement aboutissant à une diminution de la pyrite et de la jarosite selon une zone diagonale partant du profil III en surface et s'approfondissant dans le tanne.

B. ÉTUDE SUR DES ÉCHANTILLONS LYOPHILISÉS

1. Série prélevée en hivernage. (Prélèvements en juillet) (tableau X de l'annexe II)

Sur les échantillons lyophilisés, préalablement prélevés en carottes de 1 mètre, puis coupés de 10 en 10 cm, seuls ont été déterminées les teneurs en sulfates dans la solution du sol, et les teneurs en pyrite et en jarosite après lyophilisation.

Les *sulfates solubles* sont ici plus abondants que dans la série non lyophilisée (fig. 45). Ces carottages ayant été effectués plus tôt en hivernage, il semble donc que ce dernier joue un rôle dans le lessivage des solutions. La comparaison de cette répartition des sulfates à celle du pH mesuré sur l'eau interstitielle qui a été extraite par centrifugation, montre que la teneur en ions sulfate, ou plutôt en ions H^+ qui les accompagnent influence le pH de la solution du sol. Ceci sera repris plus loin (chapitre VII).

Les valeurs du pH mesurées en fin d'hivernage, exposées au chapitre IV, sont nettement plus élevées. Ce peut être un effet de la dilution des solutions acides par les pluies de l'hivernage, mais il ne faut pas oublier que l'extraction à la presse de ces solutions peut les avoir modifiées.

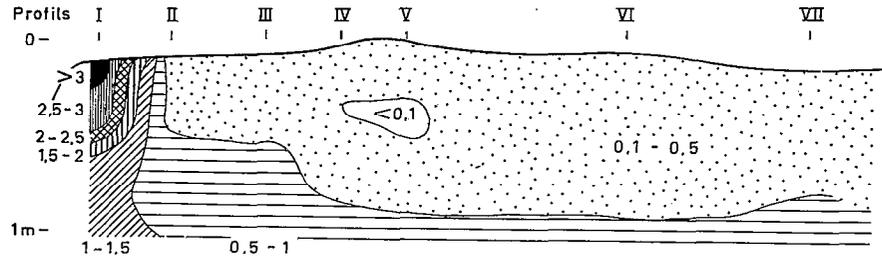
Signalons que les valeurs de pH mesurées in situ indiquent bien, au début de l'hivernage, une *acidification croissante du profil IV au profil VII* (chapitre IV).

La répartition de la pyrite et de la jarosite est forcément assez proche de celle qui est constatée en hivernage, car ces corps n'évoluent que lentement à l'échelle saisonnière.

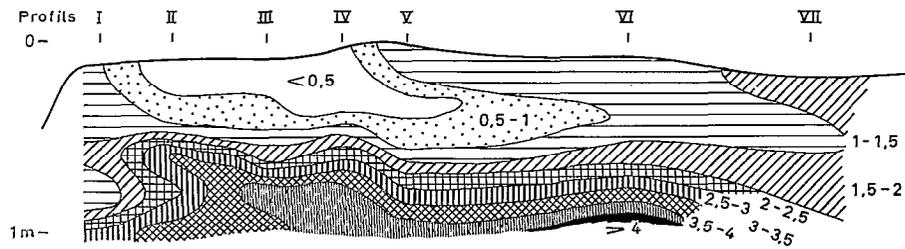
On notera cependant que la diminution de la pyrite n'est pas du tout régulière au long de la séquence. Les courbes d'isovaleurs, assez nettement séparées dans la mangrove, se resserrent dans le tanne. Enfin, comme dans la série d'hivernage précédente, il y a présence simultanée de pyrite et de jarosite dans les horizons intermédiaires du tanne, bien qu'en très faibles quantités.

D'autre part, si l'on additionne les teneurs en soufre correspondant à la pyrite et à la jarosite, on obtient toujours des teneurs inférieures à la fraction insoluble. La présence de soufre d'une fraction ni extractible, ni cristallisée sera interprétée plus loin, et nous verrons qu'une grande partie de ce soufre est liée à la matière organique.

SULFURES SOLUBLES ET SOUFRE ELEMENTAIRE



SULFATES SOLUBLES



SOUFRE DE LA PYRITE ET DE LA JAROSITE

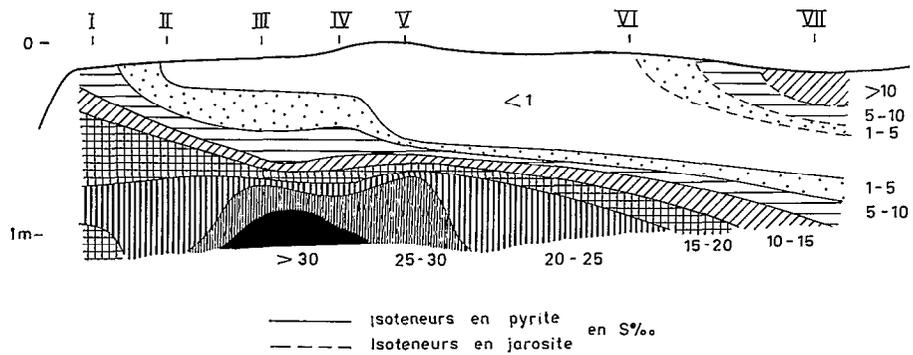


Fig. 46. — Répartition des formes du soufre en saison sèche (sols lyophilisés, S ‰).

2. Série prélevée en saison sèche. (Prélèvements en mai) (tableau XI, annexe II) (fig. 46)

Dans cette série composée, comme les séries non lyophilisées, de couches de 20 cm d'épaisseur on a observé l'influence de la lyophilisation sur la stabilité des sulfures solubles et du soufre élémentaire, et celle des techniques d'extraction de ces corps sur la pyrite effectivement dosée.

La répartition des *sulfures solubles* et du *soufre élémentaire* est comparable à celle qui est observée à la même époque pour les échantillons non lyophilisés ; les teneurs sont néanmoins inférieures, en profondeur, sans doute parce que ce prélèvement a été fait un peu plus tard. Par contre, de faibles teneurs sont encore mesurables dans tous les horizons de surface, dans le tanne comme dans la mangrove, ce qui prouve que la lyophilisation conserve en grande partie ces corps aisément oxydables quand le sol est humide.

Les *sulfates solubles* n'ont pas été dosés dans la solution du sol, mais par extraction à l'eau dans le rapport 1/10, après lyophilisation. Par rapport à la répartition observée dans la série non lyophilisée, la figure 46 montre seulement une légère augmentation dans les horizons profonds, explicable par un approfondissement du front d'aération entre les deux prélèvements.

La faiblesse de cette augmentation est une confirmation de la bonne conservation de la fraction réduite par la lyophilisation.

Enfin, les domaines de la pyrite et de la jarosite sont nettement séparés, à la différence de l'autre série lyophilisée, dont les échantillons n'ont pas subi de traitement par HCl et acétone. Ces traitements ont donc une action sensible, non seulement sur les fractions peu cristallisées du résidu insoluble, mais aussi sur les fractions cristallisées, ce qui n'apparaissait pas auparavant.

CONCLUSIONS

Les résultats obtenus sur ces 4 séries d'échantillons montrent que deux phénomènes réagissent sur la répartition des formes dosées.

Le premier résulte de l'alternance saisonnière et réagit en premier lieu sur la répartition des formes solubles, notamment les sulfates. Les teneurs en soufre élémentaire sont également affectées : elles augmentent au cours de la saison sèche, et diminuent ensuite avant l'hivernage. *Le soufre élémentaire représente donc une étape intermédiaire de l'oxydation des formes réduites.* Enfin, les répartitions de la pyrite et de la jarosite, qui changent naturellement peu, présentent quelques différences : assez nettement séparés en saison sèche, leurs domaines tendent à s'interpénétrer en hivernage.

Le second montre l'influence des traitements appliqués aux échantillons. La lyophilisation semble conserver à leur niveau in situ les teneurs en soufre élémentaire, sans augmenter les teneurs en sulfates. Les traitements par HCl et l'acétone semblent faciliter la destruction des corps intermédiaires entre la pyrite et la jarosite bien cristallisées.

Considérant que les profils I à VII représentent différentes étapes de l'évolution du sol de mangrove constitué à la fin de la phase de sédimentation de la séquence, il apparaît clairement que l'évolution des formes du soufre se fait principalement à partir d'un stock de soufre réduit dans lequel un résidu insoluble et surtout une fraction cristallisée, représentée par la pyrite, sont prépondérantes.

Nous allons voir comment a pu se constituer, à l'origine de la séquence, ce stock de soufre réduit.

III. MÉCANISMES DE L'ACCUMULATION DES SULFURES

Si la synthèse chimique des sulfures métalliques a pu être invoquée dans les milieux naturels (WEILL, 1955), les rendements des réactions ne sont importants qu'en présence d'un groupe spécialisé de microorganismes, les *bactéries sulfato-réductrices*. En effet, la sulfato-réduction qui permet de passer d'une forme minérale oxydée du soufre à une forme minérale réduite serait beaucoup plus fréquente dans les sols à basse température, que la sulphydrisation, minéralisation sulfurée de soufre organique (DOMMERMUES *et al*, 1970).

A. LA SULFATO-RÉDUCTION BACTÉRIENNE

Les bactéries sulfato-réductrices ne comprennent que deux genres : *Desulfovibrio* et *Desulfotomaculum* (CAMPBELL *et al*, 1965-1966). Ce sont des *anaérobies* obligatoires qui retirent, en général, l'énergie nécessaire à leur métabolisme de l'oxydation de certains composés organiques, en utilisant les sulfates comme accepteurs d'électrons. Les sulfates sont réduits en sulfures au cours de cette respiration *dissimilative*. Si les matières organiques font défaut, elles peuvent encore utiliser l'hydrogène moléculaire comme donneur d'électrons (DOMMERMUES, 1968).

Trois conditions sont indispensables au développement de la sulfato-réduction bactérienne :

- le milieu doit être en *anaérobiose*, donc dépourvu d'oxygène ; or la production d'hydrogène sulfuré H_2S provoque un abaissement du potentiel d'oxydo-réduction (SENEZ, 1962), ce qui entretient l'anaérobiose,
- le milieu doit être bien pourvu en matières organiques utilisables (OGATA *et al*, 1965), ce qui, en condition d'hydromorphie, concourt également à l'abaissement du Eh, et donc au développement des bactéries, en assurant leur nutrition.
- la source de sulfates ne doit pas être limitée.

Les milieux littoraux, mais tout particulièrement les mangroves tropicales offrent un terrain idéal au développement de ces bactéries, d'autant plus qu'elles sont très tolérantes aux conditions de pH, de température, de salinité ou de pression (BAAS-BECKING *et al*, 1955). En effet, la submersion y est pratiquement continue, les racines des palétuviers enrichissent le sol en matière organique et l'eau des marées apporte régulièrement des sulfates (WATTS, 1960).

Quelques études microbiologiques ont été effectuées sur la séquence de Balingore (JACQ, 1972). Les résultats ont montré que le nombre de bactéries sulfato-réductrices est partout très élevé : plus de 10^4 germes par gramme de sol sec dans la mangrove, de 10^3 à 10^5 dans le tanne (horizon 0-15 cm), plus faible en saison sèche qu'en hivernage.

Des expériences d'incubation et d'ensemencement ont montré que la sulfato-réduction se développe rapidement dans ces sols et peut avoir des effets toxiques sur certaines plantes, comme le riz (dépôts noirâtres de monosulfure de fer au voisinage des racines et des graines). En effet, certaines maladies physiologiques des plantes cultivées ont pu être reliées à la sulfato-réduction (BOULAINÉ, 1957-1960).

B. FORMATION ET ACCUMULATION DES SULFURES DE FER

1. Généralités sur la formation des sulfures de fer

Les mécanismes de genèse des sulfures ont été étudiés d'un point de vue géochimique par de nombreux auteurs (BERNER, 1963-1964-1970 - ROBERTS, 1967), et confirmé par des études isotopiques (KAPLAN *et al*, 1963). Récemment, RICKARD a présenté une synthèse de cette question au cours du Symposium sur les sols sulfatés acides (WAGENINGEN, 1972). Les conclusions de cet auteur sont résumées ci-dessous.

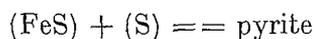
La formation et l'accumulation des sulfures de fer sont liées à l'existence, dans un sédiment ou dans un sol, de conditions favorables, à la fois au développement des bactéries sulfato-réductrices et à la mise en solution du fer.

Si la relation entre les proportions respectives du fer ferreux et du fer ferrique et le potentiel redox est assez nette, les causes de la réduction peuvent être variées. Dans les sédiments et les sols, elle est réalisée par l'action des matières organiques. L'influence des microorganismes a été soulignée (SEGALEN, 1964), mais si les microorganismes réduisant le fer existent pratiquement dans tous les sols, ils sont concentrés dans les horizons de surface, sans doute par suite de leurs besoins en substrats organiques. Dans les sols de mangrove, à l'abondance de la matière organique s'ajoute la présence d'hydrogène sulfuré, dont le caractère réducteur l'a fait utiliser pour extraire le fer dans certaines méthodes d'analyse (TRUOG *et al*, 1936).

Le fer réactif, apporté avec le sédiment, réagit donc avec les ions sulfure formés. La vitesse de « sulfidation » des oxydes de fer, comme la goethite, est liée à la surface de ces oxydes, donc à leur teneur globale et à la granulométrie du sédiment.

Tout d'abord, se forme le monosulfure de fer FeS cubique (TAKENO *et al*, 1970), c'est alors la *mackinawite*, ou bien un sulfure de formule Fe₃S₄, la *greigite*. Ces produits ont pu être formés expérimentalement et identifiés dans les sédiments récents. Ils forment en général les dépôts noirâtres qui ont été cités.

La formation ultérieure de la pyrite, qui est toujours le sulfure le plus abondant dans les sédiments et les sols littoraux, peut se représenter schématiquement par l'expression :



(des parenthèses sont employées à dessein pour ne pas désigner de composé particulier). RICKARD pense que ce type de réaction se fait grâce à la dissolution du soufre dans une solution de polysulfures S_n²⁻. BOULÈGUE (1973) admet le même type de réaction et souligne l'effet de stabilisation du Eh qu'entraîne la présence de polysulfures. Enfin, RICKARD insiste sur le fait qu'il n'est pas nécessaire que l'ensemble du milieu soit réducteur. Il suffit qu'il le soit au sein de microenvironnements.

La formation de pyrite peut être très rapide. Elle s'effectue dès la surface du sédiment, et 80 % du fer actif pourrait être transformé en pyrite en 10 ans (BERNER, 1970). Au laboratoire on a observé qu'en une heure, pas moins de 50 % du fer est utilisé, dans des expériences au cours desquelles le milieu a été constamment agité.

En résumé, les processus de formation de la pyrite dans les sédiments peuvent être schématisés par la figure 47.

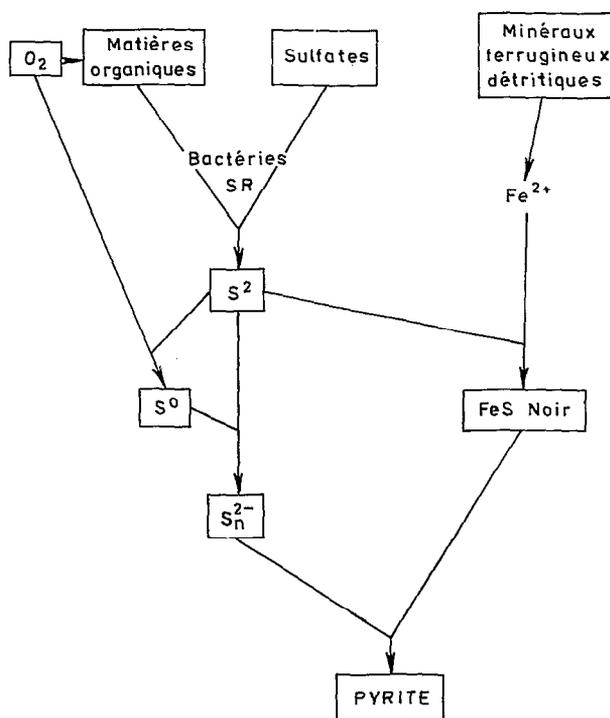


Fig. 47. — Schéma de la formation des pyrites.

Les domaines de stabilité (pH, Eh) des sulfures de fer métastables, vis-à-vis de la dissolution et l'oxydation coïncidant avec les domaines de tolérance des bactéries sulfato-réductrices, il est facile de comprendre l'extension quasi-universelle de ces processus. D'après POSTGATE (1967), les bactéries sulfato-réductrices feraient partie du plus ancien écosystème stable de notre planète.

Au sein d'un sol ou d'un sédiment, l'accumulation des sulfures et de la pyrite sera limitée par l'approvisionnement en matière organique, en sulfates, en fer, et par la présence possible d'oxygène.

Dans les *mangroves*, comme cela a déjà été noté, les matières organiques sont fournies par les racines des palétuviers, en particulier les *Rhizophora*, et ne sont donc pas liées à un apport sédimentaire, comme dans les vases marines profondes. L'alimentation en sulfates, apportés par l'eau de submersion salée ou saumâtre, ne semble pas pouvoir être un facteur limitant. Restent les *disponibilités en fer qui, elles, sont directement liées au processus sédimentaire.*

Les sédiments provenant des bassins versants tropicaux sont très souvent riches en fer, notamment en Afrique où les sols en contiennent des quantités notables. En milieu bien drainé, et avec une bonne alimentation en eau le processus dominant est la ferrallitisation, caractérisée par un départ de la silice et des bases, et une accumulation relative de fer et d'aluminium. L'érosion des sols ferrallitiques ou des sols ferrugineux tropicaux, eux aussi riches en sesquioxydes libres, fournit donc des matériaux riches en fer.

Cependant, suivant les roches mères des sols, elles-mêmes plus ou moins riches en fer, et le type de pédogenèse les affectant, le fer pouvant ou non être intégré à des réseaux argileux (chlorites, nontronites), les sédiments qui parviennent au littoral contiennent plus ou moins de fer.

Il résulte de cette variabilité de la teneur en fer des sédiments une limitation, variable suivant les régions, de l'accumulation de la pyrite, qui permet de définir des provinces caractérisées par des teneurs différentes. En effet, sous la même végétation de mangrove, les valeurs citées dans la littérature sont très différentes.

Ce fait a une particulière importance sur le cycle géochimique du fer sur lequel nous aurons l'occasion de revenir. En effet, si la presque totalité du fer utilisable se trouve bloqué sous forme de pyrite, il faut attendre de nouvelles transformations pour qu'il soit à nouveau disponible pour la synthèse d'autres minéraux ferrugineux, phylliteux ou non.

PONS (1963) a proposé une classification des accumulations de pyrite en rapport avec le type et le développement de la végétation des dépôts littoraux. Il appelle ainsi :

- *pyrite primaire*, celle qui se forme au sein du sédiment avant toute colonisation par la végétation, donc à la faveur de dépôts de matière organique planctonique incorporée au sédiment,
- *pyrite secondaire*, celle qui s'accumule sous la végétation de la mangrove, surtout si elle est constituée de *Rhizophora*. Le sol est alors très peu évolué, de faible maturation (ripening),
- *pyrite tertiaire*, celle qui prend naissance sur et dans des sols plus évolués que les précédents et situés du côté terrestre de l'ensemble sédimentaire, à la faveur d'accumulations importantes de matières organiques, fréquentes sous climat équatorial.

Ainsi, dans les Guyanes, étudiées par cet auteur, les plus fortes accumulations, conduisant aux plus grands risques d'acidification, relèvent de la pyrite tertiaire. Il faut cependant noter que rien ne permet de distinguer l'une ou l'autre de ces pyrites entre elles et ce sont plutôt des considérations d'ordre géomorphologique qui justifient ces distinctions, et qu'à la pyrite primaire *authigène*, formée au sein même du sédiment fraîchement déposé, peut s'ajouter de la pyrite transportée avec le sédiment si celui-ci provient de l'érosion de bancs sédimentaires plus anciens, tout en étant très récents.

2. L'accumulation du soufre dans les sols de mangrove sous l'influence des séquences de végétation

Le profil I de la séquence de Balingore représente approximativement la mangrove à maturité, c'est-à-dire qu'il ne s'y produit plus vraisemblablement d'enrichissement notable en sulfures.

C'est donc sur des dépôts plus récents de slikkes en voie de colonisation que l'on peut apprécier cette accumulation. Le tableau VI comporte quelques caractéristiques de 4 profils provenant de :

- profil A : banc de vase découvrant à marée basse, sédimentation récente au milieu de la Casamance à l'aval de Ziguinchor, non encore colonisé par la mangrove,
- profil B, C et D : dépôts plus anciens en voie de colonisation par *Avicennia* (B) ou *Rhizophora* (C et D).

TABLEAU V
Acidité actuelle et potentielle de vases récentes

Profils	Profondeur (cm)	pH humide	pH après séchage	CL-/SO ₄ - -		Soufre total %
				Eaux interstitielles	Échantillons séchés Extrait 1/10	
A	0- 20	8,1	6,4	—	1,1	6,8
	20- 40	7,9	6,4	10	1,4	9,0
	40- 60	8,1	5,6	9,4	0,8	10,9
	60- 80	7,4	4,9	8,1	2,6	13,1
	80-100	8,4	5,4	10,4	0,9	11,3
B	0- 20	7,6	6,9	8,1	2,0	0,8
	20- 40	7,6	6,3	—	1,9	5,4
	40- 60	6,9	6,1	8,2	1,8	11,0
	60- 80	6,7	3,7	11,0	3,6	11,2
	80-100	7,1	3,5	5,9	1,7	19,1
C	0- 20	7,4	6,4	10,3	1,8	9,0
	20- 40	7,9	4,3	10,5	1,9	13,6
	40- 60	7,2	5,6	9,4	1,6	6,1
	60- 80	7,3	7,9	9,5	2,5	8,3
	80-100	7,6	7,6	8,5	3,2	8,8
D	0- 20	7,5	7,5	10,2	5,2	1,9
	20- 40	7,6	7,1	8,8	3,7	5,0
	40- 60	7,1	3,7	6,6	3,2	22,6
	60- 80	7,0	3,8	4,9	2,4	18,3
	80-100	7,1	4,0	6,1	2,5	17,0

Le rapport chlorures/sulfates dans l'eau interstitielle est le plus souvent supérieur à celui de l'eau de mer (7,14), mais sauf dans le profil D, et en profondeur, il s'en écarte peu. La submersion par l'eau salée proche de l'eau de mer est en effet régulière.

Dans l'extrait aqueux du sol séché, par contre, ce rapport est beaucoup plus faible, car les sulfates proviennent alors surtout de l'oxydation de sulfures. L'accumulation de ces derniers, qui proviennent de la réduction des sulfates, n'a pu se faire que par un apport continu de solution de composition voisine de celle de l'eau interstitielle des sédiments.

Les quantités de soufre total accumulées sous végétation d'*Avicennia* sont globalement plus faibles que sous *Rhizophora*. De même, en Gambie, THORNTON *et al* (1965) signalent des teneurs plus faibles sous *Avicennia* et jeune formation de *Rhizophora* que dans les mangroves anciennes.

En effet, comme cela a été mentionné plus haut, la disponibilité en matière organique joue un rôle important, et l'on sait que le système racinaire des *Rhizophora* est incomparablement plus dense et profond que celui des *Avicennia*. L'accumulation du soufre sous forme réduite est donc liée au type de végétation qui couvre le sol, du moins dans le cas où l'une ou l'autre de ces formations est pionnière.

Dans les vases et mangroves récentes, il existe semble-t-il des relations entre les

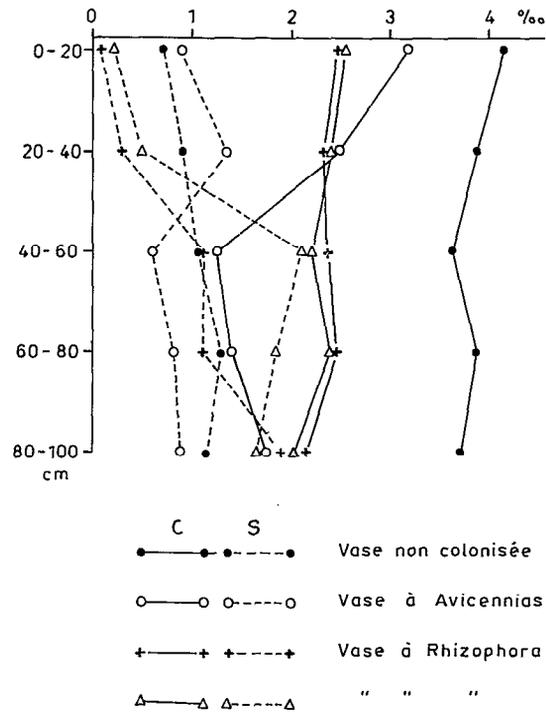


Fig. 48. — Teneurs en carbone et soufre totaux dans les vases récentes.

teneurs en matière organique et en soufre total, mais elles varient suivant le type de matière organique, d'origine planctonique ou végétale (fig. 48). (tableau XII de l'annexe II).

Dans le chapitre III, à propos de l'étude du régime de submersion par les marées, il a été montré que la succession habituelle dans le sens d'une évolution croissante est *Rhizophora*/*Avicennia*, *Avicennia* succédant à *Rhizophora*. La répartition du soufre, en particulier en profondeur, est donc marquée pendant un certain temps au moins, par les *Rhizophora*.

Il y a donc deux possibilités dans le cas d'une formation à *Avicennia* :

- ou bien cette végétation est pionnière et on ne constate qu'une faible accumulation de sulfures. C'est notamment le cas en Guyane et en Surinam (PONS, 1963),
- ou bien cette végétation est secondaire et la répartition des sulfures ressemble à celle de la formation à *Rhizophora*.

Il est ainsi possible de reconstituer schématiquement les étapes successives de la mise en place et de la colonisation des sédiments à mangrove (fig. 49).

Si les bancs vaseux ont une forme assez régulière, leur surface n'est pas uniforme ; au reflux, l'eau de la marée se concentre et creuse des rigoles sur le banc.

Quand les *Avicennia* viennent s'y fixer, ils occupent préférentiellement les zones planes entre les rigoles et couvrent rapidement la totalité du banc (Stade 2).

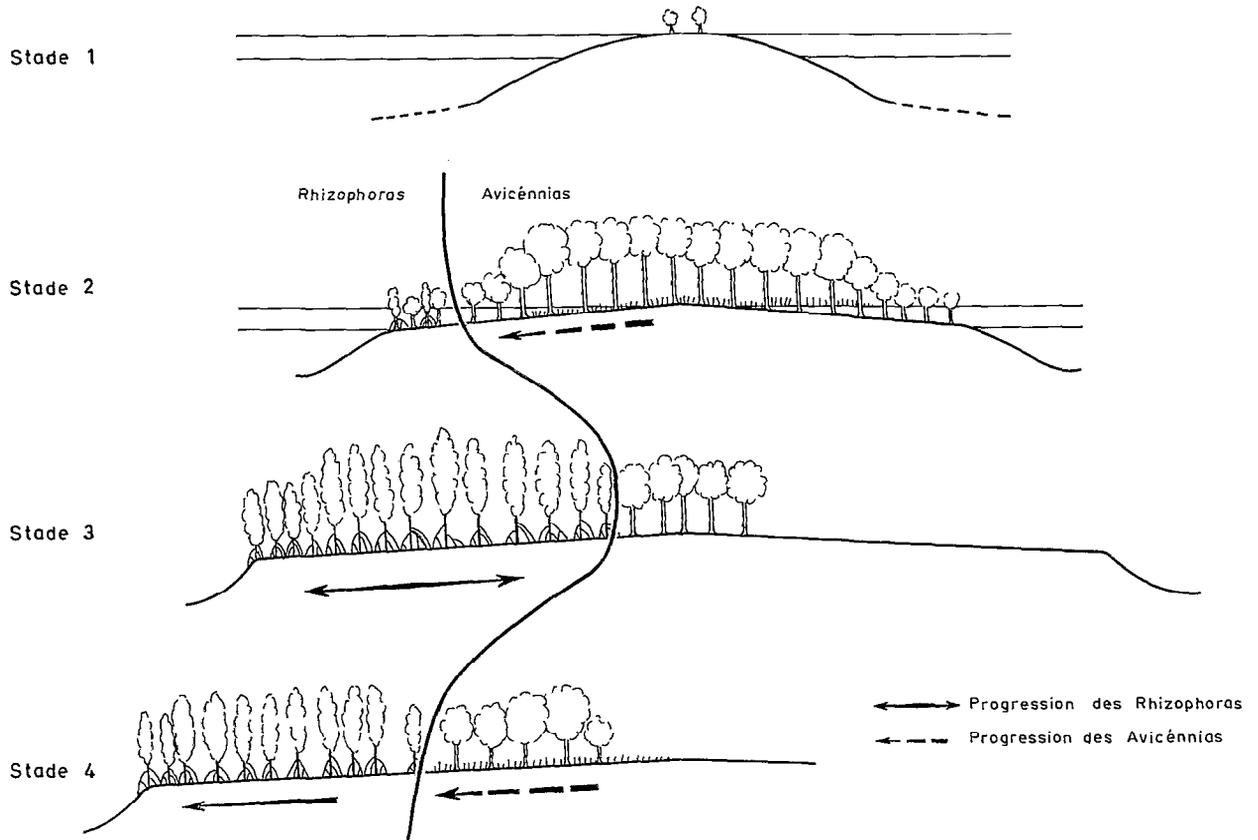
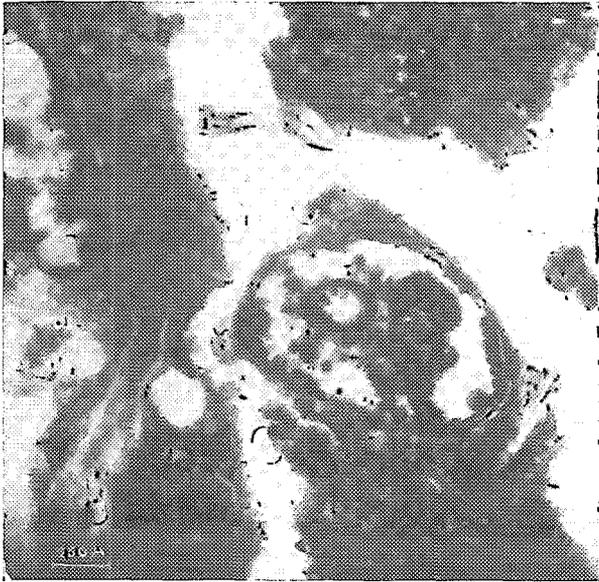


Fig. 49. -- Schéma de la succession des palétuviers.

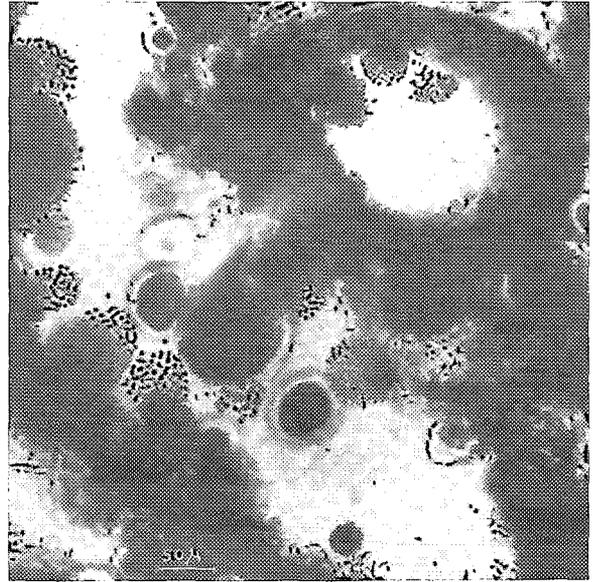
Ultérieurement, ou parfois en même temps que les *Avicennia*, des *Rhizophora* s'installent le long des rigoles, en progressant vers le centre du banc. Ils concurrencent rapidement les *Avicennia*, qui sont progressivement étouffés, étant arbres de lumière. Une des espèces de *Rhizophora*, le *Rhizophora harrisonii*, joue à ce stade un rôle important en étouffant les *Avicennia* grâce à ses racines échasses aux multiples arceaux. De nombreux pneumatophores, traces des *Avicennia*, persistent longtemps après l'occupation par les *Rhizophora* (Stade 3).

Le banc sédimentaire continuant à progresser à sa périphérie, le peuplement à *Rhizophora* se développe dans deux directions, tant à l'extérieur qu'à l'intérieur, pour ne constituer finalement qu'une vaste formation à dominance de *Rhizophora mangle*, les autres espèces étant moins denses.

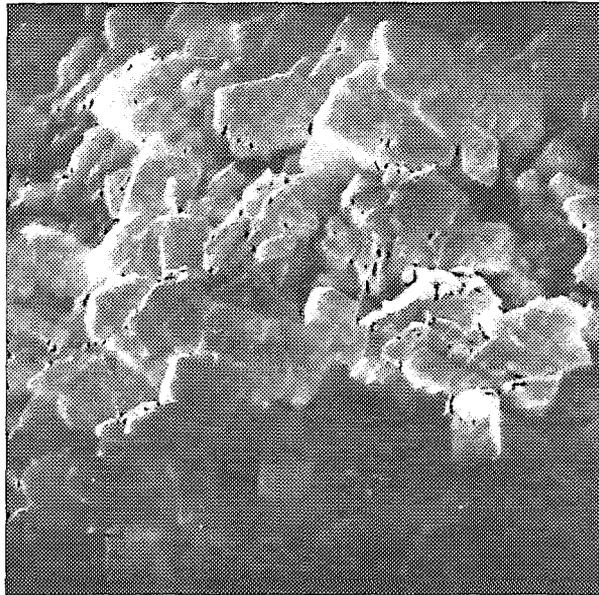
Au fur et à mesure que le banc s'étend, la limite interne des marées recule, et les nouvelles conditions offertes aux palétuviers provoquent le recul des *Rhizophora* au profit des *Avicennia*, plus résistants au sel et à la sécheresse. Ainsi se forme une séquence analogue à celle de Balingore. La nature du substrat, vaseux ou sableux, ne semble pas être un facteur important, contrairement à ce qu'écrit SCHNELL (1967) (Stade 4).



A



B



C

La pyrite et la jarosite dans les sols de Mangrove.

Photo A: coupe transversale d'une radicelle de *Rhizophora*, envahissement des cavités tubulaires par des glomérules de pyrite (profil II; L.N.; X 33); — *photo B*: agrandissement de la photo A, détail des glomérules sphériques (L.N.; X 165); — *photo C*: jarosite bien cristallisée dans un sol du tanne (profil VII) (cliché au microscope à balayage; X 6.400).

PLANCHE VI



La fragmentation des quartz.

Photo A: grain de quartz diaclasé dans une matrice fragmentée par la cristallisation de la glace (L.P.; X 33). (Profil IV).

A

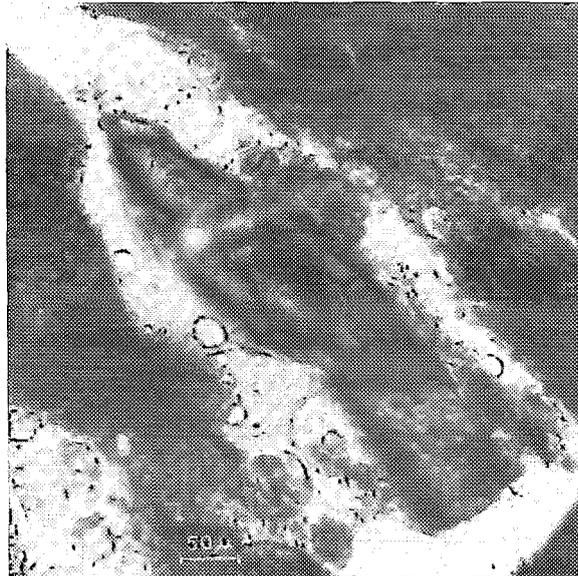


Photo B: agrandissement de la photo A, détail des lignes de fracture du quartz (L.P.; X 165).

B

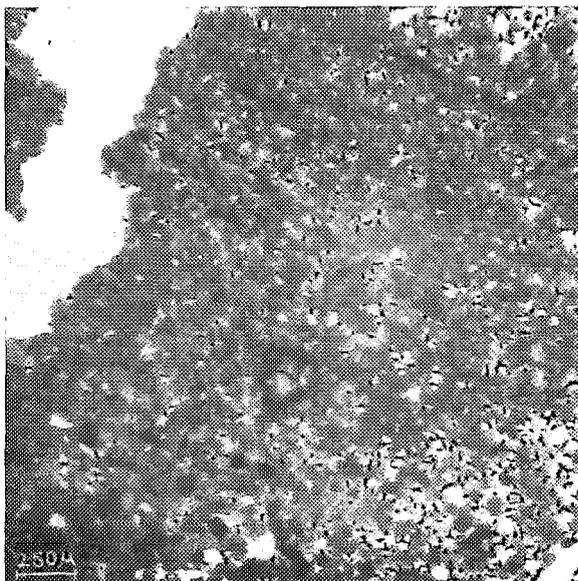


Photo C: grain de quartz en voie d'éclatement au sein d'une matrice envahie par la jarosite. (Profil VII; L.P.; X 33).

C

La pyrite bien cristallisée est aisément reconnaissable, mais dans les sédiments et les sols de mangrove elle est généralement en si petits cristaux qu'il est rare de l'observer. Elle est cependant souvent agglomérée en sphérules framboïdaux (PONS, 1970 - RICKARD, 1972) et peut être identifiée, soit sur des préparations de sol, soit en lames minces, au microscope. L'observation montre alors qu'elle se concentre préférentiellement au voisinage des amas organiques, très souvent à l'intérieur ou au voisinage des racines. La planche V (A et B) reproduit une coupe transversale de racine de *Rhizophora* issue d'une lame mince du profil II de Balingore. En lumière naturelle, les amas de pyrite sont particulièrement nets.

La pyrite semble donc être la forme stable d'accumulation du soufre dans les sols de mangroves et c'est à partir du stock ainsi constitué en conditions d'engorgement permanent que vont se développer les transformations aboutissant à la répartition du soufre en différentes formes plus ou moins solubles et mobiles, variables suivant le degré d'évolution des sols.

CONCLUSIONS

Dans le sol de mangrove récent toutes les conditions nécessaires se trouvent réunies pour que s'accumulent les sulfures de fer et la pyrite, qui se concentre préférentiellement au sein des couches organiques, notamment des racines. C'est donc un sol riche en matières organiques et en pyrite, engorgé par l'eau et réduit, au pH voisin de la neutralité, qui est soumis à une pédogenèse ultérieure.

La nature instable de certaines formes du soufre, dès que sont un tant soit peu perturbées les conditions physico-chimiques du milieu naturel, imposent que des précautions particulières soient prises et que des techniques spéciales soient employées.

La *lyophilisation* des échantillons riches en eau semble un moyen sûr de conservation, qui permet un échantillonnage correct, tant pour les différents dosages que pour la réalisation d'expérimentations. L'absence de transformations importantes dues à ce procédé, a été contrôlée par la mesure du pH des échantillons lyophilisés réhumectés (VIEILLEFON, 1971-b). Les résultats ont montré que si le pH est un peu plus acide que in situ, il est nettement plus élevé, dans la plupart des cas, que celui qui est mesuré, après extraction, dans la solution du sol.

Les différences constatées, d'une part entre les séries de prélèvements effectués à des époques différentes du cycle annuel, d'autre part entre les techniques de préparation et d'extraction, posent le problème de formes du soufre plus ou moins labiles, en partie altérées par les traitements, mais surtout transformées au cours du cycle annuel, dans lesquelles la matière organique semble jouer un rôle.

C'est surtout dans la partie *lanne* de la séquence que peut être observée l'augmentation des sulfates et la diminution du soufre élémentaire au cours de la saison sèche. L'augmentation des sulfates se prolonge au début de l'hivernage, avant que les pluies aient pu opérer un lessivage.

En saison sèche les domaines où s'accumulent respectivement pyrite et jarosite sont nettement séparés, alors qu'en hivernage, il y a superposition.

L'étude de la répartition de diverses formes réduites et oxydées du soufre prouve qu'au cours de l'évolution naturelle d'un sol de mangrove, les sulfures, notamment la pyrite, qui représentent l'essentiel du stock réduit, disparaissent progressivement, tandis

que s'opère un transfert vers des formes oxydées d'abord solubles, puis surtout insolubles, comme la jarosite. Cette dernière ne représente qu'une étape dans les transformations du soufre, car elle tend ensuite à disparaître.

Cependant, la diminution de la pyrite s'accompagne d'une diminution du soufre total, car les quantités de sulfates solubles ou insolubles produits par son oxydation *ne compensent pas* la pyrite disparue. Le passage à des formes solubles (sulfates) susceptibles d'être entraînées par les pluies de l'hivernage pourrait rendre compte de cette diminution. Or, le centre du tanne, qui représente le pôle oxydant dans la séquence, ne possède pas d'exutoire étant donnée sa morphologie.

Ce n'est donc que par un transit à travers les couches profondes du sol, et de là vers le marigot que pourrait s'expliquer cette disparition. Mais alors il faudra tenir compte du fait que les sulfates produits, ou les autres composés intermédiaires solubles de l'oxydation, vont se trouver entraînés *de la zone oxydante vers la zone réductrice*, et risquent d'y être transformés.

Transformations des formes réduites du soufre au cours de l'oxydation

I. GÉNÉRALITÉS. LES FACTEURS DE L'OXYDATION

L'oxydation des sulfures de fer, et de la pyrite en particulier, a été très étudiée dans les dernières décades, tant au laboratoire qu'à la faveur d'expérimentations dans des polders.

Dès les premières études en région tempérée (WIKLANDER *et al*, 1950 - QUISPÉL *et al*, 1952 - HARMSÉN, 1954), il a été admis que l'oxydation des sulfures peut se produire selon deux processus, l'un purement chimique, l'autre avec intervention de microorganismes.

Le processus chimique se déroulerait en deux temps. Le premier permettrait de passer du sulfure, où le soufre possède le degré d'oxydation -2 , au soufre élémentaire et le second, du soufre élémentaire au sulfate, où le soufre possède le degré d'oxydation $+6$. La cinétique de ces deux processus serait différente et liée à la solubilité et la surface spécifique des sulfures, ce qui a été effectivement prouvé pour le monosulfure FeS .

La transformation du soufre en sulfate passerait par une série d'intermédiaires de degrés d'oxydation inférieurs à celui du sulfate, mais qui n'ont été que rarement identifiés (GRANGER *et al*, 1969).

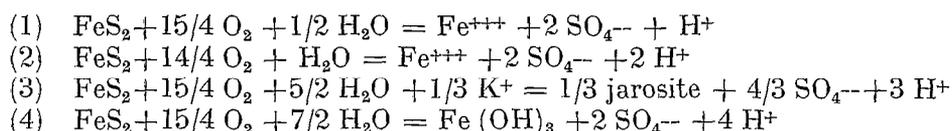
L'oxydation par l'intermédiaire des bactéries sulfooxydantes, parmi lesquelles les Thiobacilles semblent les plus efficaces et les plus répandus dans les sols, serait semblable à une *catalyse* de la réaction chimique. Certains pensent que les bactéries n'interviennent que pour l'oxydation purement chimique de la pyrite (WIKLANDER *et al*, 1950 - VAN BREEMEN, 1972), tandis que d'autres estiment que les bactéries favorisent aussi l'attaque de la pyrite (RASMUSSEN, 1961) (1).

(1) De très nombreuses références peuvent être trouvées dans les comptes rendus d'un important Symposium sur le soufre en agriculture, publié dans le volume 101, n° 4 de Soil Science (Baltimore, U.S.A.).

Des essais sur des matériaux stérilisés ou non, ou inoculés, ont toujours montré une accélération du processus par l'action des bactéries. Cependant, les plus actives (*Thiobacillus thiooxydans*) préfèrent un milieu acide, dont le pH ne soit pas supérieur à 3,5 ou 4 (BLOOMFIELD, 1972), ce qui n'est pas habituel dans les sols réduits. Une première oxydation, indépendante de ces bactéries, devrait donc permettre l'abaissement du pH. BLOOMFIELD suggère l'action d'un autre Thiobacille, *Th. ferrooxydans* (DUNCAN *et al.*, 1967), qui oxyderait le fer provenant de la pyrite. Dans la mesure où, en conditions acides, le fer ferrique réagit sur la pyrite, le processus se trouverait ainsi entretenu.

Les premiers produits de l'oxydation de la pyrite seraient donc fer ferreux et soufre élémentaire, ce que HARMSSEN (1954) nomme une « dégradation oxydative ». Ensuite, le fer ferreux est oxydé en fer ferrique et le soufre en sulfates, et le milieu s'acidifie.

VAN BREEMEN propose 4 possibilités de degré d'acidification croissant selon les réactions suivantes :



Il apparaît que l'intensité de l'acidification est gouvernée par le devenir du fer qui, s'il est entièrement oxydé et les complexes hydrolysés, produit la plus forte acidité (réaction 4). La jarosite représente ainsi un stade intermédiaire.

De nombreuses expériences d'oxydation au laboratoire, à partir d'échantillons de sols de pays tempérés (HARMSSEN, 1954 - RASMUSSEN, 1961) ou de sols de mangrove (HART, 1962-1963), montrent que la production de sulfates, qui représentent le produit final de l'oxydation, se fait selon une progression logarithmique, ou, ce qui revient au même, que la diminution de la pyrite dans un échantillon en voie d'oxydation suit une courbe en forme de S, la décroissance étant d'abord rapide, après un temps de latence relativement court, puis progressivement ralentie jusqu'à disparition complète.

Plusieurs auteurs interprètent cette variation de vitesse par l'existence probable de produits moins bien cristallisés, ou issus de la désagrégation primaire des pyrites, qui seraient oxydés plus rapidement que la pyrite bien cristallisée. Après de nombreux essais, RASMUSSEN conclut d'ailleurs que l'oxydation de la pyrite se fait vraisemblablement en deux temps, le premier étant une simple désagrégation ou démolition de la pyrite, et le second la véritable oxydation. Cet auteur base son argumentation sur le fait qu'il a dosé, non seulement les sulfates produits, mais aussi, par roentgenographie, les pyrites restant dans l'échantillon. Or, il a observé, en cours d'expériences d'incubation, que la pyrite cristallisée diminue avant que ne se produise l'augmentation des sulfates.

Les facteurs de l'oxydation

Les conditions de l'expérience, de même que la nature et les propriétés du matériau, peuvent avoir une influence notable sur la vitesse des réactions ainsi que sur la nature des produits obtenus. Les facteurs de l'oxydation des pyrites sont en effet variés.

Tout d'abord, le *potential redox* doit être assez élevé et le flux d'oxygène suffisant. RASMUSSEN a calculé que dans un sol dont la porosité pour l'air est de 50 % en volume, l'air du sol doit se renouveler 90 fois pour l'oxydation de 1 % de pyrite. Il en conclut que l'intensité du drainage est un facteur important pour l'acidification, en même temps que la structure du sol.

L'importance de *la teneur en eau* de l'échantillon a été aussi soulignée, le séchage entraînant l'arrêt de l'oxydation. Cependant, dans les gammes d'humidité observées dans les sols suffisamment drainés, l'oxydation doit pouvoir se produire aisément.

La vitesse d'oxydation est aussi influencée par *la taille des particules* et par leur surface. HART (1963) s'appuie d'ailleurs sur cette diminution progressive de la taille des particules de pyrite au cours de l'oxydation pour expliquer la forme logarithmique de la courbe des sulfates produits.

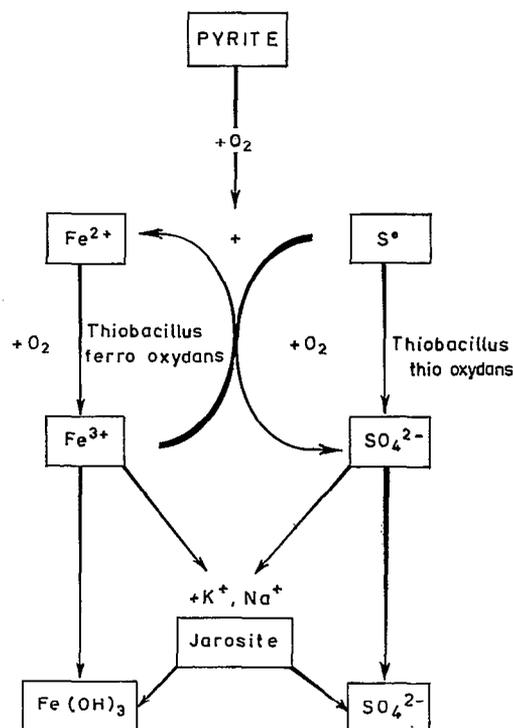


Fig. 50. — Schéma des voies d'oxydation de la pyrite.

L'action du pH lui-même a été particulièrement étudiée. Si une certaine acidification accélère les processus de dégradation des pyrites (action du fer ferrique) et d'oxydation du soufre (action des Thiobacilles), RASMUSSEN a montré que dans un milieu trop acide, de pH inférieur ou égal à 2, le processus d'oxydation se trouve très ralenti. Lors de l'oxydation à l'air, le pH atteint rapidement cette valeur alors qu'une faible proportion seulement de la pyrite est oxydée.

On verra que lorsqu'il est particulièrement bas (inférieur ou égal à 3) le pH mesuré après séchage montre une relative constance pour une gamme étendue de teneurs en pyrite.

La température, aussi, a une action importante. Confirmant les résultats antérieurs RASMUSSEN montre que la vitesse de décomposition de la pyrite est multipliée par 3 ou par 5, quand la température passe respectivement, de 3° C à 13° C et 23° C. Enfin, la teneur en chlorures, exprimée en ClNa, ne doit pas dépasser 10 % (KELLER, 1969).

En résumé, l'oxydation des sulfures de fer des sols, que l'on peut représenter schématiquement par la figure 50, est sous la dépendance étroite d'un certain nombre de facteurs. En particulier, l'évolution de l'humidité et du pH semble avoir des effets déterminants, et l'action de la dessiccation, comme celle de pH trop bas ou trop élevés, s'apparente à ce que l'on observe dans les échantillons stérilisés.

II. LES MÉCANISMES DE L'OXYDATION DANS LES SOLS DE MANGROVE

A. ROLE DES MICROORGANISMES DANS L'OXYDATION DES FORMES RÉDUITES DANS LA SÉQUENCE DE BALINGORE

La sulfo-oxydation bactérienne a été étudiée sur différents sols de la séquence de Balingore (BALDENSPERGER, 1969). Cette étude a apporté les résultats suivants :

1. Mise en évidence de l'action des microorganismes sur l'oxydation des sulfures, la production de sulfates et le pH

En incubant parallèlement des échantillons témoins, à leur humidité naturelle, et des échantillons traités par un inhibiteur de croissance des microorganismes, l'azoture de sodium NaN_3 , BALDENSPERGER a montré qu'en absence d'azoture l'incubation produit une baisse sensible du pH, d'autant plus forte que le milieu est plus riche en soufre sous forme réduite. En même temps les sulfates sont produits en grandes quantités tandis que le soufre élémentaire disparaît rapidement.

Par contre, quand l'échantillon est traité à l'azoture, c'est d'abord une accumulation de soufre élémentaire que l'on observe sans abaissement notable du pH, suivie ensuite de sa rapide oxydation, lorsque l'azoture s'est décomposé, probablement sous l'influence d'actions enzymatiques.

Il est ainsi vérifié que l'oxydation des sulfures du sol de mangrove se produit en *deux temps*. Dans le premier, qui semble purement chimique, il y a production de soufre élémentaire, et dans le second, les microorganismes oxydent le soufre en sulfates. En réalité, ces deux phases ont lieu quasi simultanément.

2. Action du pH

A notre connaissance, il n'y a pas eu d'expériences réalisées à différents pH de départ, mais il a été remarqué que le pH a une influence sur la *croissance* des bactéries sulfo-oxydantes. Cette dernière est en effet notablement freinée lorsque le pH s'abaisse au-dessous de 3. Dans une expérience, le nombre de bactéries passe ainsi de $10^{5,5}$ par millilitre à pH 3, à $10^{3,2}$ à pH 2,5.

3. Action des apports de substrats soufrés

Dans une première étude, l'action du thiosulfate a été mise en évidence, le soufre en fleur ne donnant pas de réponse nette. La limite inférieure de teneur en soufre élémentaire nécessaire pour le démarrage de la croissance des bactéries sulfo-oxydantes étant fixée à 0,1‰ de S (LI *et al.*, 1966), il est probable que les quantités existant à l'origine dans le sol de mangrove sont largement suffisantes.

Cependant, lors d'expériences plus récentes (BALDENSPERGER, 1972), cet auteur a montré que le soufre sublimé additionné de Tween 80 (*) donne une bonne réponse, proportionnelle à ce qu'il nomme la « capacité de sulfo-oxydation » du sol.

4. Nature des microorganismes présents

Ces études ont conclu à la présence certaine dans les tannes de souches de Thiobacilles se rapportant à l'espèce *Thiobacillus denitrificans*.

Il est probable que ce n'est pas la seule espèce dans ce biotope et que *Thiobacillus thioxydans* et *Th. ferrooxydans* s'y trouvent aussi, mais ils n'ont pu être identifiés à ce jour, bien que le milieu leur soit favorable, du point de vue physico-chimique.

L'étude microbiologique de la sulfo-oxydation, comme d'ailleurs celle de la sulfato-réduction (chapitre V), prouve que le milieu des mangroves et des tannes est particulièrement riche en bactéries du cycle du soufre, comme le laissent penser ses caractéristiques physico-chimiques de Eh et de pH. L'activité biologique joue donc un rôle de premier plan au cours des transformations qui affectent les formes du soufre dans la séquence mangrove-tanne.

B. ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE L'OXYDATION

Le séchage des sols selon diverses procédures (à l'air à la température ambiante, à l'étuve), et l'incubation à l'humidité « au champ » ont été souvent employés pour évaluer les risques d'acidification des terres proposées à l'aménagement (VAN BEERS, 1962). Le séchage à l'air serait plus acidifiant que la conservation à l'humidité initiale.

Cependant, les expériences rapportées montrent que la vitesse de l'acidification est très variable suivant les sols, de même que varie le pH finalement obtenu.

1. Intensité de l'acidification au cours du séchage en fonction du développement de la végétation

Dans une première expérience portant sur des vases et des sols de mangrove récents le pH et le Eh ont été mesurés périodiquement (VIEILLEFON, 1969). Les courbes de la figure 51 montrent que la baisse du pH est d'autant plus forte et plus rapide que la mangrove est mieux développée.

L'augmentation du potentiel redox est très rapide au début puis se stabilise. Les variations réciproques du pH et du Eh dans l'échantillon isolé du sol sont conformes aux données classiques.

2. Influence de l'humidité du sol

Dans une autre expérience portant sur deux échantillons similaires de sol de mangrove, constitués par un mélange de 0 à 40 cm du profil I, l'un soumis au séchage à l'air, l'autre maintenu à son humidité de départ, le pH montre des variations très voisines, s'abaissant aux environs de 3 au bout d'un mois, alors que la teneur en eau de l'échantillon en cours de séchage diminue considérablement.

* Le Tween 80, nom commercial du mono-oléate de polyoxyéthylène sorbitanne, est utilisé ici comme agent mouillant.

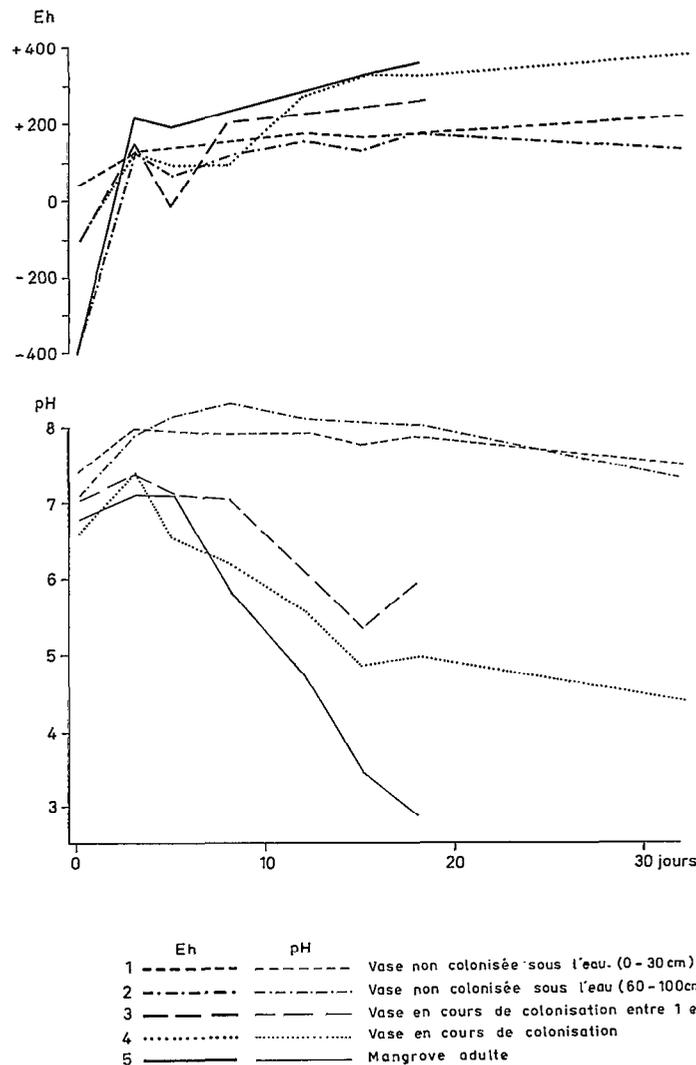


Fig. 51. — Variations du Eh et du pH au cours du séchage.

Un résultat similaire a été rapporté par RASMUSSEN (1961), dans des expériences d'incubation de sols littoraux du Danemark (fig. 52).

Ces deux expériences montrent que l'acidification ne semble freinée que lorsque la teneur en eau du sol s'abaisse au-dessous de 35 à 40 % par rapport au poids de sol sec. L'arrêt plus rapide du processus d'acidification dans le sol du Danemark semble dû à une moins forte rétention de l'eau causée par une moindre teneur en matière organique que le sol de mangrove.

De même, MOSER *et al* (1953) estiment que la teneur en eau doit être supérieure à 50 %, mais insistent également sur la durée de l'incubation, donc sur le facteur « temps ».

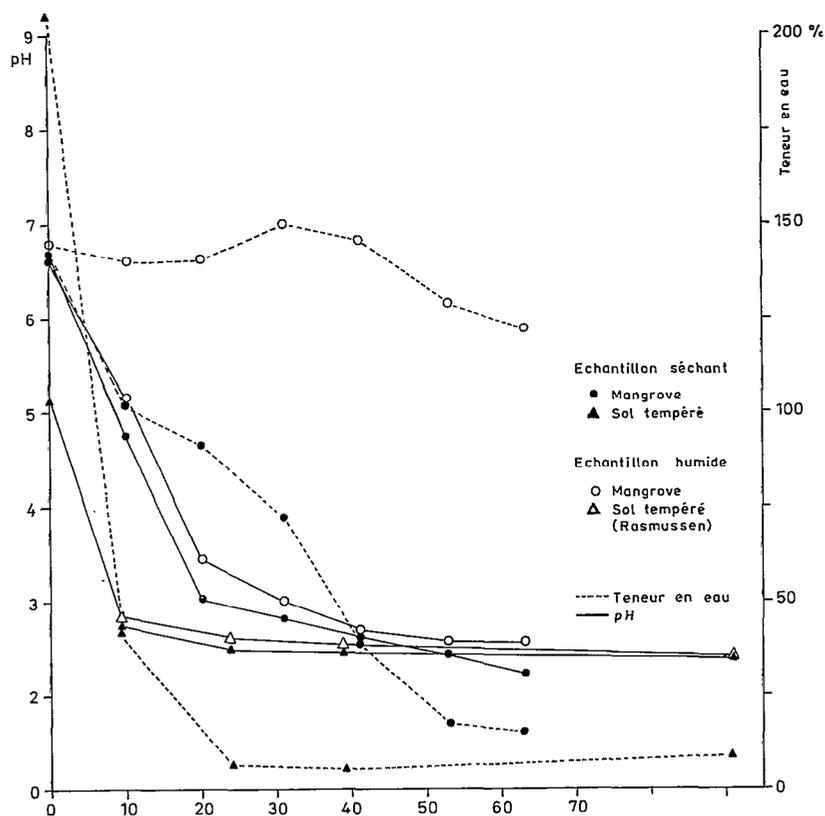


Fig. 52. — Baisse du pH au cours de l'incubation.

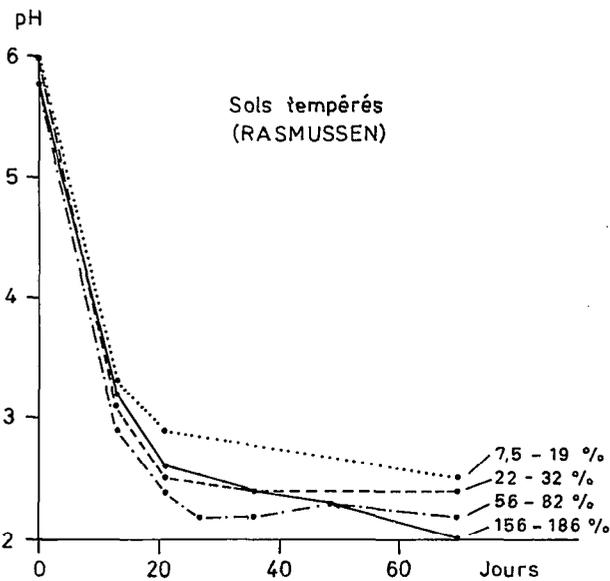


Fig. 53. — Baisse du pH en fonction de la teneur en eau.

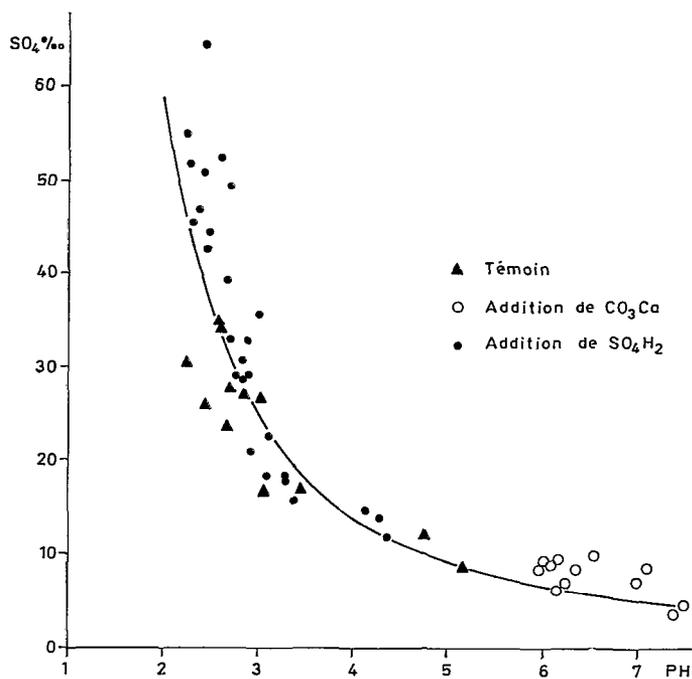
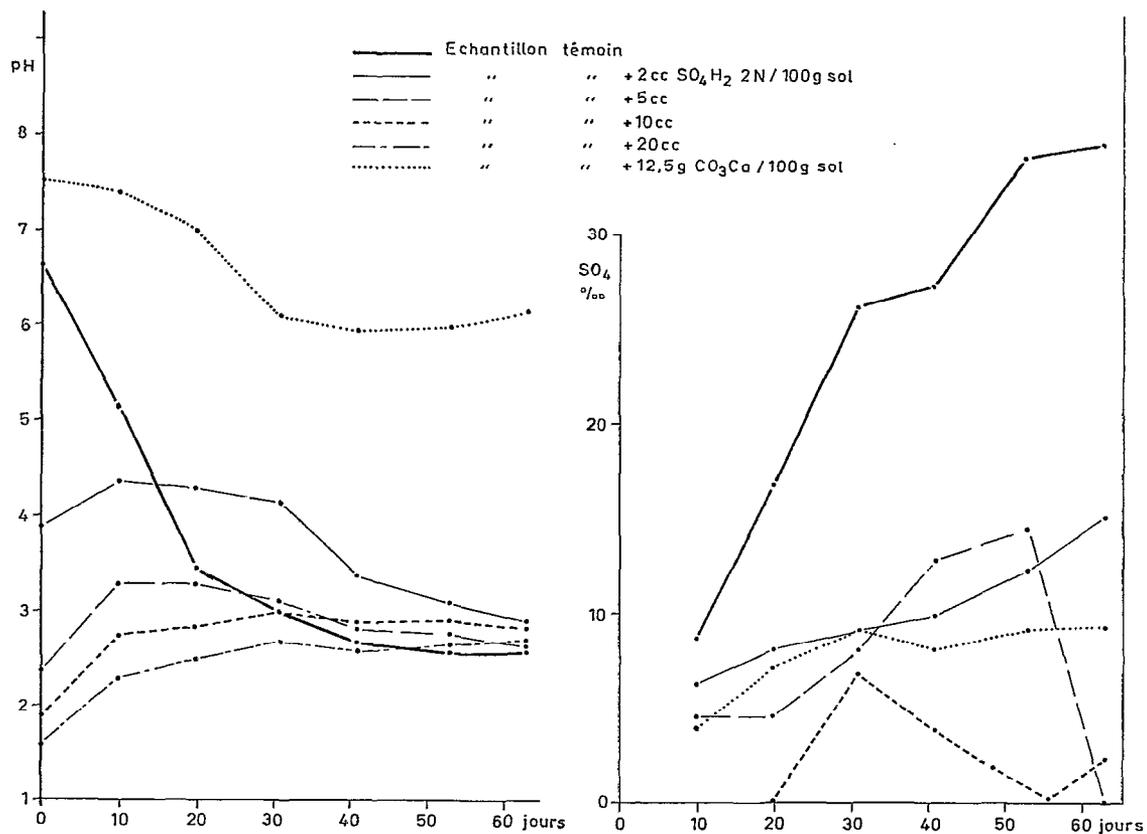


Fig. 54. — Évolution du pH et de la production de sulfates (après soustraction de SO₄ ajouté éventuellement) et corrélation pH-sulfates au cours des expériences d'oxydation (tous sulfates compris).

Des expériences d'incubation à différentes humidités au laboratoire de Microbiologie des sols de Dakar, ont confirmé que l'oxydation est freinée aux trop faibles, comme aux trop fortes humidités, et que la teneur en eau de 40 % par rapport au poids de sol (séché à l'étuve à 105°) est une humidité optimum (BALDENSPERGER, 1969).

Dans d'autres expériences, RASMUSSEN a étudié l'évolution du pH dans des échantillons maintenus à différents paliers d'humidité. Bien que ces derniers aient été choisis très variés, de 7,5 à 186 %, les courbes de variation du pH sont similaires (fig. 53). Dans tous les cas, la baisse est très forte au début et ne se poursuit ultérieurement que pour des humidités comprises entre 7,5 et 19 %, ou entre 156 et 186 %.

Ce même auteur a mis en évidence l'influence de l'humidité de l'atmosphère entourant l'échantillon ; celle-ci devrait être supérieure à 80 %, donc très élevée. Lorsque le sol est exposé à un courant d'air non saturé d'eau, il a en effet tendance à se dessécher rapidement.

Il semblerait donc que seule une dessiccation trop poussée s'opposerait à la baisse du pH. Or, dans une expérience réalisée avec le même sol de mangrove que précédemment, au cours de laquelle le sol a été maintenu à 3 niveaux d'humidité (25, 62 et 150 %) sous atmosphère saturée, la baisse du pH a été distincte. Elle a été maximum pour l'échantillon maintenu à 25 % d'eau par rapport au poids sec, et pratiquement insignifiante à 150 % d'eau (tableau XIII-A, annexe II).

Le domaine d'action de l'humidité des sols de mangrove sur le pH serait donc compris entre 25 et 150 % si le sol est admis à sécher à l'air, entre 25 et 60 % si l'atmosphère est saturée.

En rapprochant ces données des valeurs de la teneur en eau mesurées dans les divers profils de la séquence, il ressort que l'action des variations saisonnières d'humidité sera surtout sensible à partir du profil III.

3. Influence du pH de départ

Les premières expériences d'oxydation rapportées ont montré que la teneur en eau de l'échantillon a une influence sur le pH final d'un échantillon, après incubation. Mais les causes de l'arrêt rapide de l'oxydation lorsque l'échantillon peut sécher complètement, ou est au contraire maintenu à l'état saturé, n'ont pas été élucidées.

Afin de vérifier si le pH obtenu au bout d'un certain temps d'oxydation joue un rôle sur le processus même de l'oxydation, d'autres expériences portant sur le même échantillon de sol tiré du profil I, utilisé tel quel, ont été réalisées, en ajoutant à l'échantillon soit du calcaire finement pulvérisé (12,5 g pour 100 g de sol), afin de neutraliser les acides formés au cours de l'oxydation et maintenir le pH proche de la neutralité, soit des quantités croissantes d'acide sulfurique, respectivement 2,5, 10 et 20 cc de $\text{SO}_4\text{H}_2 \cdot 2\text{N}$ pour 100 g de sol humide, amenant le pH de départ à 3,9, 2,4, 1,9 et 1,6. Rappelons que le pH de départ de l'échantillon témoin est de 6,65 tandis qu'après addition de calcaire le pH de départ est de 7,55.

Alors que le pH de l'échantillon témoin subit une baisse rapide qui l'amène à pH 3 au bout de 30 jours, la baisse est beaucoup moins importante pour l'échantillon additionné de calcaire, et cesse au bout de 30 jours pour se stabiliser aux environs de 6. Il est probable que le calcaire n'est que lentement dissous et réagit donc avec quelque retard pour neutraliser l'acidité produite par l'oxydation de la pyrite.

Tous les échantillons ayant subi une addition d'acide sulfurique ont un pH qui commence par remonter, d'autant plus haut que le pH de départ était plus élevé, mais

cette remontée se prolonge d'autant plus, en s'atténuant, que le pH de départ était plus bas (fig. 54). Après cette remontée qui dure 10, 20 ou 30 jours selon que le pH de départ est 3,9, 2,4, 1,9 et 1,6, il y a stabilisation du pH. Au bout de 63 jours, tous les échantillons, hormis celui qui a reçu du calcaire, se trouvent entre pH 2,6 et pH 2,9.

Lors de chaque mesure du pH une fraction de 5 grammes de chaque échantillon a été prélevée pour l'extraction des sulfates par l'eau dans le rapport 1/10. La figure 54 comporte les courbes cumulatives de production de sulfates, après soustraction des apports initiaux d'acide sulfurique pour les échantillons préalablement acidifiés.

Dans l'échantillon témoin, la production est régulière jusqu'à 53 jours et semble s'affaiblir au-delà. Elle est plus rapidement freinée dans l'échantillon qui a reçu du calcaire, et se stabilise en même temps que le pH, au bout de 30 jours.

Les résultats donnés par les échantillons acidifiés sont révélateurs de l'influence du pH sur la production de sulfates, donc sur l'oxydation de la pyrite. En effet, dans l'échantillon le moins acidifié, dont le pH de départ est 3,9, la production de sulfates est freinée, et sa progression est nettement moins forte que dans l'échantillon témoin. Cet effet est plus accentué dans les autres et l'échantillon le plus acidifié, dont le pH reste constamment inférieur à 3, ne produit pas de sulfates. Les niveaux intermédiaires montrent un retard dans la production de sulfates au début, ainsi qu'un freinage rapide ultérieur.

Si le pH de départ est inférieur à 3, il faut attendre que des échanges avec le complexe du sol, mettant en œuvre son pouvoir tampon, permettent une remontée au-dessus de cette valeur, pour que l'oxydation se déroule. Ensuite, dès que la production d'acide, non neutralisée par le complexe, fait redescendre le pH, le processus est freiné.

Une corrélation très significative lie en effet le pH à la teneur en sulfates ($r = -0,926$) (fig. 54).

$$\text{pH} = -\log (\text{SO}_4^{--}) \times 5,87 + 0,49$$

Ces expériences montrent que l'oxydation de la pyrite contenue dans un sol de mangrove se produit assez rapidement, si le sol est assez humide, et tant que le pH n'est pas trop acide. Dans le cas contraire, le processus est notablement freiné, et ne peut se développer que si d'autres réactions, neutralisant ou immobilisant une partie de l'acidité produite, relèvent tant soit peu le pH.

De même, en présence de calcaire, le pH étant maintenu à 6, l'oxydation est très ralentie.

Dans des expériences similaires de longue durée, RASMUSSEN (1961) a montré que la pyrite ne diminue significativement (d'environ 50 pour 100 en un an) que si le pH de départ est légèrement acide.

Cependant, dans la plupart de ces expériences d'oxydation, il est fréquent que la diminution de la teneur en pyrite ne puisse être reliée à la production de sulfates. Il est donc possible que la production de sulfates ne soit pas simplement due à l'oxydation de la pyrite et que d'autres corps y participent, et que d'autre part, une partie des sulfates formés soient rapidement bloqués sous forme insoluble.

Il est donc nécessaire d'étudier l'influence des processus d'oxydation sur les transformations des diverses formes réduites et oxydées qui ont été séparées antérieurement.

III. ÉVOLUTION DES FORMES DU SOUFRE AU COURS DU SÉCHAGE ET DE L'AÉRATION

L'étude de la répartition de diverses formes du soufre qui ont été dosées a montré que les formes réduites décroissent tandis qu'augmentent les formes oxydées, mais aussi que les formes solubles sont influencées par les variations climatiques saisonnières.

Par ailleurs, les expériences d'oxydation indiquent bien que la production de formes oxydées se fait aux dépens d'une partie des formes réduites et que le phénomène est moins intensif lorsque l'échantillon est admis à sécher à l'air.

Dans le but de déterminer à partir de quelle forme réduite les sulfates sont produits, les mêmes dosages ont été appliqués à deux séries d'échantillons parallèles, l'une étant traitée à l'état frais ou lyophilisé, l'autre étant séchée à l'air.

A. COMPARAISON DES ÉCHANTILLONS FRAIS AUX ÉCHANTILLONS SÉCHÉS A L'AIR

Sur deux séries de prélèvements effectués en hivernage et en saison sèche, la quantité de sulfates produits lors du séchage à l'air a été mesurée par la différence entre la teneur en sulfates de l'extrait à 1/10 de l'échantillon séché et celle de la solution du sol de l'échantillon frais.

Cette quantité de soufre oxydé a été rapportée à une fraction globale qui a été appelée *soufre réduit facilement oxydable* (VIEILLEFON, 1971).

Ainsi 4 fractions ont été séparées, représentant respectivement :

- S₁ — les sulfates dosés dans la solution du sol
- S₂ — les sulfures solubles et le soufre élémentaire
- S₃ — le soufre réduit facilement oxydable
- S₄ — le soufre résiduel insoluble.

Cette étude a montré que la fraction S₃ qui, en hivernage, est grossièrement proportionnelle au soufre total dans l'ensemble des profils de la séquence, diminue proportionnellement à la fraction réduite totale.

Le séchage à l'air provoque donc l'oxydation d'une fraction du soufre sous forme réduite, et qui lui est proportionnelle.

Par contre, en saison sèche, elle diminue nettement et tend même à disparaître complètement dans le tanne, alors que les sulfates solubles augmentent nettement et que la fraction S₂ diminue.

En résumé, de la mangrove au tanne, à la diminution progressive du soufre total correspond une augmentation nette de la fraction S₁, une diminution rapide de la fraction S₂, une diminution parallèle à celle du soufre total pour la fraction S₃.

Enfin, la fraction S₄, après une diminution régulière du profil I au profil IV, remonte ensuite dans les horizons supérieurs du tanne. Or, la fraction S₄ n'a pas la même composition dans la mangrove et dans le tanne. En effet, si dans la mangrove, elle est principalement constituée de pyrite, dans les horizons supérieurs des tannes, elle est formée essentiellement de jarosite.

B. MISE EN ÉVIDENCE D'UNE FRACTION DU SOUFRE LIÉE A LA MATIÈRE ORGANIQUE INTERVENANT AU COURS DE L'OXYDATION

Il a déjà été noté que le soufre lié à la matière organique ne peut être directement dosé par les techniques chimiques classiques, et a été le plus souvent obtenu par différence, après extraction des formes minérales. Les essais effectués avec des solvants organiques, au cours de cette étude, n'ont pas donné de résultats reproductibles.

Cependant, comme la matière organique joue un rôle certain dans les processus d'accumulation des sulfures, il a été supposé qu'elle en joue également un au cours des processus d'oxydation in situ, au cours desquels il a été montré qu'intervenaient l'alternance climatique annuelle.

Comment évolue la matière organique au long de la séquence, et de quelle façon est-elle liée aux transformations du soufre ?

1. Évolution de la matière organique dans la séquence

Les teneurs en matière organique exposées au chapitre II, ne représentent que des approximations, car la méthode de dosage employée pour le carbone (méthode Anne) fait intervenir des réactions d'oxydation qui conduisent à des teneurs en carbone organique parfois surestimées.

La méthode de dosage par voie sèche, selon le principe de la « grille à carbone », a donné de meilleurs résultats, car on peut admettre que le SO_2 qui est formé est complètement absorbé dans l'eau, avant l'absorption du CO_2 dans une solution de potasse.

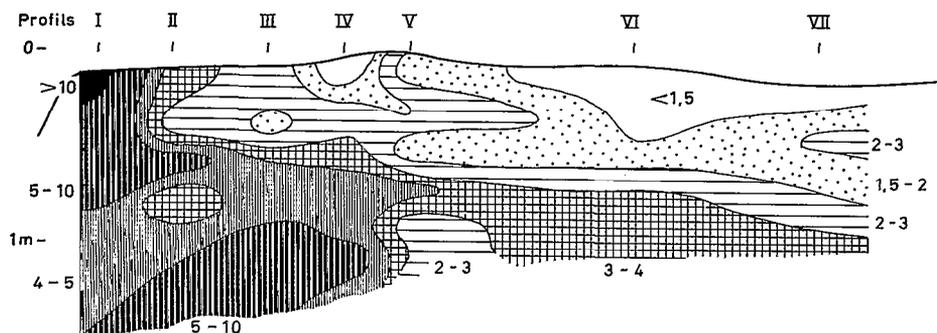


Fig. 55. — Teneur en matière organique dans la séquence (dosée par voie sèche). C ‰.

La figure 55 présente la répartition de la matière organique dans la séquence, pour des échantillons prélevés en hivernage.

C'est dans les horizons supérieurs de la mangrove à *Rhizophora* qu'il y en a le plus, ce qu'indique l'examen morphologique. Cependant, les valeurs exprimées ici sont souvent sous-estimées, car les prélèvements n'ont pu être faits à proximité immédiate des arbres.

La diminution de la teneur en matière organique de la mangrove au tanne apparaît clairement. Elle intéresse surtout les horizons supérieurs. La végétation halophile du tanne n'amène pas de relèvement notable (tableau XIV, annexe II).

Pour une série d'échantillons lyophilisés, la matière organique grossière a été séparée par densimétrie et pesée. Les résultats montrent que la matière organique non incorporée au sol représente environ la moitié de la matière organique totale dans les sols des profils I à IV.

2. Relations entre la matière organique et certaines fractions du soufre

Dans la mangrove et les horizons profonds du tanne qui n'ont pas encore été atteints par le front d'oxydation, la teneur en soufre total, alors principalement constitué de formes réduites, est liée à la teneur en matière organique.

Cependant, cette liaison se trouve modifiée par le développement de processus d'oxydation, ce qui fait que l'on n'observe plus, dans la séquence, au moins à partir des profils II ou III, de liaison nette entre carbone organique et soufre total.

C'est donc avec les fractions intermédiaires dans les processus d'oxydation qu'il convient de rechercher une corrélation, soit avec la fraction non cristallisée qui proviendrait de la désagrégation des sulfures cristallisés, soit avec la fraction directement oxydable par séchage.

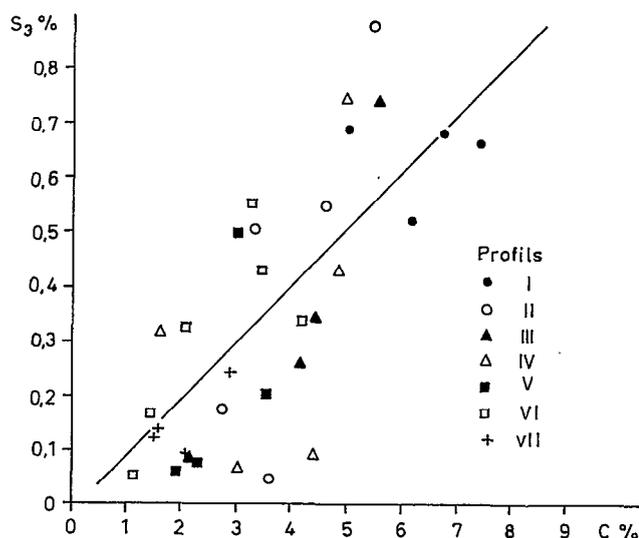


Fig. 56. — Relation entre la fraction oxydable par séchage à l'air (S_3) et le carbone organique.

Dans le premier cas, on a bien obtenu, tant sur échantillon lyophilisés que non lyophilisés, des relations très voisines entre les teneurs en carbone organique et les teneurs en soufre non extractible et non cristallisé (S_4 -Pyrite) :

$$S \text{ ‰} = 0,203 C \text{ ‰} + 0,452 \text{ (échantillons lyophilisés)}$$

$$S \text{ ‰} = 0,222 C \text{ ‰} + 0,357 \text{ (échantillons non lyophilisés)}$$

mais les coefficients de corrélation sont faibles (respectivement 0,418 et 0,570 pour 26 couples de mesures). Ce qui nous amène à étudier de plus près les relations entre le carbone organique et la fraction oxydée au cours du séchage.

La meilleure corrélation a été en effet obtenue entre la teneur en carbone et la fraction S_3 précédemment définie, comme la fraction oxydable en sulfates par séchage : $S_3 \% = 0,103 C \% - 0,014$ ($r = 0,673$) (fig. 56) (VIEILLEFON, 1971).

Il apparaît donc que des liaisons entre le soufre et la matière organique interviennent au cours des processus d'oxydation, notamment au cours de la dégradation des pyrites qui précède l'oxydation véritable des produits formés. Ce résultat essentiel a pu être vérifié directement.

C. MISE EN ÉVIDENCE DE LA FRACTION ORGANIQUE PAR ANALYSE THERMIQUE

1. Expérience de calcination à 350° C

Une expérience permet de mettre une nouvelle fois en évidence cette liaison entre une fraction réduite du soufre et la matière organique : des échantillons lyophilisés, desquels on a extrait les matières organiques grossières par un mélange alcool-bromoforme de densité 2, ont été chauffés au four à 350° C, pendant 6 heures (DE BOISSEZON, 1970), température à laquelle il est admis que la matière organique est détruite. Le soufre a été dosé au four à 1 000° avant et après chauffage, et la différence a été rapportée au soufre lié à la matière organique, la pyrite ne pouvant être décomposée à cette température de 350° C.

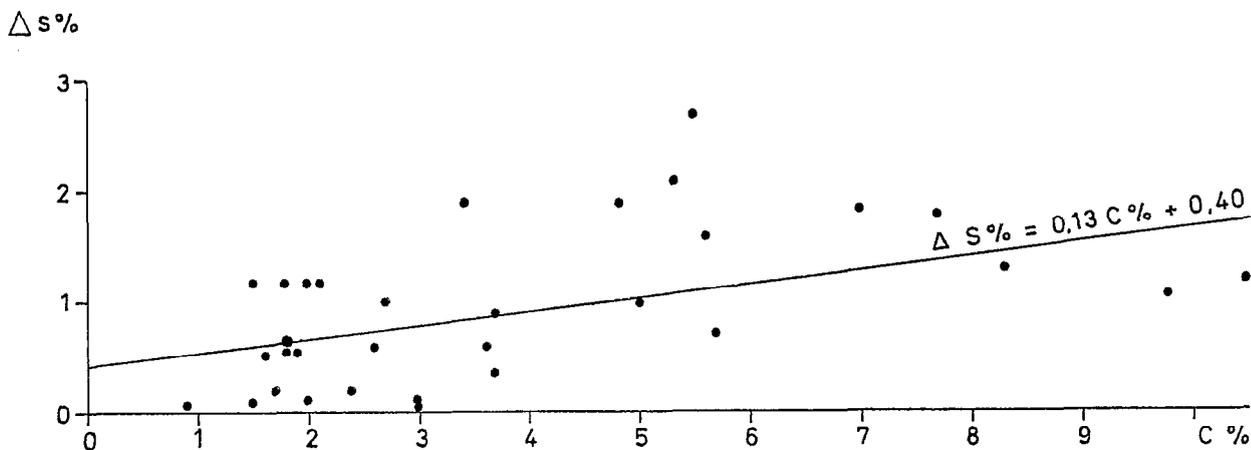


Fig. 57. — Relation entre le soufre oxydable à 350° et le carbone organique.

La corrélation obtenue après ce traitement (fig. 57) :

$$\Delta S \% = 0,13 \Delta C \% + 0,40 \quad (r = 0,531)$$

se situe entre celles qui lient à la teneur en carbone la fraction S_3 (S oxydable par séchage) et la fraction réduite non cristallisée (S_4 -S pyrite).

2. Analyse des gaz en continu

On doit à CHANTRET (1969) un dispositif de dosage simultané des gaz CO_2 et SO_2 , produits par la calcination à température croissante de matières renfermant du soufre et du carbone.

En couplant cette analyse des gaz en continu à l'analyse thermique différentielle, cet auteur a pu relier les accidents endothermiques et exothermiques de la courbe d'ATD à la décomposition de diverses formes du soufre, et notamment mettre en évidence le soufre lié à la matière organique lorsqu'il y a simultanément des dégagements de SO_2 et de CO_2 .

Ce dispositif apparaissait donc comme particulièrement bien adapté à la caractérisation d'une fraction de soufre liée à des composés organiques. La méthode a été appliquée à des échantillons du profil I, prélevés à la même profondeur (20-40 cm) et pour lesquels on a comparé l'effet de divers traitements : lyophilisation, extraction préalable des sulfures solubles et du soufre élémentaire, enfin séchage à l'air.

a. ACTION DU TRAITEMENT PAR HCl ET ACÉTONE.

Les courbes de l'échantillon traité (b) ne montre qu'un seul pic pour le CO_2 alors que celle de l'échantillon non traité (a) en comporte deux et un seul pic, nettement dédoublé, pour le SO_2 , dans la zone des températures moyennes correspondant à la décomposition de la pyrite (fig. 58). Le dégagement de SO_2 pour les températures inférieures, qui correspondrait au soufre élémentaire et au soufre lié à la matière organique, qui est nettement observable sur l'échantillon non traité, se trouve considérablement amoindri.

Le traitement considéré a donc pour effet d'extraire la presque totalité du soufre qui s'est décomposé entre 250° et 400° sur la courbe a.

b. ACTION DU SÉCHAGE A L'AIR.

L'échantillon séché à l'air (c) présente encore deux pics pour le CO_2 , mais de moindre amplitude que pour l'échantillon lyophilisé non traité. Par contre, on observe, sur la courbe du SO_2 , en même temps qu'un affaiblissement notable du pic correspondant à la décomposition de la pyrite, que les parts correspondant au soufre élémentaire, au soufre lié à la matière organique, ainsi que celle correspondant aux sulfates, augmentent.

Il est donc probable qu'au cours du séchage à l'air, une partie de la fraction réduite rapportée à la pyrite se transforme, notamment en soufre élémentaire et en sulfates, ainsi qu'en cette fraction non extractible par l'acétone, qui serait ainsi de nature organique (VIEILLEFON *et al*, 1973).

c. ACTION DES ALTERNANCES SAISONNIÈRES.

La comparaison des courbes obtenues pour des échantillons prélevés en hivernage (d) et en saison sèche (e) montre pareillement que l'oxydation qui se développe en saison sèche provoque une légère diminution, tant du soufre rapporté aux sulfures que de celui qui est lié à la matière organique au profit des fractions soufre élémentaire et sulfates.

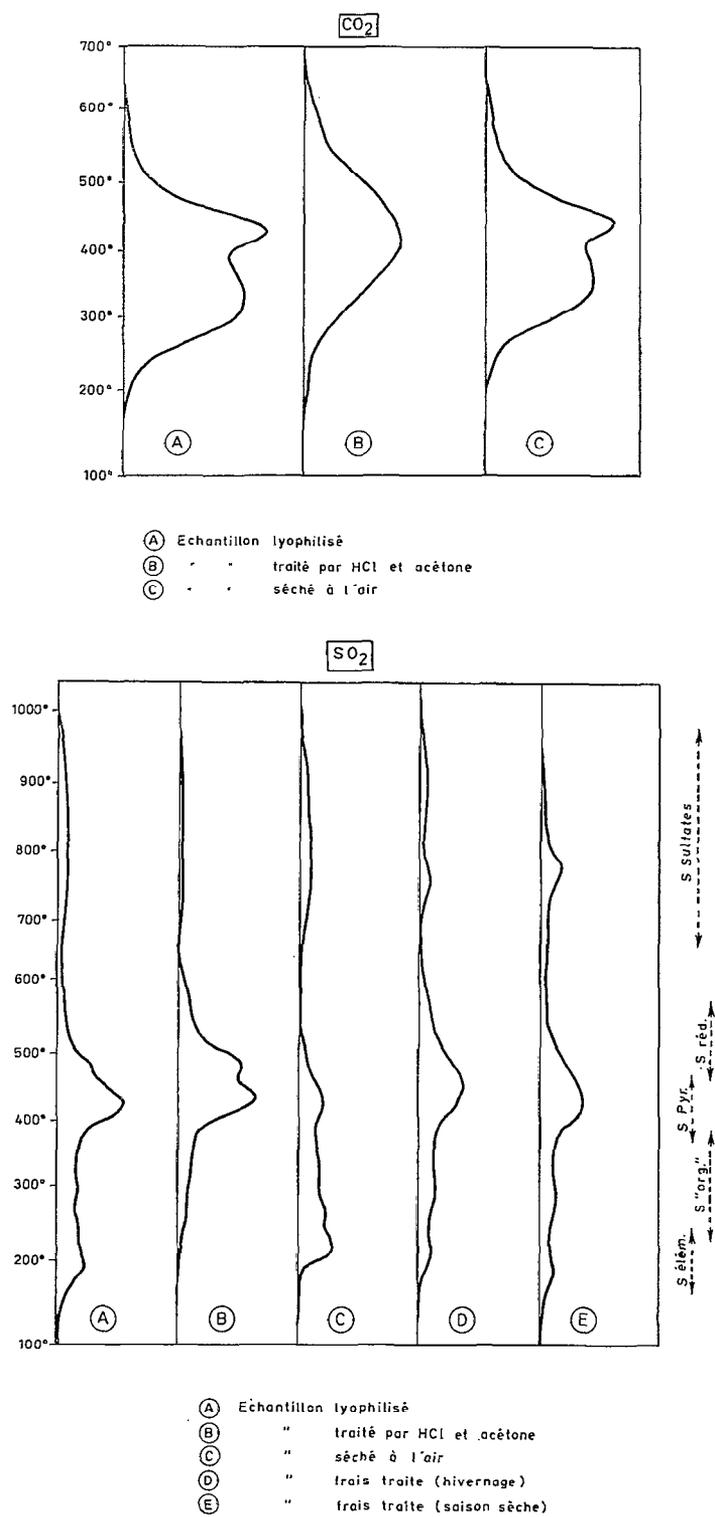


Fig. 58. — Dégagement du CO₂ et du SO₂ au cours de l'analyse thermique.

d. INTERPRÉTATION GÉNÉRALE.

L'existence d'un pic dédoublé dans la zone de décomposition des sulfures de fer permet d'avancer l'hypothèse selon laquelle le premier, qui disparaît presque entièrement par séchage, serait produit par la fraction réduite non cristallisée précédemment définie, le second correspondant plus exactement à la pyrite.

Il devient alors possible de distinguer 5 fractions de degré d'oxydation croissant :

- soufre de la pyrite (1),
- soufre de la fraction réduite non cristallisée (2),
- soufre lié à la matière organique (3),
- soufre élémentaire (4),
- soufre des sulfates (5).

La mesure des surfaces des plages correspondant à ces 5 fractions pour le même échantillon donne les résultats suivants (en S %) :

	Formes du soufre					
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	
a	1,35	0,50	1,05	0,60	0,80	éch. lyophilisé
b	1,10	1,05	0,40	0,10	0,10	éch. traité
c	0,90	0	1,20	0,80	1,30	éch. séché à l'air
d	... 1,55 ...		0,70	0,45	0,70	éch. d'hivernage
e	... 1,30 ...		0,65	0,65	0,90	éch. de saison sèche

Le traitement acide pour l'extraction des sulfures solubles et de l'hydrogène sulfuré semble avoir un effet sur la désagrégation de la pyrite. Cependant, l'augmentation relative de la fraction réduite (2,15 en b contre 1,85 en a) est probablement due à l'augmentation de la teneur en matière sèche de l'échantillon au cours du traitement, par suite de la destruction d'une partie de la matière organique et de la perte de la plus grande partie de l'eau d'imbibition.

L'extraction du soufre élémentaire entraîne, en même temps que la perte de cet élément, et d'une partie importante du soufre lié à la matière organique, celle de la plus grande partie des sulfates présents.

Le séchage à l'air provoque la disparition complète de la fraction non cristallisée et une importante production de sulfates, tandis que le soufre élémentaire augmente peu. L'augmentation assez faible de la fraction liée à la matière organique semble le résultat de deux processus opposés :

- le premier produisant la transformation de la fraction réduite non cristallisée en fraction liée à la matière organique, et qui se passe vraisemblablement au cours des premières phases du séchage, alors que l'échantillon est encore relativement humide.
- le second provoquant l'oxydation d'une partie de cette dernière fraction en soufre élémentaire, puis en sulfates.

Dans une expérience de séchage de courte durée BALDENSPERGER (1969) a également observé, dans un échantillon de sol de mangrove du profil I l'augmentation de 1,9 à 4,7 % du soufre qu'il rapporte à la matière organique.

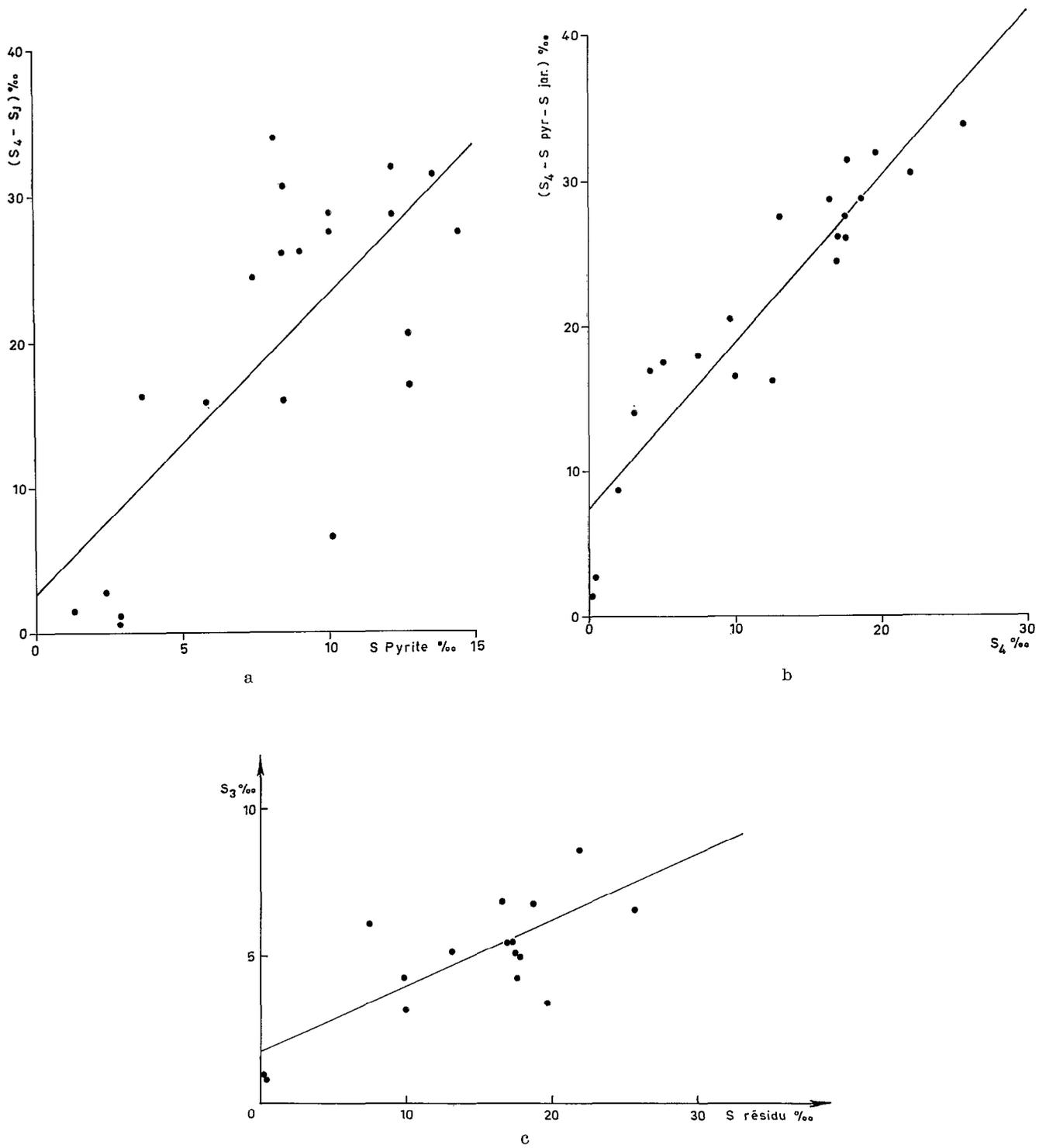


Fig. 59. — Relations entre différentes formes du soufre.

C'est vraisemblablement le même processus qui se produit naturellement, au cours des alternances saisonnières. En effet, la comparaison des échantillons d et e montre une légère diminution de la fraction réduite, la conservation de la fraction liée à la matière organique et l'augmentation nette des fractions soufre élémentaire et sulfates.

L'analyse des gaz produits au cours de la calcination prouve donc qu'il existe, dans les sols de mangrove en cours d'oxydation, une fraction relativement importante de soufre lié à la matière organique.

D. MISE EN ÉVIDENCE D'UN PROCESSUS ALTERNE DE DÉSAGRÉGATION ET D'OXYDATION DE LA PYRITE

1. Relation entre la fraction résiduelle insoluble (S_4) et les teneurs en pyrite et en jarosite

L'utilisation des rayons X a permis d'estimer les teneurs respectives en pyrite et en jarosite des sols de la séquence. Pour les échantillons contenant de la pyrite, il existe une corrélation significative ($r = 0,724$) entre S_4 (diminué de la teneur en jarosite s'il y a lieu) et la teneur en pyrite :

$$S_4 \text{ ‰} = S_{\text{pyr}} \text{ ‰} \times 2,05 + 2,46 \text{ (figure 59-a).}$$

La teneur en pyrite d'un échantillon est donc directement liée à la fraction qui n'est pas facilement oxydée par séchage à l'air. Elle l'est aussi, par voie de conséquence, avec l'ensemble du résidu indoluble dans l'eau ou HCl.

La différence entre S_4 et S_{pyr} (et S jarosite si l'échantillon en contient) correspond à une fraction réduite insoluble non ou mal cristallisée, probablement susceptible de s'oxyder plus facilement que la pyrite, et qu'une corrélation étroite relie à S_4 (fig. 59-b).

Enfin, il existe une bonne corrélation ($r = 0,698$) entre cette fraction mal cristallisée et la fraction S_3 :

$$S_3 \text{ ‰} = (S_4 - S_{\text{pyr}}) \times 0,47 - 2,12 \text{ (figure 59-c).}$$

La fraction de soufre oxydée par séchage est donc proportionnelle à la fraction réduite mal cristallisée.

Il est alors possible de considérer que tout échantillon de sol en voie d'oxydation comporte, dans sa fraction réduite, trois parties principales, de degré d'oxydabilité croissant :

- une partie non directement oxydable par séchage à l'air, représentée par la pyrite sensu stricto,
- une partie moins bien cristallisée, non directement oxydable,
- une partie qui se trouve transformée en sulfates par séchage à l'air.

Pour les échantillons prélevés en hivernage, la répartition moyenne dans la séquence se présente comme suit :

- partie réduite cristallisée (pyrite) : 20 à 40 %
- partie réduite non cristallisée (pyrite) : 45 à 55 %
- partie réduite oxydable : 15 à 25 %

Cette expérience n'a cependant pas montré ce que devient effectivement la pyrite lors du séchage, car si elle n'est pas directement liée aux sulfates produits, il est probable qu'elle subit une certaine altération, comme l'ont prouvé les premières expériences d'oxydation.

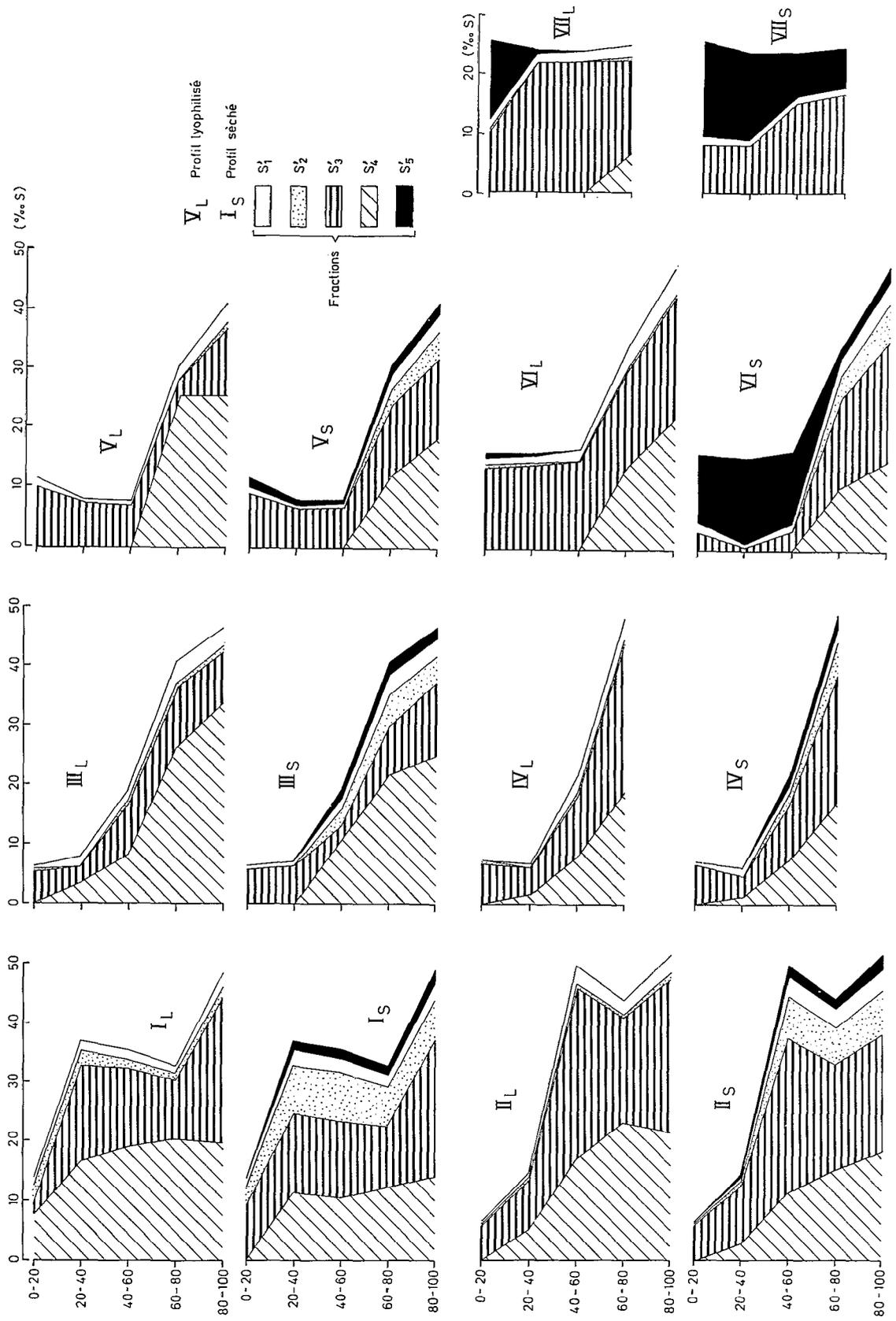


Fig. 60. — Répartition de diverses formes du soufre avant et après séchage.

Il est donc nécessaire de reprendre cette étude en dosant les formes réduites et oxydées dans l'échantillon séché comme dans l'échantillon frais lyophilisé.

2. Essai de bilan des transformations induites par le séchage

Les résultats précédents ont montré que la fraction résiduelle après attaque par l'acide chlorhydrique et l'acétone comprend, outre des produits cristallisés, pyrite et jarosite, une fraction liée à la matière organique et une autre qui n'est ni cristallisée, ni extractible par les réactifs précédents, ni facilement oxydable.

Une étude plus fine va montrer que le séchage à l'air d'échantillons relativement très humides au départ, ne se traduit pas seulement par l'oxydation d'une fraction aisément oxydable, mais par des transformations plus complexes, qui vont des formes réduites insolubles (pyrite) aux formes oxydées peu solubles (jarosite). De ce fait il est probable qu'une partie des sulfates existant dans l'échantillon frais se transforme en jarosite lors du séchage, mais il peut en être de même pour une partie de la fraction oxydable qu'il devient donc difficile d'estimer avec exactitude. Par contre, il est possible de connaître, par différence entre les dosages portant sur des échantillons dont une moitié a été lyophilisée et l'autre moitié séchée à l'air, les variations de différentes fractions, en particulier les fractions cristallisées et solubles, et par là celle des fractions intermédiaires de l'oxydation.

Dans cette expérience on a donc déterminé les fractions suivantes :

S'_1 = S des sulfates solubles sur l'extrait au 1/10,

S'_2 = S élémentaire extrait par l'acétone,

S'_3 = S de la fraction réduite non cristallisée (par différence entre le soufre insoluble total dosé au four à 1 000° et le soufre des fractions cristallisées),

S'_4 = S de la pyrite

S'_5 = S de la jarosite

Cette nouvelle fraction S'_3 ne correspond donc pas exactement à la fraction S_3 précédemment définie, mais l'englobe.

Pour les 7 profils de la séquence, les résultats des dosages sont portés dans le tableau XVI de l'annexe II et représentés par la figure 60. La comparaison des fractions ainsi définies avant et après oxydation montre que diverses transformations les ont affectées.

Pour les échantillons contenant de la pyrite, l'ensemble des fractions réduites diminue par suite de transformations en S élémentaire mais également en jarosite. Par contre, les sulfates solubles varient peu.

Pour les échantillons sans pyrite cristallisée, la formation de jarosite est plus intense, mais du soufre élémentaire est également formé. Ce dernier est donc bien un intermédiaire lors de l'oxydation de la pyrite en jarosite. Dans ce cas les sulfates solubles tendent à diminuer.

Il est intéressant de rapprocher la figure 61 montrant la répartition dans la séquence de la pyrite bien cristallisée subsistant après séchage et de la jarosite de formation secondaire, de la figure 46 représentant la répartition initiale de ces mêmes corps : les courbes d'isovaleurs de la *pyrite* sont simplement décalées d'une figure à l'autre. Celles de la *jarosite* se rapprochent par contre nettement plus de la limite mangrove-tanne et semblent refléter la répartition des sulfates solubles dans les prélèvements de saison sèche.

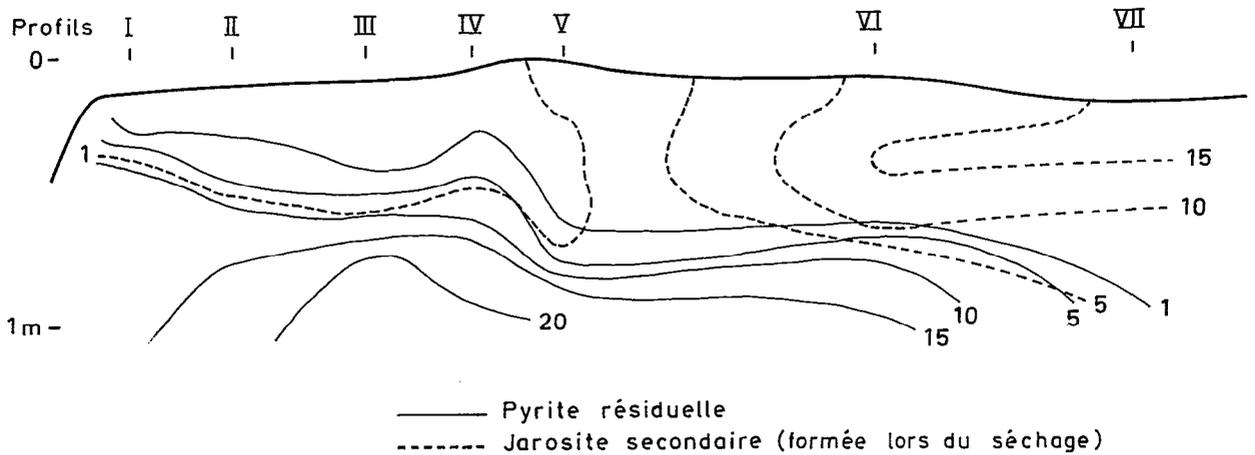


Fig. 61. — Diminution de la pyrite et augmentation de la jarosite au cours du séchage.

Au total, l'augmentation relative des formes plus ou moins complètement oxydées (S élémentaire, sulfates solubles et jarosite) est proportionnelle à la fraction réduite non cristallisée initiale S'_{3L} :

$$\Delta S_{ox} = 0,35 S'_{3L} + 0,87 \quad (r = 0,630) \quad (\text{fig. 62}).$$

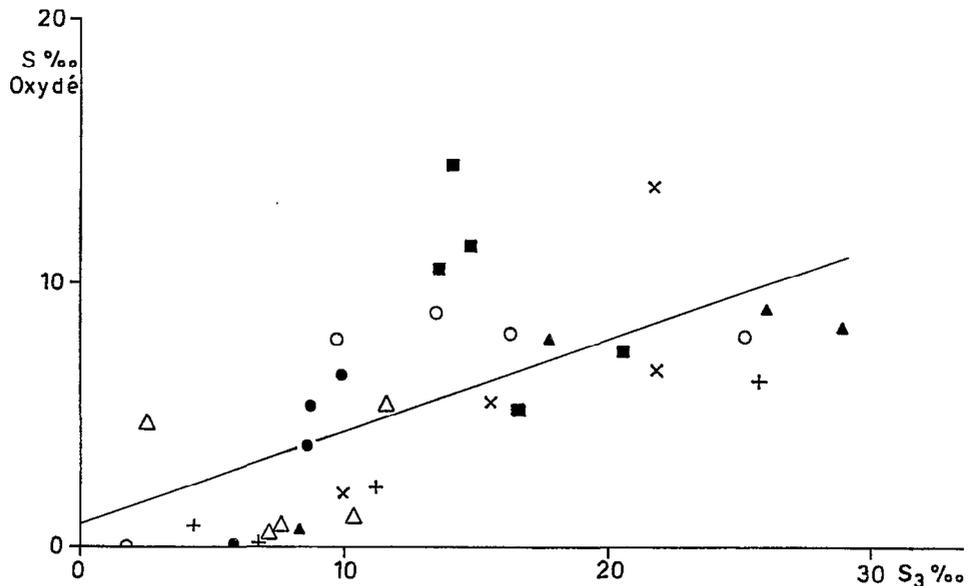


Fig. 62. — Relation entre l'augmentation des formes oxydées et la fraction réduite non cristallisée.

On retrouve ici une relation assez voisine de celle qui a été obtenue entre la fraction oxydable à l'air et la fraction réduite non cristallisée (S_3 initial et $(S_4 - S_{\text{pyr}})$ initial). La pente de la droite de régression est cependant différente, car ici on ne tient pas seulement compte de l'augmentation des sulfates solubles, mais également d'autres formes plus ou moins oxydées (S élémentaire et jarosite).

En même temps qu'elle est partiellement oxydée, la fraction S'_3 se reconstitue aux dépens de la pyrite bien cristallisée qui diminue plus ou moins fortement suivant les profils. En réalité, il est probable que cette augmentation se produit avant son oxydation, alors que le sol est encore suffisamment humide, et que le pH a déjà fortement baissé, ce qui facilite l'attaque de la pyrite.

En effet, on observe une très bonne corrélation entre l'augmentation des formes oxydées et la somme (fraction initiale non cristallisée plus fraction de pyrite détruite) :

$$S_{\text{ox}} = 0,27 (S'_{3L} + \Delta S'_4) + 0,41 \quad (r = 0,813) \quad (\text{fig. 63}).$$

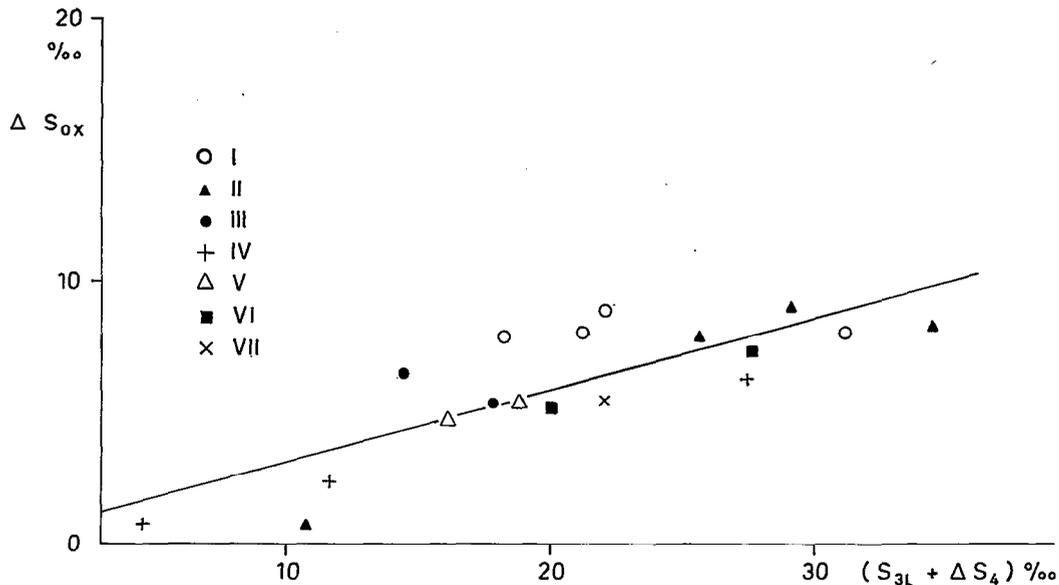


Fig. 63. — Relation entre l'augmentation des formes oxydées et la diminution de l'ensemble des formes réduites au cours du séchage.

Les transformations ainsi mises en évidence sont schématisées sur la figure 64 : l'étape A correspond à la désagrégation de la pyrite, les étapes B, C et D sont supposées successives. En effet, on a vu que les sulfates se forment par l'intermédiaire d'une phase à soufre élémentaire, et que la jarosite ne se forme qu'à pH acide, donc forcément après que des sulfates aient fait baisser le pH. Ceci est surtout valable pour les échantillons des profils de la mangrove assez riches en pyrite. Dans les sols du tanne, dont le pH, à l'état naturel, est déjà relativement bas, la formation de jarosite peut intervenir très tôt.

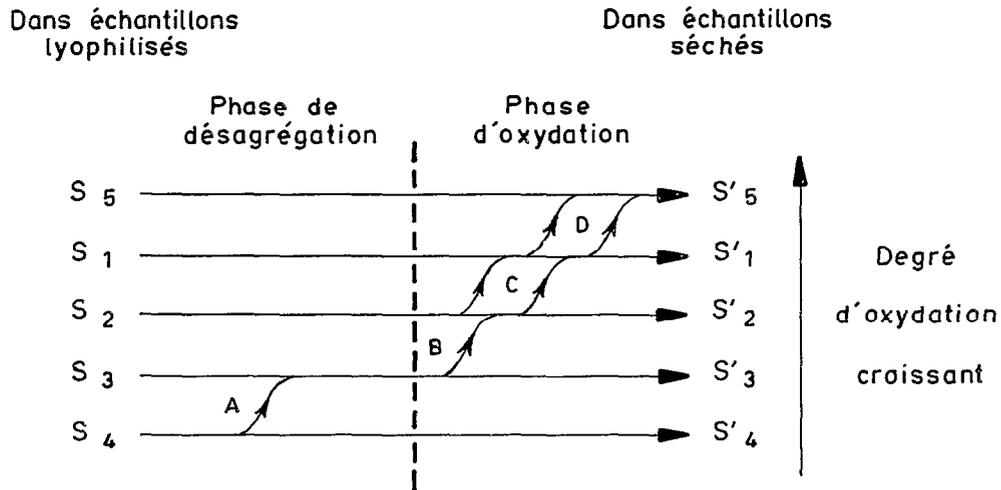


Fig. 64. -- Schéma de l'évolution des formes du soufre au cours des alternances d'engorgement et d'aération.

IV. IMPORTANCE DE LA FORMATION DES SULFATES INSOLUBLES

La jarosite se forme aisément dans ces milieux si la dessiccation n'est pas trop rapide, si l'apport d'oxygène est suffisant, et en conditions d'humidité moyenne (Pl. V, photo C).

On admet en général que le fer est présent sous la forme d'hydroxyde $\text{Fe}(\text{OH})_3$, la réaction de formation pouvant s'écrire :



Cette formation se faisant avec l'absorption de 3 ions H^+ par molécule de jarosite, il y a bien compensation d'une partie de l'acidité produite par l'oxydation de la pyrite. De fait le pH s'abaisse rarement au-dessous de 3,5 dans les horizons à jarosite.

On connaît au moins trois variétés de jarosite :

- la jarosite-K, ou jarosite s.s., la plus commune,
- la jarosite-Na, ou natrojarosite, où le sodium remplace le potassium,
- la jarosite-H, ou hydronium-jarosite, où le radical OH_3^+ remplace Na ou K, et des solutions solides de ces corps on été synthétisées (BROWN, 1970).

Lorsque le milieu est beaucoup plus riche en sodium qu'en potassium, ce qui est notamment le cas dans les milieux littoraux non soustraits à l'influence marine, on s'attendrait à trouver plus de natrojarosite que de jarosite vraie. L'examen des diagrammes de rayons X ne renseigne qu'imparfaitement, car les principales raies sont très proches : 3,08 et 3,11 Å pour la jarosite, 3,06 et 3,12 pour la natrojarosite (Index ASTM-1970).

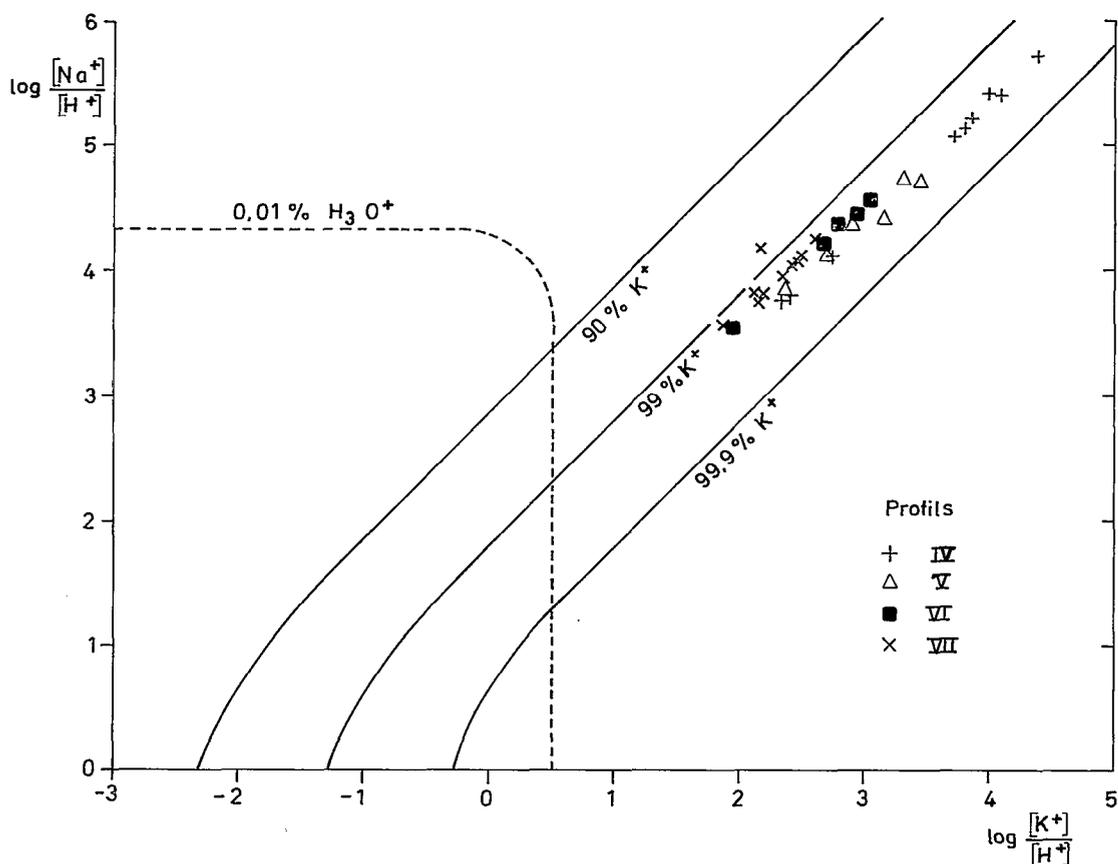


Fig. 65. --- Conditions d'existence de différents types de jarosite.

Par contre, la construction d'un diagramme de stabilité de ces trois formes, tenant compte des concentrations en Na et K et du pH, permet de séparer les variétés de jarosite (fig. 65).

Tous les échantillons de la solution du sol dans la séquence se trouvent au voisinage de la saturation par K. Il s'agit donc très probablement de jarosite dans les tannes. VAN BREEMEN (1972) rapporte les mêmes conclusions pour les sols sulfatés acides de Thaïlande, tout en admettant que natrojarosite et hydronium-jarosite puissent être formées à des stades intermédiaires, dans le milieu naturel, car elles semblent se former lors de processus d'oxydation rapide au laboratoire. Des accumulations de natro-jarosite ont été cependant signalées dans l'île du Kabak (Guinée). (Rapport annuel 1965, ROTHAMSTED).

Le potassium nécessaire à la formation de la jarosite peut venir soit de la solution du sol, soit du complexe, sans doute plutôt de ce dernier car on n'observe pas de variation importante de la teneur en potassium de la solution, et plus une augmentation qu'une diminution.

En effet, la teneur moyenne par profil passe de 3,3 mé/l dans la mangrove à 5 mé/l dans le tanne. Mais l'hydrolyse de la jarosite, qui semble se produire dans les horizons

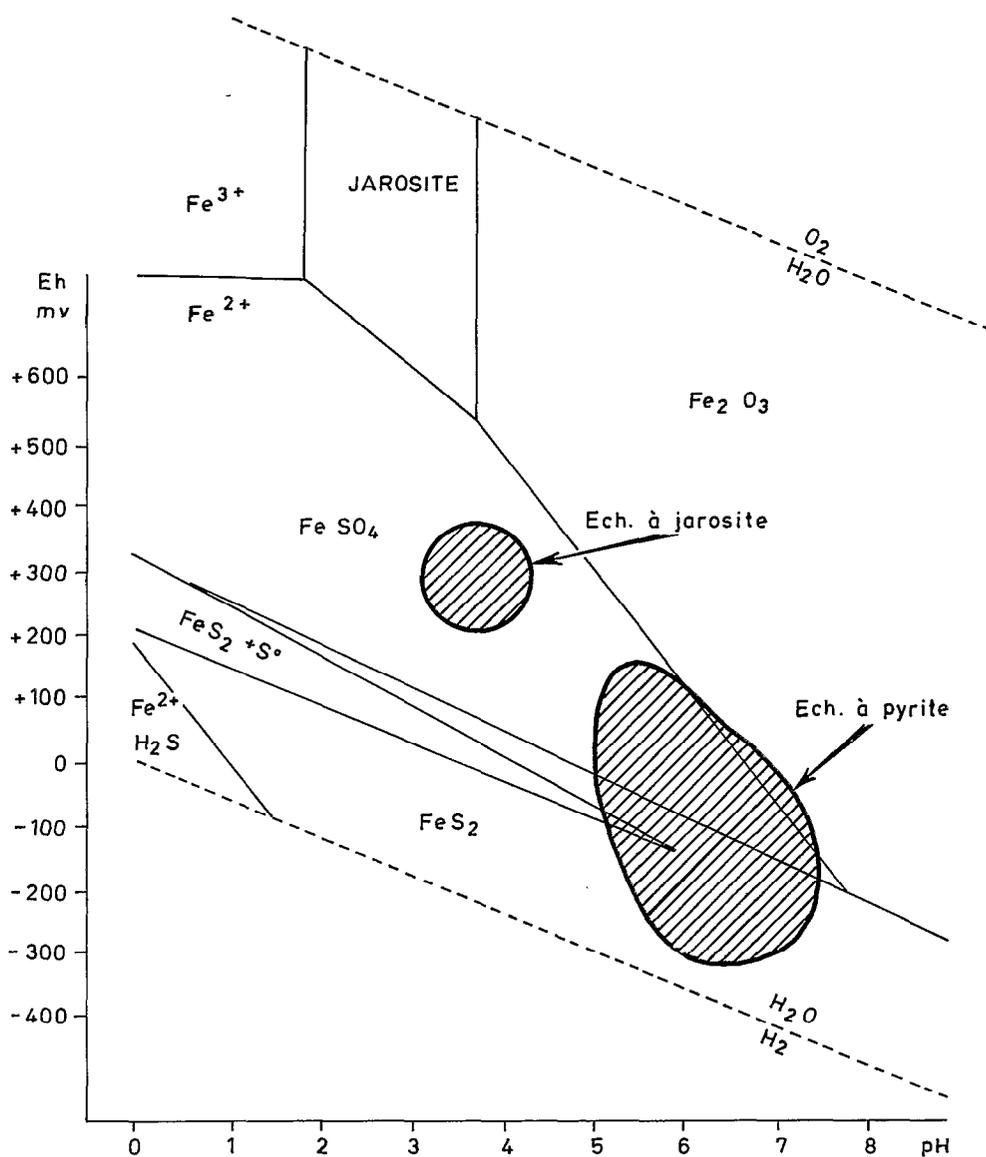


Fig. 66. — Diagramme de stabilité de certains composés du soufre et du fer.

$$\log (\text{SO}_4) = -2,3$$

$$\log \{K^+\} = -3,3$$

$$\Sigma S = 5,10^{-3}$$

$$K^+ = 5,10^{-r}$$

(d'après GARRELS et CHRIST - 1965)

supérieurs des profils VI et VII, libère du potassium, ce qui peut expliquer cette hausse relative.

Les calculs théoriques, basés sur les données thermodynamiques, assignent un domaine de stabilité relativement étroit à la jarosite (pH 1,7 à 3,7 ; Eh supérieur à +0,550 volts) (fig. 66). L'expérience montre que ces valeurs de pH et de Eh ne sont que

rarement observées dans le milieu naturel, ce qui prouve que dans ce dernier la plupart des réactions sont loin de l'équilibre et que de nombreux produits présentent des états métastables.

D'ailleurs, comme le notent PITTS *et al* (1972), à propos des champs de stabilité des formes réduites du soufre, « c'est une tâche difficile de concilier les données théoriques et les données empiriques dans l'étude des réactions physico-chimiques dans les sols ». Cela est également vrai pour les formes oxydées, car non seulement la jarosite, mais également le soufre élémentaire, s'écartent de leurs champs de stabilité théorique.

V. TENTATIVE DE BILAN DU SOUFRE DANS LA SÉQUENCE

Bien que la formation de sulfates solubles et de jarosite accompagne la diminution des formes réduites, le *stock total de soufre tend à diminuer globalement* (cf. figures 42 à 46 du chapitre VI).

D'autre part la répartition de ce stock dans chaque profil est très sensiblement modifiée. Dans la partie mangrove de la séquence se développe progressivement un gradient décroissant de la profondeur vers la surface ; dans le tanne s'établissent deux gradients opposés, le minimum se situant non plus en surface, mais au sein du profil.

Dans le profil le plus évolué (profil VII), on observe alors deux zones de concentration maximale, l'une profonde, correspondant à l'accumulation de pyrite, l'autre superficielle, correspondant à l'accumulation de jarosite, tandis qu'une zone intermédiaire ne contient ni l'une ni l'autre, et que la surface elle-même ne contient plus de jarosite.

Reste le problème du soufre qui a été apparemment évacué de la séquence. La morphologie de cette dernière exclut une évacuation, par exemple des sulfates dissous, vers l'extérieur, sauf par un transit au sein de la nappe.

A. ACCUMULATION SECONDAIRE DE PYRITE

L'étude des mouvements de la nappe a montré (chapitre III) que ces derniers sont soumis à l'influence de deux principaux facteurs, le climat et la marée. L'action de la marée est progressivement atténuée vers le centre du tanne, mais elle provoque une perturbation de la circulation de la nappe : en saison sèche, elle amortit l'effet de l'évaporation sur la baisse de la nappe, et en hivernage, elle ralentit le transfert vers le marigot.

Ceci a pour effet de freiner la circulation générale et donc de permettre des échanges tendant à établir un équilibre entre les éléments solides et en solution, et à favoriser certains processus relativement rapides (sulfato-réduction, formation de jarosite, etc.).

Les mouvements de la nappe en saison sèche peuvent donc expliquer l'accumulation relative de jarosite vers la partie supérieure des profils. En contrepartie, les mouvements de l'hivernage peuvent expliquer l'entraînement des sulfates solubilisés en profondeur, mais comme ces derniers diminuent au cours de l'hivernage, on peut penser qu'ils ne sont pas véritablement évacués de la séquence, ou seulement en partie, mais au contraire piégés dans la zone réductrice, produisant des accumulations secondaires de sulfures.

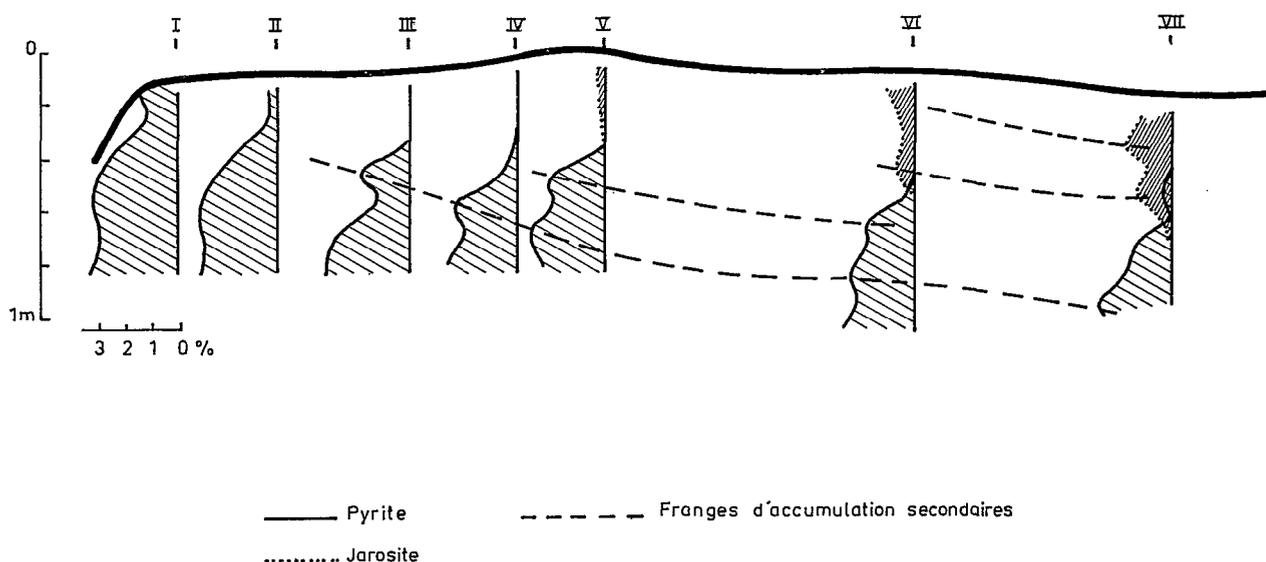


Fig. 67. — Évolution des teneurs en pyrite et en jarosite dans la séquence (en % S du sol lyophilisé).

Or, les répartitions respectives de la pyrite et de la jarosite dans les profils étudiés en juillet (prélèvements tous les 10 cm) présentent une certaine modulation. Ainsi, la figure 67 qui reprend la distribution par profil représentée pour l'ensemble de la séquence dans la figure 45 du chapitre VI, montre que la diminution de la teneur en pyrite n'est pas régulière, mais au contraire présente des « ventres » d'accumulation relative qui se propagent vers la profondeur en direction du tanne.

Il est intéressant de remarquer qu'en sens inverse, la répartition de la jarosite subit des accidents analogues. Ceux-ci sont suffisamment indépendants de ceux de la pyrite pour que l'on puisse observer, comme dans le profil VII (30-40 cm de profondeur) à la fois l'accumulation de jarosite et une accumulation secondaire de pyrite.

Il ne peut s'agir de résidus non oxydés car à la même profondeur dans les profils précédents, la pyrite a disparu ; par ailleurs les augmentations à 50-60 cm dans le profil IV par rapport au profil III, ou à 40-50 cm dans le profil V par rapport au profil IV, paraissent significatives.

Cependant, on n'a pas tenu compte ici du tassement résultant de la diminution des teneurs en eau et en matière organique, tassement qui est indiqué par les variations de la densité apparente (cf. chapitre II).

Si l'on calcule les teneurs théoriques en pyrite dans chacun des profils, considérant le profil I comme origine, et d'après les diminutions d'épaisseur résultant du tassement, il devient possible d'estimer avec plus de précisions, d'une part les pertes dues à l'oxydation de la pyrite, d'autre part les gains éventuels dus à des processus de formation secondaire.

On a porté dans le tableau VII les valeurs calculées et les valeurs réelles de chacun des profils. On voit que dès les profils II et III se produisent des accumulations secondaires, ce qui n'apparaissait pas clairement avant (fig. 45).

TABLEAU VI

Comparaison des teneurs en pyrite réelles (r) et calculées (s) (en S ‰)

Profondeur en cm	I _r	II _c	II _r	III _c	III _r	IV _c	IV _r	V _c	V _r	IV _c	VI _r	VII _c	VII _r
0-10...	14,5	25,7	2,7	3,2	0	0	0	0,4	0	0	0	0	0
10-20...	12,6	12,1	2,9	8,0	0	0	1,6	1,4	0	0	0	0	0
20-30...	23,7	26,8	13,6	23,6	0	5,0	0,5	2,1	0	0	0	0,2	0
30-40...	29,3	27,1	20,8	29,8	21,4	21,7	2,9	12,2	0	0	0,5	1,2	2,9
40-50...	31,7	29,3	30,0	33,5	12,0	14,2	6,4	29,7	22,4	0	2,7	9,7	0,5
50-60...	29,3	26,4	30,4	28,9	24,0	20,5	26,4	24,9	18,9	19,4	20,2	22,6	13,6
60-70...	31,5	30,9	27,7	30,9	32,0	33,2	21,4	25,4	30,7	17,3	19,7	23,4	19,2
70-80...	34,8	32,3	29,3	27,0	32,8	31,0	25,3	21,1	24,5	28,1	25,3	24,6	28,2

Les couples de données ont été portés en italiques lorsque les valeurs réelles excèdent les valeurs calculées. Leur examen montre que les accumulations secondaires se produisent surtout dans les horizons situés au-dessous de 40 cm. On remarque également que si, dans les profils de la mangrove, cette formation secondaire se fait directement à partir des produits de l'oxydation de la pyrite dans les horizons supérieurs, ce ne peut être, dans le tanné, que par la destruction par hydrolyse de la jarosite antérieurement accumulée dans les horizons supérieurs.

Il semble donc qu'il se produise une redistribution des produits soufrés, à la faveur des alternances d'engorgement et d'aération commandés par le type tropical du climat. *Les fractions réduites sont continuellement repoussées vers la profondeur, tandis qu'une partie des formes oxydées se trouve provisoirement immobilisée sous forme de jarosite, en attendant une hydrolyse quasi-inéluctable qui libérera de nouveau des sulfates susceptibles d'être piégés en profondeur.*

B. ÉTUDE SOMMAIRE DU FRACTIONNEMENT ISOTOPIQUE DU SOUFRE AU COURS DES TRANSFORMATIONS DE SES DIFFÉRENTES FORMES DANS LA SÉQUENCE

La réduction bactérienne des sulfates de l'eau de mer provoque une modification plus ou moins accentuée du rapport entre les isotopes ³²S et ³⁴S, comme le montre l'étude du fractionnement isotopique du soufre qui a fait l'objet de nombreuses recherches au cours des deux dernières décades. On connaît maintenant assez bien les rapports caractéristiques des divers composés en fonction de leurs milieux de genèse.

Ces variations sont quantitativement faibles (le rapport ³⁴S/³²S variant entre 44 et 46.10⁻³, d'après SAKAI, 1957), mais la finesse et la précision des analyses en spectrométrie de masse ont conduit les chercheurs à utiliser un indice plus représentatif qui repose sur la comparaison du rapport des isotopes d'un échantillon donné avec celui d'un standard universel, la troïlite du météorite de Canyon Diablo (U.S.A.), qui est sensé représenter le rapport isotopique terrestre originel. Cet indice s'exprime par :

$$\delta \text{ } ^{34}\text{S } \text{‰} = \left\{ \frac{^{34}\text{S}/^{32}\text{S} \text{ échant.}}{^{34}\text{S}/^{32}\text{S} \text{ standard}} - 1 \right\} \cdot 10^3 \quad (\text{THODE } et \text{ al, } 1961)$$

D'après les résultats obtenus par divers auteurs, le tableau VIII a été établi pour un certain nombre de composés du soufre présents dans les eaux, les sédiments et les sols.

TABLEAU VII
Rapports isotopiques des composés du soufre

	THODE et al (1960-1961)	KAPLAN et al (1963)	HOLSTER et al (1966)	NISSENBAUM et al (1972)
Eau de mer (SO ₄).....	(+19,3 +20,8)	+20,4	+20	
Eau interstitielle (SO ₄)..	+26,7	+18,4		(+19,4 +39,1)
H ₂ S.....		+ 2,7		(+ 4,3 +16,2)
S élément.....		— 3,2		
S organique.....		— 7,0		(— 16 +21)
SFe.....	+ 5,0	—11,0	(— 35 +4)	
SO ₄ atmosph.....			(0 +15)	
Évaporites (SO ₄).....			(+8 +33)	

On voit que les valeurs de δ sont très voisines pour les sulfates de l'eau de mer, qui en constitue le réservoir et la principale source pour les sédiments littoraux. Dans les eaux interstitielles des sédiments, une partie des sulfates a été réduite, ce qui se traduit par une accumulation relative de l'isotope lourd dans les sulfates restants. Le δ est alors souvent supérieur à +20.

Pour les sulfures de fer, les valeurs sont très variables, sans doute par suite de réductions incomplètes ou de mélanges. Enfin, dans les évaporites l'indice se rapproche de +20 et peut même le dépasser.

Le fractionnement est donc particulièrement net lors de la sulfato-réduction dans les sédiments marins ou littoraux. Un article récent de REES (1973) a proposé un modèle de ce fractionnement qui se ferait en parts sensiblement égales du sulfate au sulfite, puis de ce dernier à l'hydrogène sulfuré et aux sulfures. Cependant, certains pensent que le phénomène pourrait aussi avoir lieu lors de réductions purement chimiques (LARIVIÈRE, 1966).

Dans un sol de mangrove de la séquence de Balingore (profil I), on a bien trouvé $\delta = -4,1$ pour un échantillon lyophilisé de la partie moyenne du profil, ce qui le place dans le domaine des pyrites sédimentaires de SAKAI (δ variant de -9 à $+9$). Le même échantillon ayant subi une oxydation ménagée à l'air a donné $\delta = -4,5$, ce qui atteste un léger fractionnement supplémentaire au cours de l'oxydation catalysée par les Thiobacilles (SAKAI, 1957 - NAKAI *et al*, 1964). Des effets beaucoup plus importants ont été rapportés par NISSENBAUM *et al* (1967), au cours de l'oxydation de concrétions de pyrite ($\delta = -4$) en jarosite ($\delta = -8$) et en gypse ($\delta = -10$).

Par contre, dans la tanne, on a obtenu des valeurs bien différentes sur des fragments de jarosite isolés des profils V, VI et VII, où δ varie entre $+9,0$ et $+14,9$.

Par ailleurs, les résultats obtenus sur le sol total par sulfuration sont en accord avec ceux de la jarosite (tableau IX).

TABLEAU VIII
Rapports isotopiques de certaines formes du soufre dans le profil VI

Profondeur (cm)	δT	δJ	δSO_4	δ less.
0-10.....	+12,1	+12,2	nd	nd
10-20.....	+12,4	+11,6	nd	nd
20-30.....	+13,8	+13,2	nd	nd
30-40.....	+15,2	+14,9	nd	nd
40-50.....	+ 9,4	nd	+7,2	+ 4,2
50-60.....	+ 6,6	nd	+3,0	+ 6,8
60-70.....	+ 6,9	nd	+1,4	+10,2
70-80.....	+10,3	nd	+2,9	+15,5
80-90.....	+11,4	nd	+3,0	+16,6
90-100.....	+ 3,6	nd	-1,7	+ 7,6

Ce résultat apparemment contradictoire peut s'expliquer par un effet de « réservoir », dû au mélange des sulfates produits par l'oxydation de la pyrite (δ voisin de —4) avec des sulfates résiduels primitivement enrichis en isotope lourd. La séquence fonctionnerait ainsi en *milieu relativement fermé vis-à-vis du soufre*.

En profondeur, où la jarosite est généralement absente, et où coexistent différentes formes réduites, les valeurs sont plus basses. Si l'on sépare les sulfates solubles par un lessivage à l'eau bouillante, on s'aperçoit que les valeurs δ de ces sulfates sont relativement faibles, alors qu'elles sont plus élevées sur l'échantillon lessivé. Pour les 4 échantillons profonds, ces valeurs se situent de part et d'autre des valeurs trouvées par sulfuration du sol total, et varient dans le même sens. Il n'en est pas de même dans l'échantillon 40-50 cm où il existe un peu de jarosite.

On serait tenté de conclure que les formes réduites ont été alimentées par des sulfates provenant des horizons supérieurs, à δ élevé, tandis que les sulfates actuellement solubles viendraient plutôt de l'oxydation des pyrites initiales, à δ faible.

Il est cependant difficile d'expliquer ces faits, en raison des grandes incertitudes sur la valeur δ du soufre lié à la matière organique, dont on n'est pas sûr qu'il réagisse entièrement soit au grillage direct, soit au cours de la sulfuration. En supposant que les quantités de soufre lié à la matière organique varient peu dans les couches profondes du tanne, un calcul simple assigne des valeurs approximatives pour δ de —5 à —11, qui sont en accord avec les données de la littérature.

De nouvelles recherches sont nécessaires pour éclairer ce problème ; on peut cependant voir dans ces premiers résultats une confirmation des phénomènes complexes et cycliques qui affectent la redistribution des formes du soufre.

CONCLUSIONS

La cause de l'acidification des sols provenant de sédiments à mangrove, tant au cours de leur évolution naturelle que lorsqu'ils sont artificiellement drainés, est l'oxydation, favorisée par des microorganismes sulfoxydants, d'importantes accumulations de sulfures de fer, principalement sous forme de pyrite bien cristallisée, qui se sont formés dans une phase antérieure, au cours et à la suite du dépôt des sédiments.

Cette accumulation a été reliée à ce que l'on appelle l'acidité potentielle des sols, qui se traduit par une chute brutale du pH lorsque l'on assèche le sol. Dans le milieu naturel, l'oxydation progressive du stock de pyrite du sol de mangrove est sous la dépendance de facteurs qui régissent les alternances d'aération et d'engorgement du sol.

On assiste alors à la succession de deux phases qui se complètent :

- une phase de désagrégation de la pyrite, qui est favorisée par l'action des solutions acides formées par l'oxydation de fractions rapidement oxydables,
- une phase d'oxydation proprement dite, suivie par le transport et la précipitation des produits de l'oxydation.

L'alternance climatique, qui régit les conditions physico-chimiques (teneur en eau, pH, Eh), favorise le développement de ces processus, par la répétition de ces phases.

Au cours des processus qui conduisent de la pyrite cristallisée aux formes oxydées intervient une fraction liée à la matière organique qui se développe en hivernage et diminue en saison sèche ou au cours du séchage à l'air. Lorsque la jarosite se forme, elle joue un rôle tampon sur le pH, favorisant ainsi l'oxydation de la pyrite qui serait freinée à pH trop acide.

Le pH de la solution du sol est donc réglé, d'une part par l'oxydation des formes réduites qui tendent à l'abaisser, d'autre part par la formation de jarosite qui le maintient à un certain niveau.

Les expériences d'oxydation et de séchage permettent d'esquisser les transformations complexes qui affectent les composés du soufre et de proposer un bilan de ces transformations dans un échantillon donné. Il n'est cependant pas possible de l'étendre au profil entier. En effet, les gradients verticaux, tant pour la diminution de la pyrite que pour l'augmentation de la jarosite, par exemple, diffèrent d'un profil à l'autre, et se compliquent parfois d'accumulations secondaires. De même, dans la séquence, le développement des formes oxydées ne compense pas totalement la diminution des formes réduites, et se produit avec un certain retard.

C'est que ces phénomènes ne se produisent pas indépendamment dans chaque profil, mais au contraire affectent l'ensemble de la séquence par suite de l'intervention de facteurs externes sur la circulation et les caractéristiques de la nappe. Un bilan ne peut donc se concevoir que sur l'ensemble de la séquence.

Influence du comportement géochimique du soufre sur l'évolution des constituants du sol

Les phénomènes étudiés dans les chapitres précédents ont mis en évidence deux faits importants, des transformations plus ou moins cycliques des composés du soufre, conduisant à la diminution progressive du stock de soufre, et entraînant l'acidification du sol, et des modifications cycliques de la composition et de la concentration de la solution du sol et de la nappe.

Ces phénomènes ont naturellement d'importantes répercussions sur la différenciation des sols et même sur la morphogénèse. Ils conduisent à la formation de sols aux propriétés physiques, chimiques et minéralogiques singulières, les *sols sulfatés acides*.

On examinera tout d'abord l'influence des transformations du soufre sur la solution du sol et le complexe absorbant, ensuite sur les transformations des constituants minéraux, quartz et minéraux argileux, enfin sur la redistribution de certains éléments métalliques.

L'étude des variations du pH et du Eh dans la séquence de Balingore a fourni un cadre à l'intérieur duquel s'inscrivent les transformations rapides qui rendent compte des variations climatiques saisonnières et les transformations plus lentes qui aboutissent à une redistribution des formes du soufre ainsi que d'autres éléments qui seront étudiés plus loin.

I. ÉVOLUTION DE LA SOLUTION DU SOL ET DU COMPLEXE ABSORBANT

A. LE pH DE LA SOLUTION DU SOL

L'effet le plus spectaculaire concerne le pH. On a donc été amené à rechercher des corrélations entre les variations de cette caractéristique essentielle et diverses formes du soufre, tant avec leurs teneurs intrinsèques qu'avec les transformations qui les affectent.

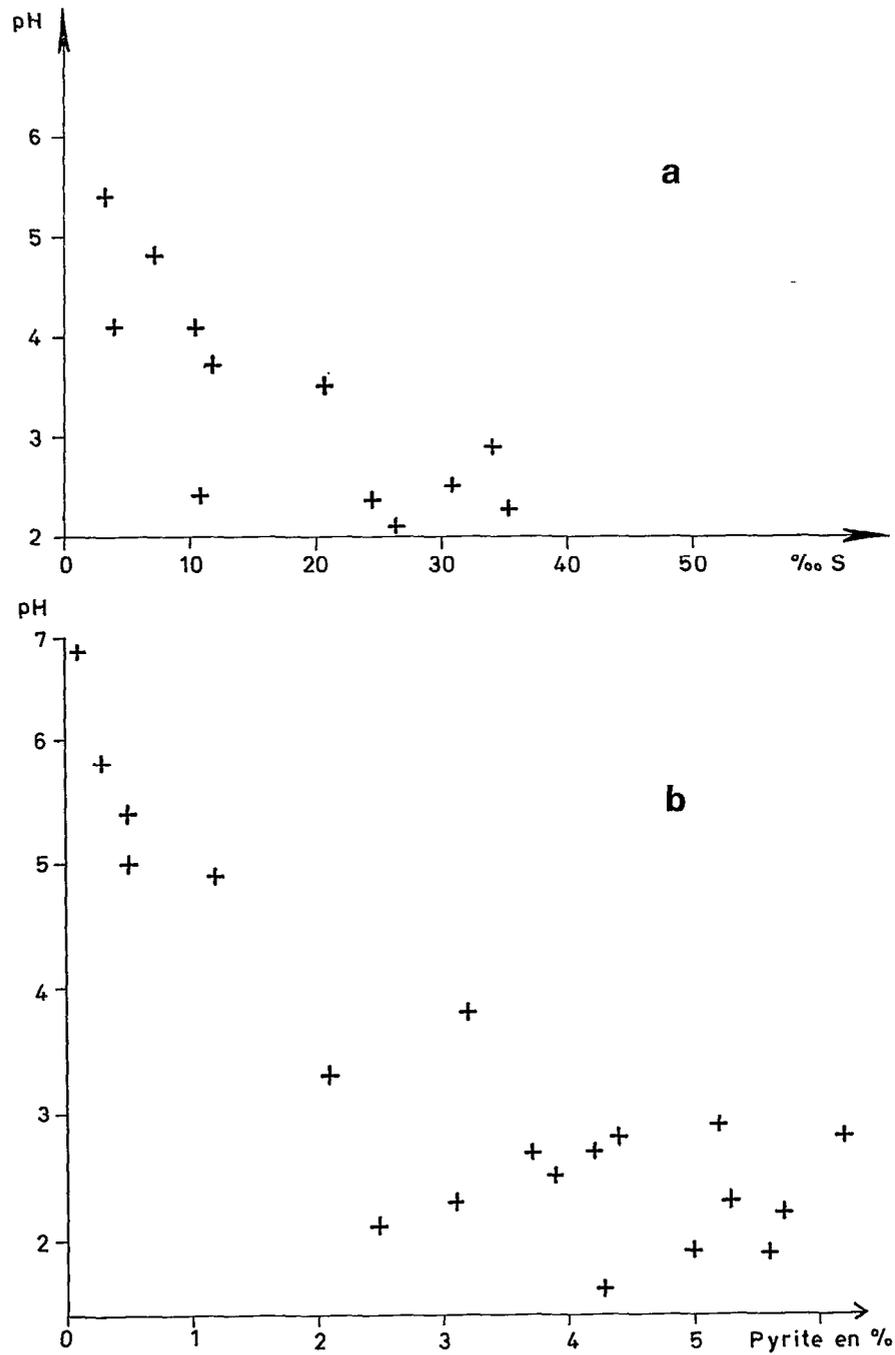


Fig. 68. — Relations entre le pH après séchage et les teneurs en soufre total (a) et en pyrite (b).

1. Relations entre l'acidité potentielle et diverses fractions du soufre

Pour mesurer l'acidité potentielle (cf. chapitre IV), une première tentative consiste à comparer tout simplement le pH d'échantillons séchés à l'air aux teneurs en soufre total. Pour les profils de la séquence de Balingore, on observe en effet que les plus basses valeurs du pH correspondent à peu près aux plus fortes teneurs en soufre total, mais la relation est assez lâche (fig. 68-a). On sait en effet que certaines fractions du soufre déjà plus ou moins complètement oxydées, n'évoluent pas, au cours du séchage, dans le sens d'une accentuation de l'acidité.

Une relation analogue apparaît un peu plus nettement avec les teneurs en forme typiquement réduite, comme la pyrite (fig. 68-b) (tableau XVII de l'annexe II). Cependant, on ne tient ici compte que des échantillons contenant de la pyrite cristallisée ; par ailleurs la dispersion des résultats est toujours importante dès que la teneur en pyrite dépasse 2 à 3 %. Il n'y a donc pas proportionnalité directe entre teneur en pyrite et acidité potentielle.

Les résultats du chapitre précédent ont par ailleurs montré d'une part que l'oxydation de la pyrite ne se produit pas directement mais par l'intermédiaire de différentes formes, dont une partie seulement est susceptible de se transformer en sulfates et donc d'abaisser le pH, d'autre part, qu'une fraction seulement de la pyrite est transformée au cours du séchage.

On a vu également qu'une fraction particulière joue un rôle important, non seulement au cours de l'oxydation liée au séchage, mais aussi, et c'est là un fait essentiel, au cours des alternances saisonnières d'engorgement et de dessiccation.

En effet, le pH des échantillons séchés offre une corrélation satisfaisante, d'une part avec la fraction S_3 (soufre facilement oxydable), correspondant à l'augmentation de la teneur en sulfates solubles dans le sol en hivernage et avec la somme $S_3 + S_1$, correspondant au total des sulfates solubles en saison sèche (VIEILLEFON, 1971-a) :

$$\begin{aligned} \text{pH} &= 8,78 - 4,03 \log S_3 \text{ (en milliéquivalents } \text{SO}_4 \text{ pour 100 g)} \\ \text{pH} &= 7,88 - 3,29 \log (S_3 + S_1) \end{aligned}$$

Or, si cette fraction aisément oxydable participe intégralement à l'acidification, on doit observer une corrélation étroite entre la formation des ions SO_4^- et des ions H^+ qui les accompagnent et l'abaissement du pH, que l'on peut mesurer par la différence entre le pH de l'échantillon frais et celui du sol séché à l'air.

Compte tenu du fait qu'une différence de pH d'une unité correspond à des valeurs très différentes de la concentration en ions H^+ dans la solution du sol, suivant que le pH passe de 7 à 6, de 6 à 5, etc., on a calculé dans chaque cas les quantités d'ions H^+ libérés pour les abaissements du pH observés. On a ainsi obtenu une très bonne corrélation entre ces concentrations et les valeurs de la fraction aisément oxydable S_3 (tableau XVIII de l'annexe II) :

$$(\text{H}^+) = (S_3)^{3,615} \cdot 10^{6,8} \quad (r = 0,884)$$

ou, exprimé en ‰ de l'échantillon :

$$\text{H}^+ \text{ ‰} = 0,1 (S_3 \text{ ‰})^{3,615}$$

On obtient ainsi la figure 69, illustrant une liaison étroite entre l'acidité potentielle et la fraction S_3 .

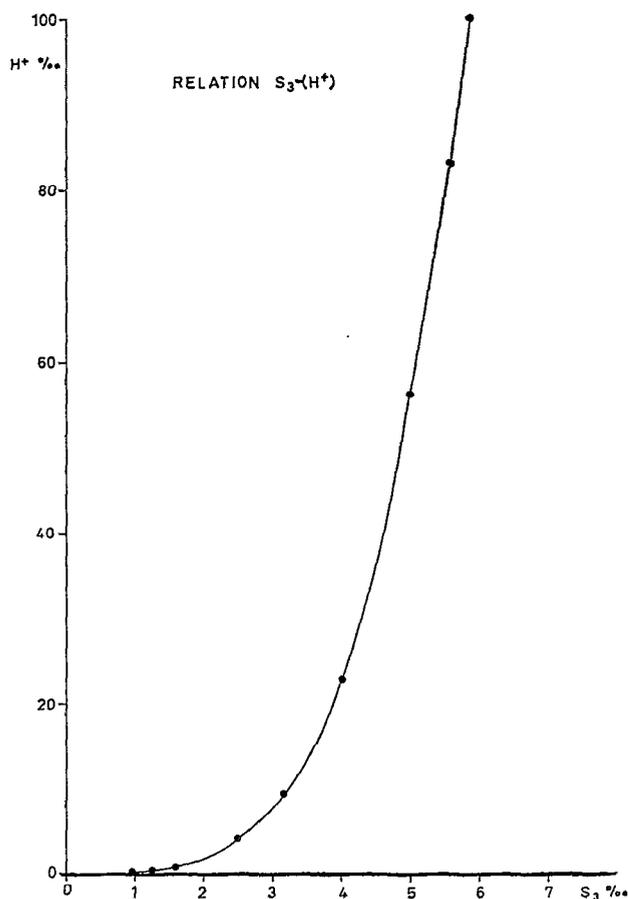


Fig. 69. — Relation entre la fraction de soufre oxydable à l'air (S_3) et la libération des ions H^+ .

2. Titration de l'acidité totale. Effet du lessivage

La remontée du pH provoquée par la saison des pluies est due au lessivage des acides formés au cours de la saison sèche précédente. Il semble que ce lessivage porte sur la totalité de ces acides, puisque les variations du pH sont cycliques.

Pour vérifier l'efficacité du lessivage, on a procédé à l'expérience suivante : trois échantillons du même horizon du profil I, prélevés à 25-30 cm de profondeur et lyophilisés, ont subi les traitements suivants :

- échantillon 1 : 5 grammes de sol sont agités avec 50 cc d'eau puis filtrés, ce qui donne l'extrait 1 (sol non oxydé),
- échantillon 2 : 5 grammes de sol sont incubés avec 5 cc d'eau pendant un mois, puis lessivés par 100 cc d'eau, enfin agités avec 50 cc d'eau et filtrés, ce qui donne les extraits 2 et 2' (lessivat de sol oxydé et sol oxydé lessivé),
- échantillon 3 : 5 grammes de sol sont incubés pendant un mois avec 5 cc d'eau puis agités avec 50 cc d'eau et filtrés, ce qui donne l'extrait 3 (sol oxydé).

Il a été ensuite procédé à la titration de ces 4 extraits par une solution de NaOH N/10 jusqu'à ce que le pH dépasse 9 (tableau XIX de l'annexe II).

Les courbes présentées sur la figure 70, pour le profil I, montrent que les extraits de sol non oxydé (1) et de sol oxydé lessivé (2') sont assez voisins, ce qui prouve que le lessivage de 5 grammes de sol par 100 cc d'eau suffit à entraîner la plus grande partie des acides formés par oxydation.

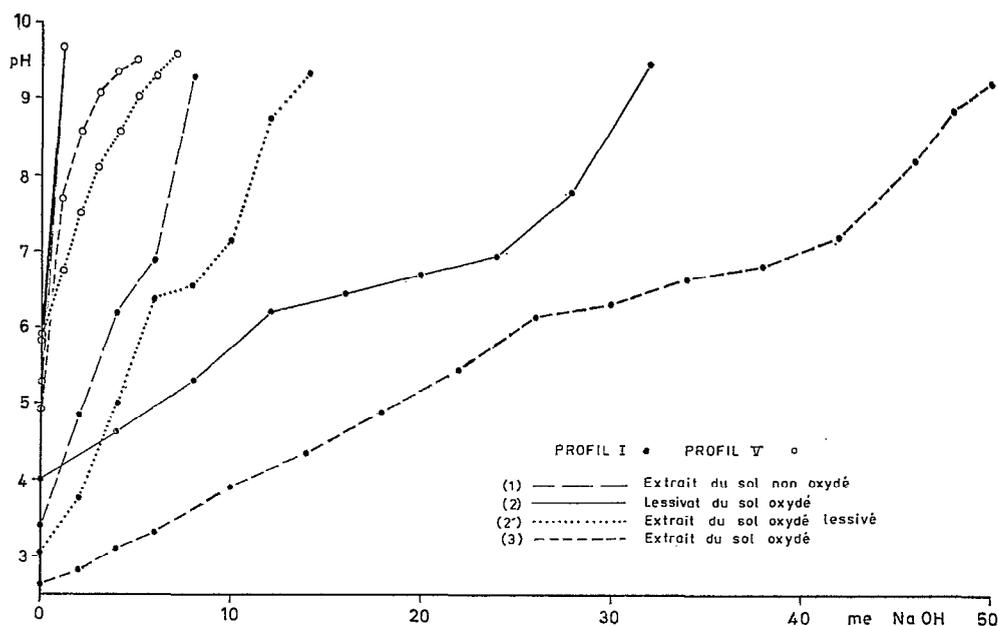


Fig. 70. — Courbes de neutralisation par la soude de différents extraits de sols.

D'autre part, si l'on ajoute les quantités de soude utilisées pour neutraliser les extraits 2 et 2' (sol oxydé lessivé et extrait de sol oxydé) on retrouve à peu près la quantité utilisée pour le sol oxydé non lessivé.

Les courbes des extraits 2 et 3 font apparaître un palier entre pH 6 et pH 7. Ce palier ne peut être dû à la neutralisation des ions H^+ libérés par l'oxydation de la pyrite qui se fait à pH plus bas (RASMUSSEN, 1961 - FRINK, 1972), ni à celle de fonctions d'échange de la matière organique, qui interviennent à des pH plus élevés. Il pourrait par contre être dû à des produits alumineux mono ou polynucléaire ou à des complexes de l'aluminium avec divers anions (sulfate, phosphate, etc.) (SCHWERTMANN *et al*, 1964 - FRINK, 1972).

En effet, la neutralisation s'accompagne parfois de la précipitation d'un produit verdâtre qui pourrait correspondre à la basaluminite, sulfate d'aluminium de formule $Al_4SO_4(OH)_{10} \cdot 5H_2O$ (SINGH *et al*, 1969). Cela montre que, comme dans tous les sols très acides, c'est l'ion Al^{+++} qui, plus que l'ion H^+ , est le principal responsable de l'acidité (DUCHAUFOUR, 1965). Les minéraux argileux eux-mêmes sont donc susceptibles, par les échanges et les transformations qu'ils subissent, de réagir indirectement sur l'acidité totale, et par là sur le pH.

Ce palier entre pH 6 et pH 7 met en évidence l'influence du pH sur la capacité d'échange de ces sols (PRATT, 1961). Dans l'exemple précédent, celle-ci augmenterait de 12 à 16 milliéquivalents pour 100 g de sol.

Les sulfates qui ont été dosés dans les extraits 2 et 3 ne représentent que 8,6 mé/100 g, soit environ 1/5 de l'acidité titrée. Le reste est donc dû en grande partie aux ions Al^{+++} , ainsi qu'éventuellement Fe^{+++} , si ce dernier n'est pas entièrement piégé dans la jarosite.

On remarque en outre que dans le sol dépourvu de pyrite et plus pauvre en matière organique du profil V, la courbe de l'extrait de sol oxydé lessivé (2') est décalée vers la droite par rapport à celle du sol oxydé non lessivé (3) (fig. 70). Cette formation d'acide semble due à l'hydrolyse de la jarosite au cours du lessivage.

Il existe donc, au cours de l'oxydation ménagée du soufre réduit, telle qu'elle doit se réaliser dans le milieu naturel, deux périodes principales pendant lesquelles le sol est susceptible de s'acidifier :

- la première lors de l'oxydation des sulfures et de la pyrite, qui peut être atténuée par la formation de jarosite,
- la seconde lors de l'hydrolyse de la jarosite.

Enfin, la titration d'extraits à 1/10 d'échantillons soit lyophilisés, soit séchés fait apparaître des différences très nettes entre les profils et dans chaque profil en fonction de la profondeur :

- les quantités de NaOH N/10 utilisées croissent avec la profondeur des échantillons, au moins dans les profils de la mangrove ; l'augmentation se produit dès la couche 20-40 cm dans le profil I, ensuite dans la couche 40-60 cm dans le profil II et seulement à 60-80 cm dans les profils III et IV,
- dans le tanne le minimum se situe à 20-40 cm dans les profils V et VI ; il est en surface dans le profil VII où domine la jarosite et l'augmentation est plus lente en profondeur.

De même, une comparaison couche par couche montre que le minimum de la consommation de soude se déplace progressivement de la mangrove vers le tanne quand la profondeur croît :

- pour la couche 0-20 cm le minimum va du profil II au profil V,
- pour la couche 20-40 cm il intéresse les profils III et IV,
- pour la couche 40-60 cm c'est le profil V,
- pour la couche 60-80 cm c'est le profil VII.

Les deux formes d'acidité dues à la pyrite et à la jarosite sont donc bien distinctes. La titration de certains échantillons a même fait apparaître des paliers plus nombreux (fig. 71), dans les intervalles de pH suivants : 2,5-3, 4-4,5, 6-6,5 et 8-9,5. Le premier ne peut être dû qu'aux ions H^+ liés à la formation d'ion sulfate, le second serait dû à l'aluminium échangeable, le troisième à des corps complexes alumineux et le dernier vraisemblablement à la matière organique.

Cependant, dans les échantillons moins riches en pyrite, plusieurs des paliers peuvent disparaître dans les échantillons séchés ; dans les échantillons contenant surtout de la jarosite, il n'y a pas de palier avant pH 7, et, comme précédemment, on remarque que l'acidité titrée est plus importante dans le sol lyophilisé que dans le sol séché où la jarosite continue à se former lors du séchage.

Ces expériences montrent que la régulation du pH est due à des phénomènes complexes dans ces sols.

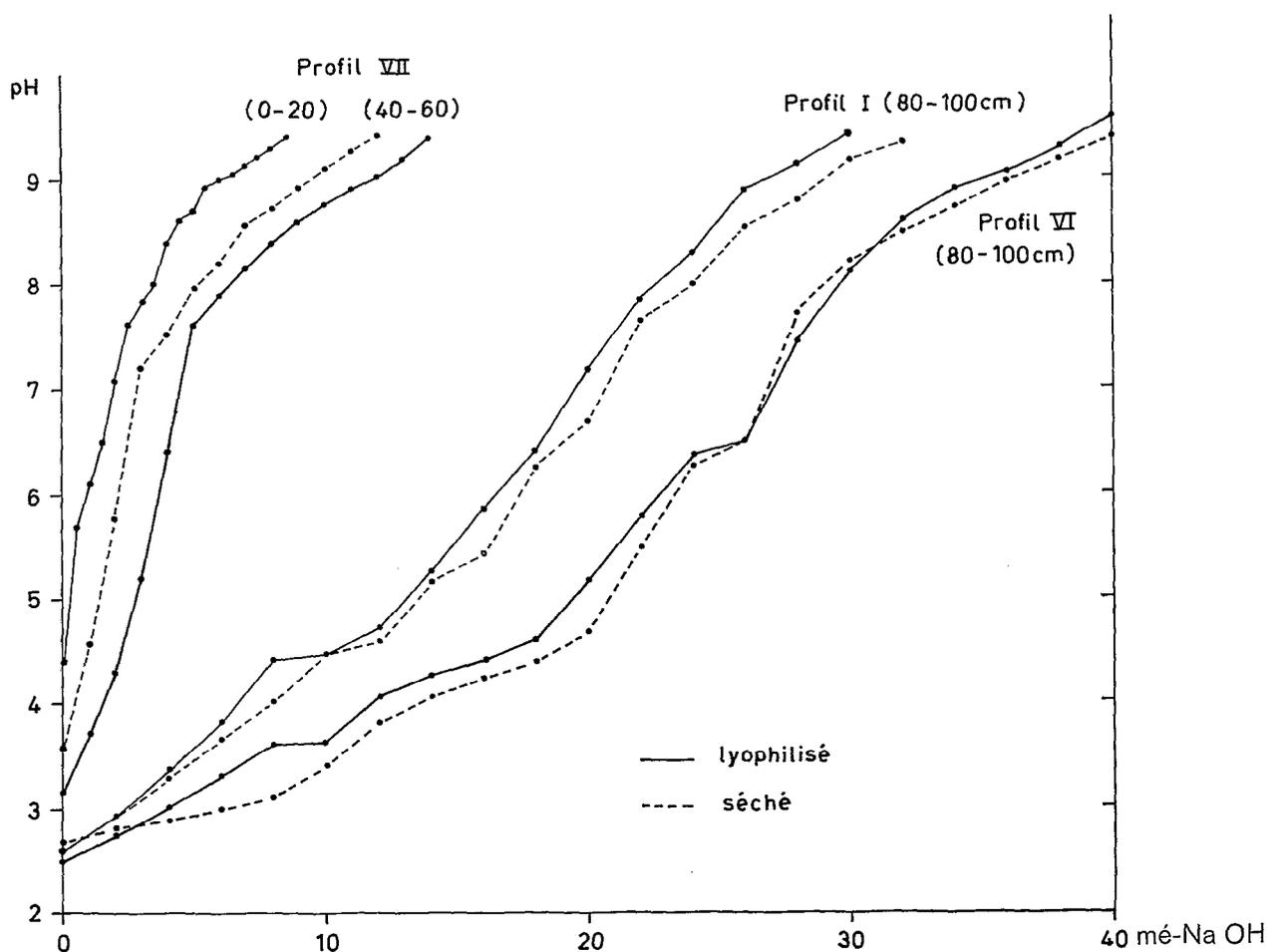


Fig. 71. — Courbes de neutralisation par la soude d'échantillons lyophilisés et séchés.

3. Influence de la formation de jarosite sur le pH

Lors des expériences d'oxydation rapportées au chapitre précédent, au cours desquelles on a procédé à l'incubation d'échantillons diversement acidifiés (cf. ch. VI, II-C-2), on a remarqué que la production de sulfates est influencée par le pH, celle-là étant pratiquement nulle si le pH ne dépasse pas 3.

On a porté sur la figure 72 les courbes montrant les teneurs successives en soufre élémentaire, sulfates et jarosite pour 4 des échantillons (témoin et traitement par 2, 5 et 10 cc de $\text{SO}_4\text{H}_2\text{N}$) (tableau XIII de l'annexe II). On remarque que le soufre élémentaire se forme dès le début de l'oxydation, d'autant plus que le pH de départ est moins acide, et ensuite diminue. La production de sulfates est surtout importante dans l'échantillon témoin, moins forte et plus tardive dans les autres. Enfin, la jarosite se forme de plus en plus tard et en moins grandes quantités dans les échantillons les plus acides.

En tamponnant le pH aux environs de 3, la jarosite intervient donc sur l'oxydation de la pyrite et la production des sulfates. Cependant, en fin d'expérience, les plus

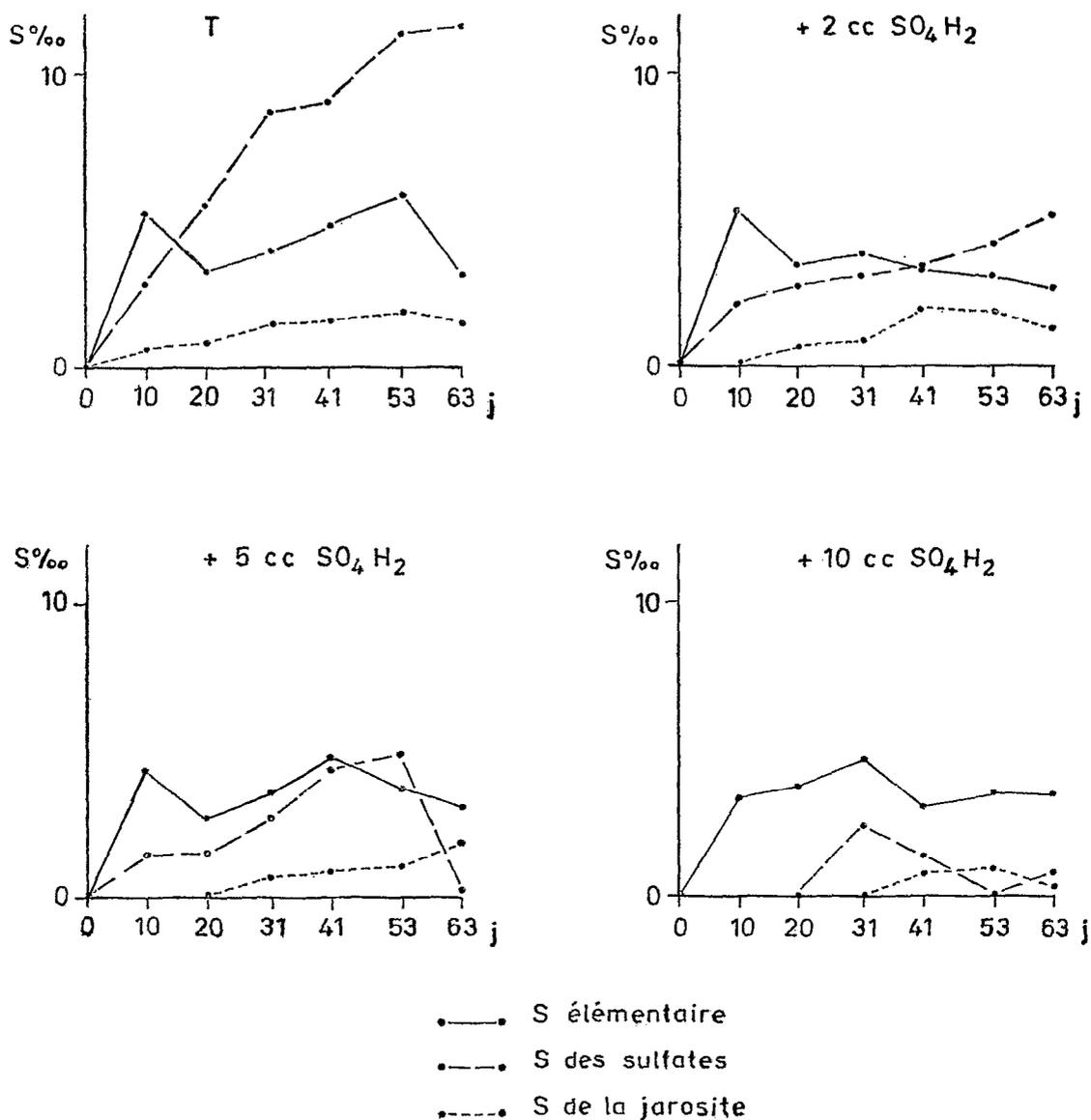


Fig. 72. — Variations des teneurs en soufre élémentaire, soufre des sulfates solubles et de la jarosite (Incubation à humidité contrôlée).

fortes teneurs en jarosite correspondent aux pH les plus bas (fig. 73-1) et il semble en être à peu près de même in situ (fig. 73-b).

B. EFFET DE L'OXYDATION SUR LA COMPOSITION IONIQUE DE LA SOLUTION DU SOL

On compare ici la solution du sol extraite d'échantillons prélevés en hivernage et en saison sèche à l'extrait aqueux à 1/10 d'échantillons similaires séchés à l'air, les teneurs en différents ions étant exprimées en fonction du poids de sol séché à 105° C (tableau XX de l'annexe II).

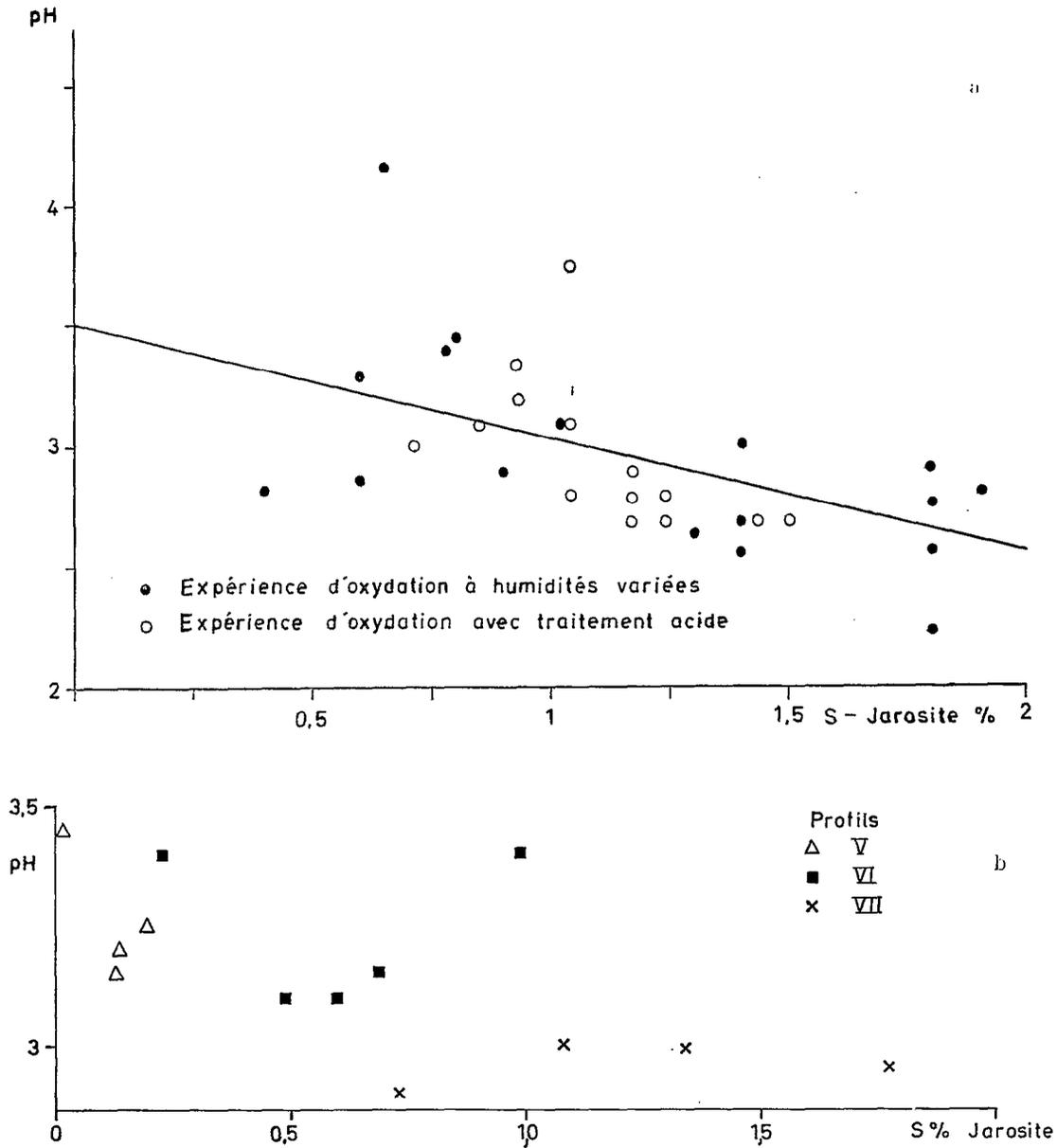


Fig. 73. — Relation entre le pH et les teneurs en jarosite dans les expériences d'incubation (a) et dans les sols lyophilisés (b).

La modification de la composition de la solution du sol entre l'hivernage et la saison sèche, de même lorsque le sol sèche complètement, résulte de deux mécanismes : la concentration par évaporation et les échanges visant à neutraliser les acides produits.

Les échantillons prélevés en hivernage montrent une différence significative entre la composition de la solution du sol et celle de l'extrait de sol séché, alors que les différences

sont plus faibles avec les échantillons prélevés en saison sèche. En effet, ces derniers ont déjà subi une phase d'oxydation tandis que les autres ont subi un lessivage entraînant les acides.

Dans l'extrait aqueux des échantillons prélevés en hivernage il existe une corrélation entre les sulfates solubles produits par le séchage et les principaux cations solubilisés. Pour le calculer on a soustrait de l'extrait aqueux les valeurs correspondantes aux teneurs en SO_4 , Ca, Mg et Na de la solution du sol. Les valeurs obtenues se répartissent en deux groupes (fig. 74) : l'un rassemble en majorité les valeurs des profils de la mangrove et des horizons profonds du tanne, l'autre celles des horizons supérieurs du tanne et des profils situés près de la limite mangrove-tanne.

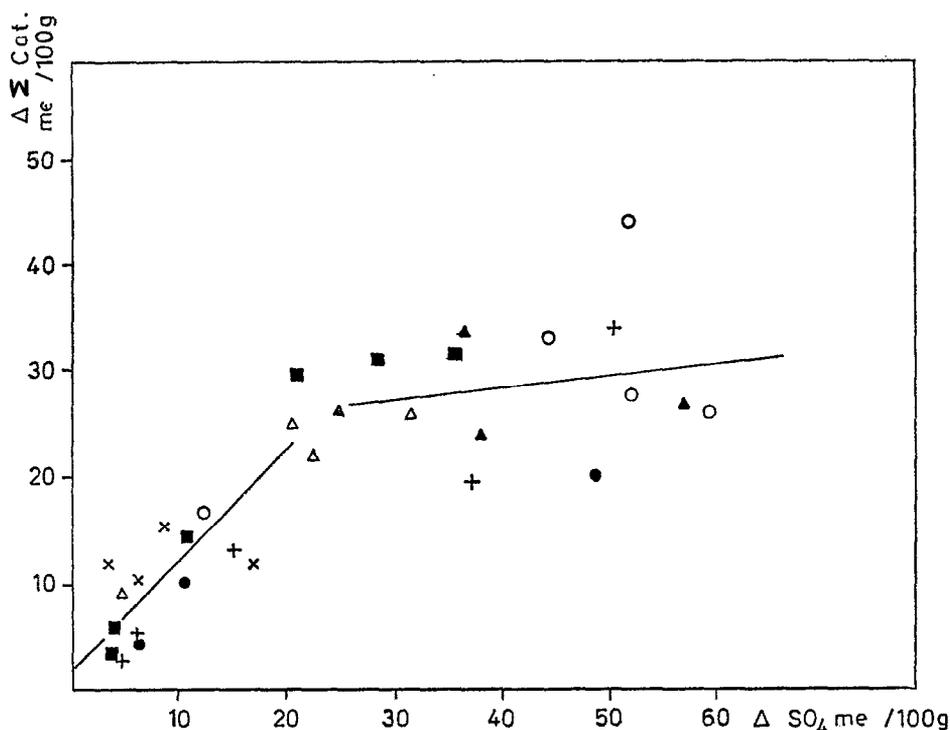


Fig. 74. — Relations entre la production de sulfates et la désorption des cations.

Dans le premier groupe de valeurs, on n'observe qu'une faible liaison entre ΔSO_4 et Δ Cations :

$$\Delta \text{ Cat.} = 0,12 \Delta \text{SO}_4 + 23,20 \quad (r = 0,228)$$

On observe en outre un net excès apparent d'anions, causé par la formation d'acide sulfurique libre. Une fraction seulement des acides produits est neutralisée par échange avec le complexe absorbant du sol.

Dans le second groupe la liaison est plus nette :

$$\Delta \text{ Cat.} = 1,04 \Delta \text{SO}_4 + 1,74 \quad (r = 0,846)$$

et cations et anions s'équilibrent bien.

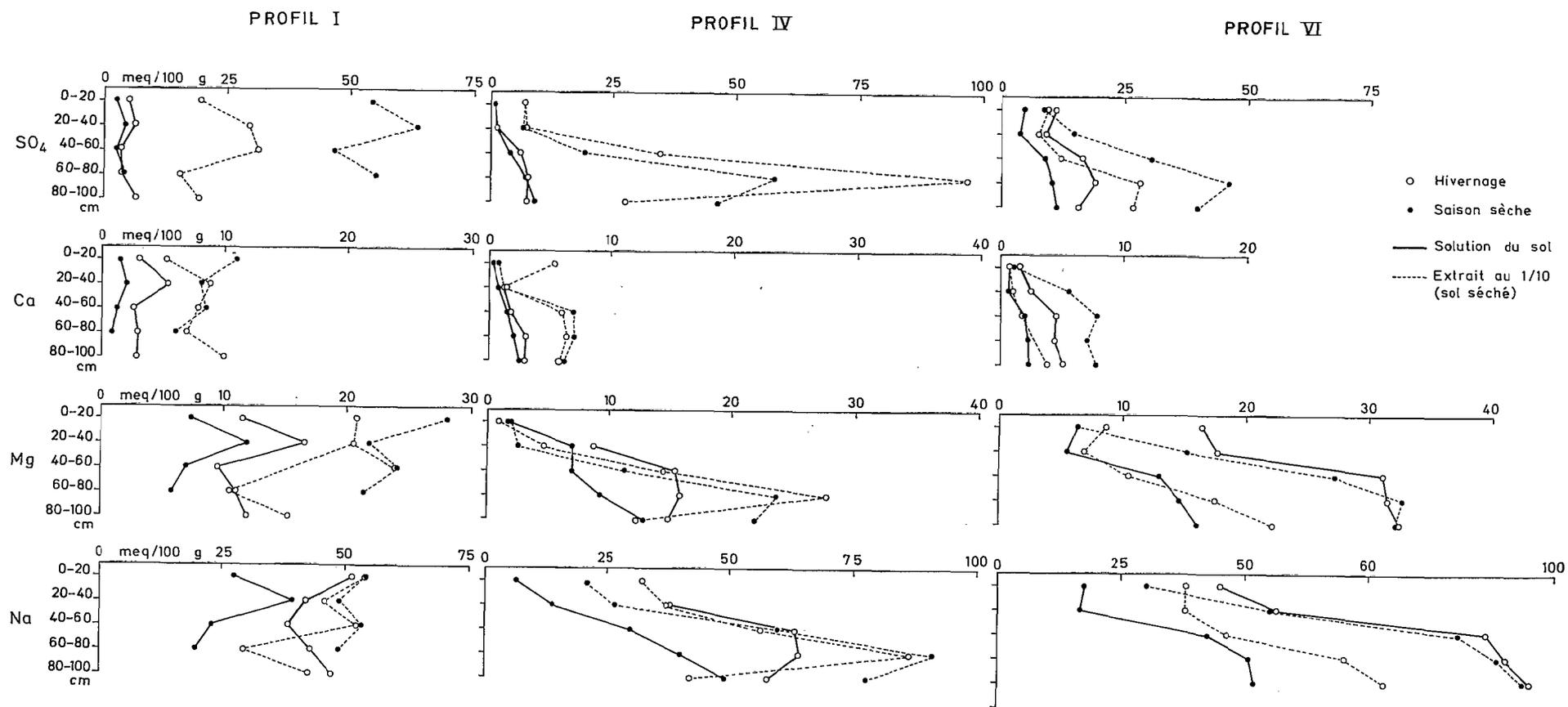


Fig. 75. — Variations saisonnières de la composition ionique de la solution du sol et de l'extrait aqueux.

La comparaison de trois profils de la séquence, les profils I (mangrove à *Rhizophora*), IV (mangrove à *Avicennia*) et VI (tanne à halophytes) montre des comportements différents de la solution du sol (fig. 75).

Pour l'ion SO_4^{--} , les teneurs dans la solution du sol du profil I ne varient pratiquement pas ; le séchage en enrichit fortement l'extrait aqueux. On peut faire les mêmes observations pour le profil VI en profondeur, mais, en surface, les différences sont faibles car il n'y a que très peu de corps réduits à oxyder lors du séchage.

Pour le calcium on note une augmentation substantielle dans l'extrait aqueux tant en saison sèche qu'en hivernage dans les profils I et IV, et seulement en hivernage dans le profil VI. Il en est de même pour le magnésium et le sodium, qui se concentrent dans la solution du sol du tanne, en saison sèche, ce phénomène se développant en profondeur du profil IV au profil VI.

Or, les teneurs dans la solution du sol comme dans l'extrait aqueux ont été ramenées au poids du sol sec afin de tenir compte de ce qui serait dû, dans la solution du sol, à une simple concentration par évaporation.

Le fait que les concentrations en Ca, Mg et Na, d'une part dans les extraits aqueux des sols prélevés en hivernage, d'autre part dans la solution du sol du tanne en saison sèche, sont les plus élevées, montre que le dessèchement saisonnier, comme la dessiccation artificielle, provoque une certaine désaturation du complexe, les ions libérés servant à neutraliser les acides formés lors de l'oxydation du soufre réduit.

L'aération de saison sèche, qui entraîne l'oxydation d'une partie du soufre réduit, se traduit donc par une certaine désaturation du complexe absorbant et par une accumulation relative de magnésium et de sodium dans la solution du sol. La nappe qui circule dans la séquence échange aussi des ions avec la solution du sol. En saison sèche, sa composition est très proche de celle de la solution du sol. En hivernage, par contre elle extrait de la solution du sol plus de Cl et de Na que de SO_4 et de Mg (VIEILLEFON, 1973).

C. ÉVOLUTION DES PROPRIÉTÉS DU COMPLEXE ABSORBANT

Les variations du pH, tant au cours du cycle annuel que dans les expériences d'incubation et de séchage, les titrations des acides produits, montrent que certaines caractéristiques de la solution du sol sont influencées par celles du complexe absorbant.

Par ailleurs, l'évolution liée à la maturation des sols de la séquence s'accompagnant de la diminution des teneurs en matière organique, les parts de la capacité d'échange correspondant aux minéraux argileux et à la matière organique changent en valeur relative. D'autre part, l'oxydation de la pyrite, libérant des acides qui sont partiellement neutralisés, avant d'être lessivés, provoque l'apparition d'éléments qui influent sur la capacité d'échange quand le pH varie.

On note également que la baisse de la teneur en matière organique s'accompagne d'une meilleure humification. Le rapport C/N, qui dépasse parfois 30 dans la mangrove, s'abaisse aux environs de 15 dans le tanne.

1. Capacité d'échange

La capacité d'échange a été mesurée, classiquement pour un sol acide, après

saturation à l'acétate d'ammonium, et sa relation avec les teneurs en matière organique et en argile a été étudiée.

Dans les vases récemment déposées, de compositions minéralogique et granulométrique homogènes, l'influence de la matière organique est très importante, donnant la relation suivante (tableau XXI de l'annexe II) :

$$T \text{ mé/100 g} = 6,42 C \% + 9,04$$

pour des valeurs de T comprises entre 12,5 et 38,3 mé/100 g. Il s'agit là de matière organique d'origine planctonique à forte capacité d'échange.

Dans la séquence, la diminution de la capacité d'échange semble accompagner celle de la matière organique. Alors que T peut atteindre 50 mé/100 g dans le profil I, elle s'abaisse à moins de 20 dans le tanne, et de plus en plus profondément du profil V au profil VII (minimum 11,7),

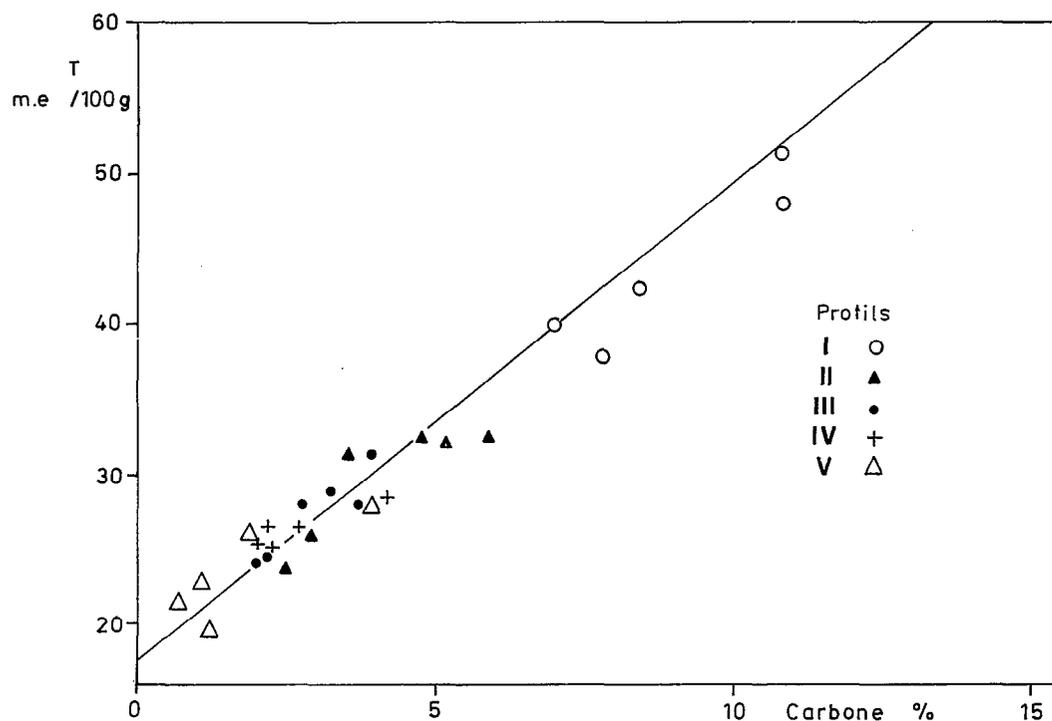


Fig. 76. — Relation entre la teneur en carbone organique et la capacité d'échange.

Des corrélations entre matière organique et capacité d'échange ont été calculées pour des séries d'échantillons lyophilisés et non lyophilisés. Les premiers (fig. 76) donnent des valeurs plus élevées de la capacité d'échange (considérée comme la somme des capacités d'échange des argiles et de la matière organique).

$$T \text{ mé/100 g} = 3,14 C \% + 17,75$$

contre :

$$T \text{ mé/100 g} = 2,66 C \% + 13,51$$

pour les seconds. Le séchage à l'air de ces derniers provoque donc probablement une modification des propriétés d'échange des matières organiques et des minéraux argileux.

Le calcul de la régression multiple liant la capacité d'échange à la matière organique et à l'argile granulométrique a été tenté. Cependant, ce calcul est entaché d'assez grandes incertitudes à propos de la teneur en argile, car il est très difficile, dans ces sols, de détruire complètement la matière organique, et aussi de désagréger les pseudo-particules qui sont très résistantes, et que l'on retrouve dans les fractions grossières, comme dans les sols ferrallitiques de Casamance (CHAUVÉL *et al*, 1967).

Néanmoins, la corrélation obtenue, représentée par l'équation :

$$T \text{ mé/100 g} = 22,03 + 2,07 C \% + 0,124 \text{ argile} \%$$

montre que la capacité d'échange due à la matière organique est toujours incomparablement plus forte que celle de l'argile, qui semble se rapporter à une kaolinite.

2. Bases échangeables

Tous ces sols étant salés, la détermination des bases échangeables pose le problème de la soustraction des cations solubles. Deux voies semblaient possibles, soit le lessivage à l'alcool des cations solubles avant extraction par l'acétate d'ammonium, soit l'extraction par cette dernière méthode de l'ensemble (cations échangeables + cations solubles), suivi de la soustraction des cations mis en solution par un extrait à 1/10 ou, ce qui est mieux, de ceux présents dans la solution du sol (tableau XXII de l'annexe II).

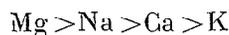
En effet, l'extraction de cations solubles à une dilution supérieure à la teneur en eau du sol *in situ* provoque une augmentation des teneurs en raison de la dilution de sels faiblement solubles et d'échanges avec les cations échangeables (MURTHY *et al*, 1973).

Cette procédure s'est cependant révélée parfois infructueuse pour les échantillons prélevés en saison sèche, dans lesquels la teneur en cations de la solution du sol était paradoxalement supérieure au total déplacé par l'acétate d'ammonium.

On a donc préféré comparer l'ensemble des cations déplacés par l'acétate d'ammonium aux deux saisons. Dans la plupart des cas l'ensemble (cations échangeables + cations solubles) est plus fort en hivernage qu'en saison sèche. Comme on a d'autre part observé que la solution du sol est plus concentrée en saison sèche, on peut en conclure que les cations « échangeables » en saison des pluies sont augmentés par suite du séchage. Ces cations échangeables se formeraient donc à partir d'éléments non échangeables du sol, au cours de l'acidification résultant du séchage.

Le dosage des cations échangeables devrait donc se faire sur l'échantillon frais. Cependant, sur une petite série de prélèvements séchés, on a procédé au lessivage des sels à l'alcool.

Les résultats obtenus montrent que l'ordre de concentration des ions, pour l'ensemble des sols de la séquence, peut s'écrire :



ce qui diffère de celui des ions dans la solution du sol et dans la nappe.

Dans certains profils, il peut même y avoir un peu plus de calcium échangeable que de sodium échangeable, ce qui prouve encore que ce dernier cation est peu adsorbé par le complexe, eu égard aux très importantes quantités qui existent dans la solution du sol.

L'étude de la composition ionique de la solution du sol (chapitre III) a montré que l'évolution saline semble provoquer l'accumulation relative des ions alcalino-terreux vers la surface et des alcalins en profondeur. C'est ce que semble confirmer la répartition des cations échangeables dans le profil VI (tableau IX).

Quoiqu'il en soit, il serait hasardeux de vouloir tirer de l'analyse du complexe les tendances évolutives sur le plan physico-chimique. Finalement, seule la comparaison de la composition ionique de la solution du sol à celle des extraits aqueux, et à différentes périodes du cycle annuel, semble susceptible de fournir quelques indications (cf. chapitre III).

TABLEAU IX
Cations échangeables dans le profil VI

Profondeur (cm)	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	Ca + Mg/K + Na
0-3.....	11,41	14,17	1,14	5,08	4,1
3-10.....	7,79	2,26	1,67	3,88	1,8
20-30.....	4,42	5,58	1,49	4,04	1,8
70-80.....	6,39	5,06	0,03	5,24	1,9
150-170.....	5,54	7,12	1,38	4,72	2,1

Les cycles annuels d'oxydation-réduction seraient les moteurs des phénomènes d'échange entre le complexe et la solution, conduisant à un enrichissement relatif du complexe en magnésium.

Dans la première partie de la séquence, que l'on peut appeler le *pôle mangrove*, à une forte capacité d'échange se trouve confrontée une teneur en sels assez peu élevée qui, étant donnée la faible profondeur du drainage naturel, ne peut entraîner que de faibles adsorptions et pratiquement pas de précipitations. Dans la seconde, par contre, c'est-à-dire vers le *pôle tanne*, la capacité d'échange se trouve fortement réduite tandis que la concentration en sels solubles augmente notablement. Le pH est acide mais subit d'assez larges fluctuations. Le milieu peut donc être plus agressif vis-à-vis des constituants minéraux du sol et provoquer les transformations qui seront étudiées ci-après.

CONCLUSIONS

Les transformations des formes du soufre au cours de l'oxydation du stock réduit, qui ont été étudiées dans le chapitre précédent, commandent d'une part l'acidification globale des terres évoluées de la séquence de sols, d'autre part, les variations saisonnières observées.

Ces mêmes transformations, par l'intermédiaire des ions SO₄⁻ produits et de la baisse du pH qui les accompagne, réagissent sur les caractéristiques de la solution du sol et de son complexe absorbant.

Il en résulte que l'ambiance physico-chimique de ces sols est commandée par un ensemble d'interactions entre les produits de l'oxydation des formes réduites du soufre, les éléments en solution et les éléments échangeables, enfin les minéraux argileux et le quartz.

II. LES TRANSFORMATIONS DU MATÉRIAU ORIGINEL

A. HYPOTHÈSE SUR LA NATURE ET L'ORIGINE DU MATÉRIEL SÉDIMENTAIRE

Le matériel sédimentaire qui forme le remblaiement récent de la zone estuarienne, et où sont particulièrement développés mangroves et tannes, semble ne pouvoir provenir que de l'érosion de la couverture de sols ferrallitiques rouges et beiges du bassin versant de la Casamance (chapitre I).

Ce n'est que pour les plus anciennes terrasses, qui ourlent les plateaux du Continental Terminal, qu'il est possible d'invoquer une origine plus lointaine des sédiments. En effet, les barrages successifs de cordons littoraux ont toujours précédé le comblement alluvial récent, et l'apport de sédiments extérieurs au bassin versant de la Casamance n'a donc pu se faire qu'avant que ces cordons se mettent en place.

L'examen des diverses fractions granulométriques, de même que l'étude de lames minces, permet de montrer les liens de parenté qui associent les sédiments des mangroves et les sols des plateaux. L'étude des minéraux argileux doit faciliter la mise en évidence des transformations minéralogiques éventuelles.

Rappelons simplement que le matériel des sols des plateaux est principalement formé de 50 à 60 % de *quartz ferruginisés*, 40 à 50 % de *kaolinite* et 5 à 6 % de *fer* sous forme d'*oxydes*, jouant souvent le rôle de ciment des pseudoparticules (FAUCK, 1970-1973).

B. ÉVOLUTION DE LA TAILLE ET DE LA NATURE DES CONSTITUANTS MINÉRAUX

1. Étude de la taille des éléments texturaux

Des réserves ayant été faites quant à la répartition exacte des différentes fractions dans les résultats analytiques, il est cependant possible de se rendre compte de la parenté entre les sols de mangrove et ceux des plateaux par l'examen des fractions grossières.

En effet, si ces dernières sont beaucoup moins importantes dans la mangrove, quelques pour cent contre quelques dizaines de pour cent, elles présentent aussi des pseudoparticules. Celles-ci sont de teinte pâle alors que celles des sols des plateaux sont fortement colorées.

De même, les rares gros grains de quartz sont très finement diaclasés mais à peu près complètement débarrassés de leurs inclusions et revêtements ferrugineux.

Les grains de quartz arrondis sont très rares et ce sont plutôt des éclats sans trace d'usure mécanique qui forment l'essentiel des éléments grossiers. Il semble que l'évolution en milieu réducteur ait fait disparaître les enrobages et les inclusions ferrugineuses, facilitant la pulvérisation des grains au cours de l'analyse granulométrique.

D'ailleurs, dans les fractions des sables fins et des limons grossiers (de 50 à 200 microns) il y a exclusivement des grains de quartz anguleux. L'analyse aux rayons X révèle de même que, dans la fraction des limons fins, le quartz est dominant.

Le transfert du matériau des sols de plateaux dans le milieu réducteur des mangroves se traduirait donc par un affinement granulométrique affectant principalement le quartz (VIEILLEFON, 1972-b).

Ceci a été confirmé par l'examen de quelques lames minces, exécutées après lyophilisation dans les sols de la séquence (VIEILLEFON, 1970-b) : c'est dans la mangrove seulement que l'on peut observer des grains de quartz assez gros qui portent des traces évidentes de fragmentation (Pl. VI, photos A et B), p. 114.

Les lames minces des sols plus évolués ne renferment que des quartz très fins et émoussés (Pl. VI, photo C).

On a étudié les variations de la granulométrie des fractions fines inférieures à 40 microns, par la méthode de décantation en bac thermostaté.

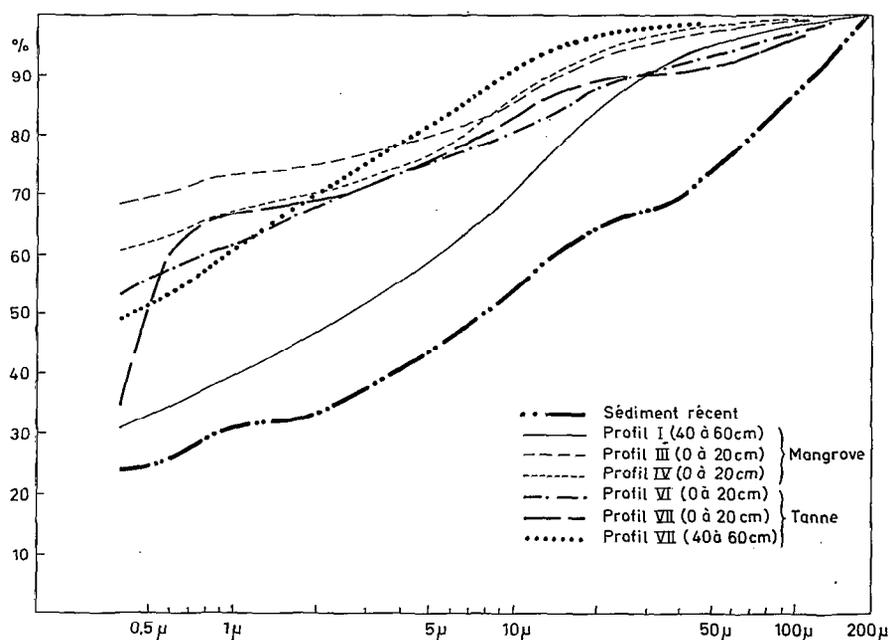


Fig. 77. — Évolution de la fraction fine des sols de la séquence.

L'examen des courbes granulométriques obtenues (fig. 77) indique d'abord une augmentation relative de la fraction inférieure à 40 microns, qui passe de 70 % dans les sédiments récents à 80-90 % dans la mangrove. On note une faible diminution ultérieure dans les horizons supérieurs du tanne. Mais le plus intéressant réside dans la forte augmentation de la fraction inférieure à 0,4 micron, très progressive dans la mangrove, suivie d'une évolution inverse dans le tanne.

D'un point de vue général, les courbes I et II, presque rectilignes, sont de faciès logarithmique, indiquant des sédiments bien triés, déposés par excès de charge, et caractéristiques du domaine fluvio-marin (HERVIEU, 1966-b). Dans les courbes suivantes (III et IV), on observe une certaine tendance vers le faciès hyperbolique, qui se manifeste

encore plus nettement dans le tanne. Cette évolution n'est pas liée à une sédimentation en milieu calme (faciès de décantation, RIVIÈRE, 1952), mais résulte plutôt des phénomènes de fragmentation et de dissolution des quartz les plus fins qui ont été évoqués précédemment.

En Casamance, l'évolution géomorphologique est de type plutôt estuarien, les sédiments déposés aidant à la progression du comblement alluvial vers l'aval, dans un sens plutôt horizontal, et non de type deltaïque, dans lequel les sédiments fins se déposeraient dans des cuvettes de décantation après submersion de levées alluviales fluviales plus grossières. Ce dernier cas peut exister aussi bien en région plus aride, comme dans le delta du Mangoky, à Madagascar (HERVIEU, 1966-a), qu'en région plus humide, comme dans le delta du Niger (ALLEN, 1965).

En effet, la prédominance de l'un ou l'autre des deux types de dynamique sédimentaire (horizontal ou vertical) dépend surtout de deux facteurs indépendants du climat local, qui sont l'intensité de l'apport sédimentaire par les fleuves et l'importance du marnage (amplitude des marées). La sédimentation différentielle en milieu deltaïque introduit des variations granulométriques qui ne sont pas observées en milieu estuarien. Par contre, la pédogenèse ultérieure peut provoquer des modifications sensibles.

Il semble donc qu'à un affinement régulier de la taille des particules dans la première partie de la séquence succède une diminution relative des particules les plus fines.

Ce fait est illustré par l'examen du rapport entre les particules inférieures à 0,4 et 40 microns (tableau X).

TABLEAU X

Évolution du pourcentage des particules $<0,4 \mu$ par rapport au total des particules $<40 \mu$

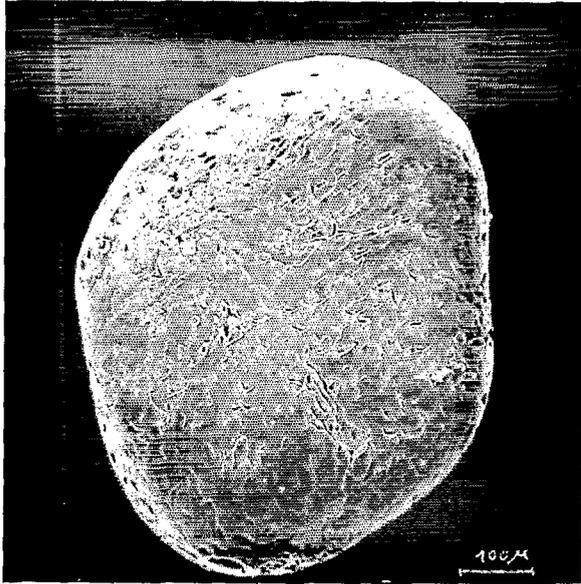
Profils (cm)	I	II	III	IV	V	VI	VII
0- 20.....	53	80	80	72	67	62	68
40- 60.....	42	59	49		63	52	60
80-100.....	32	55	50		71	59	54
180-200.....	30			39			40

Dans les horizons profonds de la mangrove et du tanne que l'on peut considérer comme le matériau initial, ce rapport est voisin de 30 à 40 %. Il double pratiquement dans les horizons supérieurs de la mangrove où débute la pédogenèse induite par les fluctuations de la nappe, puis tend à diminuer ensuite d'abord dans les horizons de surface puis plus profondément.

Puisque la fraction inférieure à 40 microns tend, elle, à augmenter, il est possible d'attribuer la disparition relative des particules les plus fines à la dissolution des tous petits grains de quartz, ainsi peut-être qu'à la destruction d'argile minéralogique. En effet, l'agression par le milieu réducteur puis oxydant ne se limite pas au nettoyage des dépôts et inclusions ferrugineuses, mais semble concerner les grains de quartz eux-mêmes.

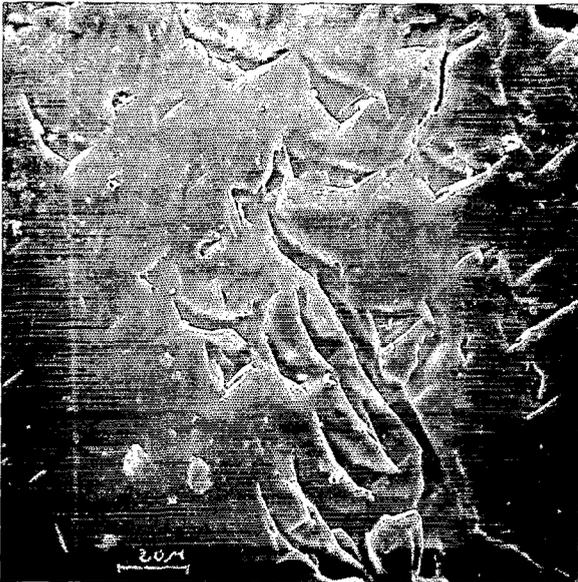
Des examens des grains de quartz de la fraction des sables grossiers (0,2 à 2 mm), à l'aide du microscope à balayage (Stereoscan), ont montré que dans le sol de mangrove

La corrosion chimique des quartz
dans la mangrove.



*Photo A: grain de quartz de la mangrove arrondi
et corrodé. (Profil III; X 120).*

A



*Photo B: détail de la photo A, cavités géométriques
profondes (X 590).*

B



*Photo C: agrandissement de la photo B, décolle-
ment d'écaillés microscopiques (X 5.800).*

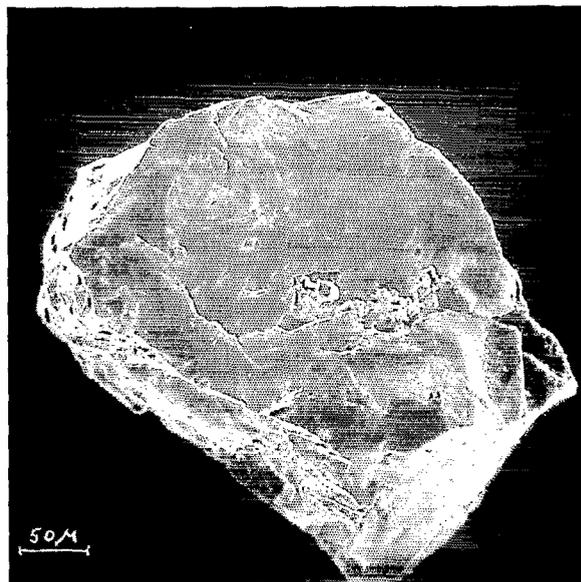
C

PLANCHE VIII

Corrosion chimique des quartz
et dépôts de silice amorphe.

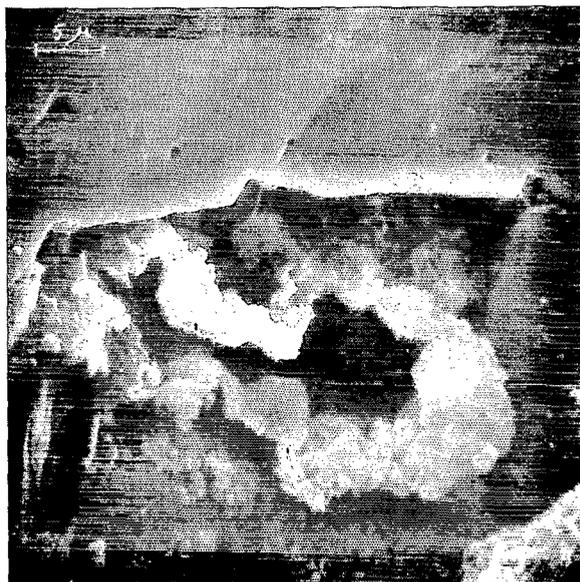
*Photo A: fragment de grain de quartz du tanne
(Profil VI; X 220).*

A



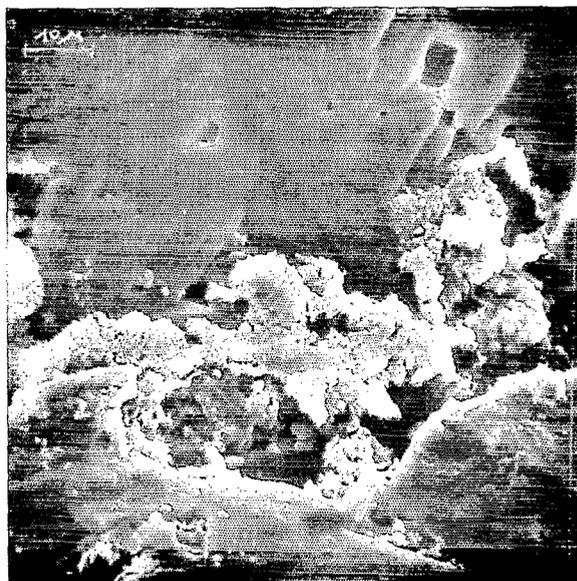
*Photo B: détail de la photo A, dépôt de silice
(X 1.100).*

B



*Photo C: détail de la photo A, dépôt de silice
amorphe (X 2.300).*

C



les grains apparaissent parfaitement nettoyés et présentent des traces caractéristiques, en forme de coins triangulaires, qui peuvent être assimilées à des figures de corrosion chimique (LENEUF, 1970). On peut remarquer sur la planche VII un grain provenant du profil III, dont la surface est entièrement perforée (photo A). Le détail de ces cavités géométriques apparaît nettement à plus fort grossissement (photo B). Sur un autre grain du même lot, à très fort grossissement, des fragments en voie de décollement peuvent être observés (photo C).

Dans un lot provenant du profil VI du tanne, les grains présentent non seulement de profondes traces de corrosion mais également des dépôts vraisemblablement constitués de silice amorphe. Ces dépôts sont apparemment concentrés dans des fissures ou des cavernes (Pl. VIII, photo A). Des agrandissements de ces sites (photo B, photo C) montrent la forme géométrique de ces cavernes. Il est cependant probable que des dépôts de silice amorphe ne se font pas exclusivement dans les cavités, mais également sur les surfaces planes ou convexes des grains, d'où elles ont pu être entraînées au cours de la préparation des échantillons et du tamisage.

LERIBAUT (1971) a montré que le milieu intertidal est favorable à des actions alternées de dissolution du quartz et de précipitation de silice amorphe, ces dépôts se localisant principalement dans les dépressions de la surface des grains. Dans un milieu très voisin, quoique un peu plus aride, en Nouvelle-Calédonie, BALTZER *et al* (1971) ont montré l'existence de cristallisation de minuscules grains de quartz, à partir des dépôts de silice amorphe.

2. Étude des minéraux argileux.

L'argile granulométrique, extraite par décantation, de plusieurs profils de la séquence a été étudiée à l'aide des rayons X, de l'analyse thermique différentielle et de la thermogravimétrie. En complément, un certain nombre d'analyses de l'argile et du sol total ont été réalisées, par fusion alcaline, et par attaque triacide.

a. EXAMEN AUX RAYONS X.

Tous les diagrammes présentent des pics bien caractérisés à 3,55 et 7 Å, attribuables à la kaolinite, dont l'intensité diminue cependant de la mangrove au tanne (fig. 78).

La mise en œuvre de divers traitements (chauffage à 490° C, glycérolage) permet de suspecter la présence, à côté de la kaolinite bien cristallisée, d'un minéral à 10 Å du type illitique et d'un interstratifié chlorite-montmorillonite, tous deux assez nets dans la mangrove et disparaissant dans le tanne, enfin d'un autre interstratifié, illite-montmorillonite, dont les proportions semblent augmenter dans le tanne.

Dans les échantillons du tanne, le pic à 7 Å persiste assez nettement après chauffage, ce qui pourrait être l'indice de la présence d'un minéral de type berthiérine.

Les minéraux hérités des sédiments provenant de l'érosion des sols rouges ne contenant que de la kaolinite (environ 75 %), avec des traces d'illite (FAUCK, 1973), il faut admettre que des transformations ont lieu assez tôt lors de la pédogenèse des sols de mangrove.

Ce n'est que dans les tannes que semblent se former des minéraux de type gonflant. Ils ne sont pourtant qu'imparfaitement cristallisés et évoquent des minéraux de dégradation (Com. H. PAQUET).

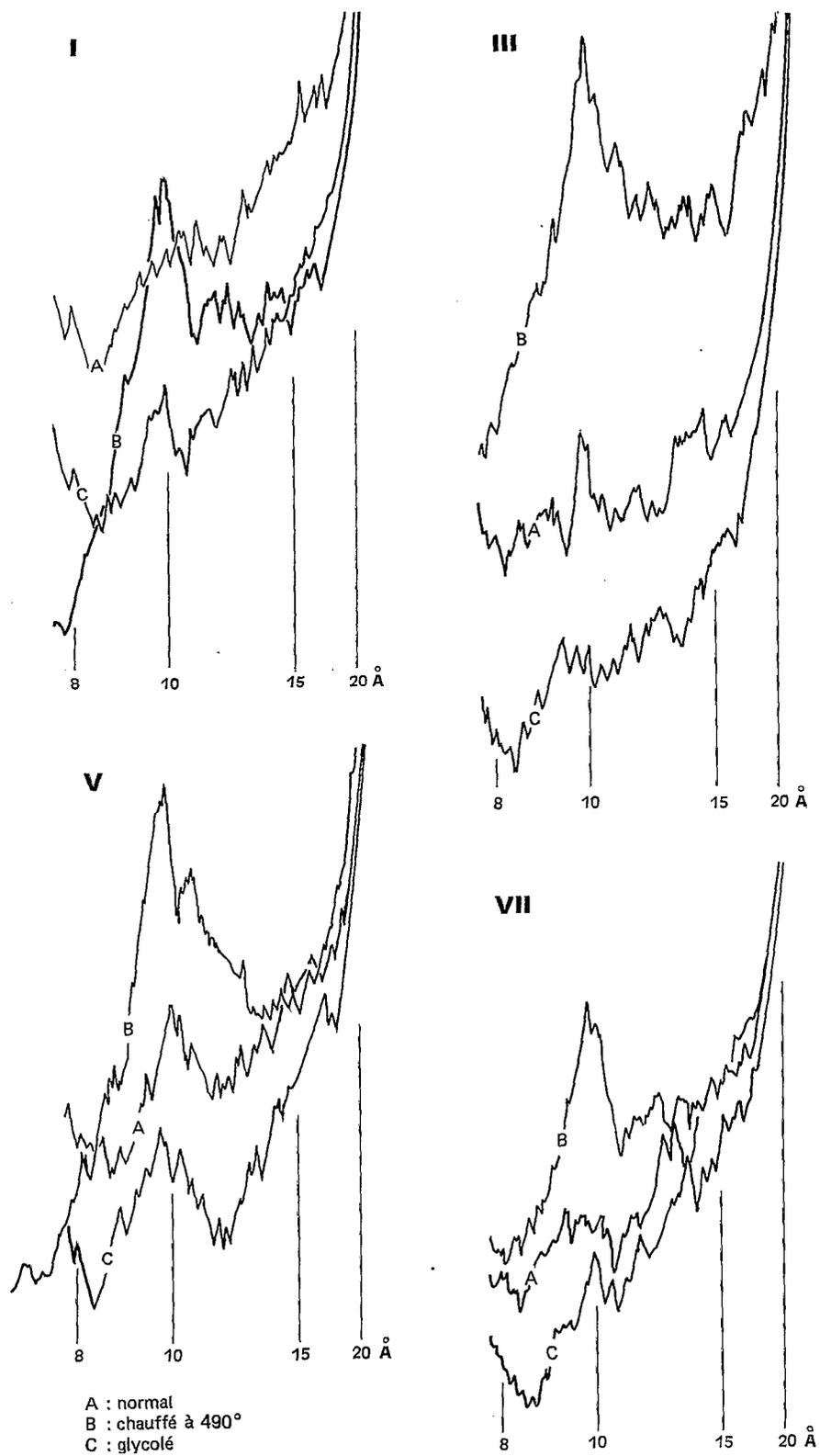


Fig. 78. — Diagrammes de rayons X de la fraction argileuse (profils I, III, V, VII).

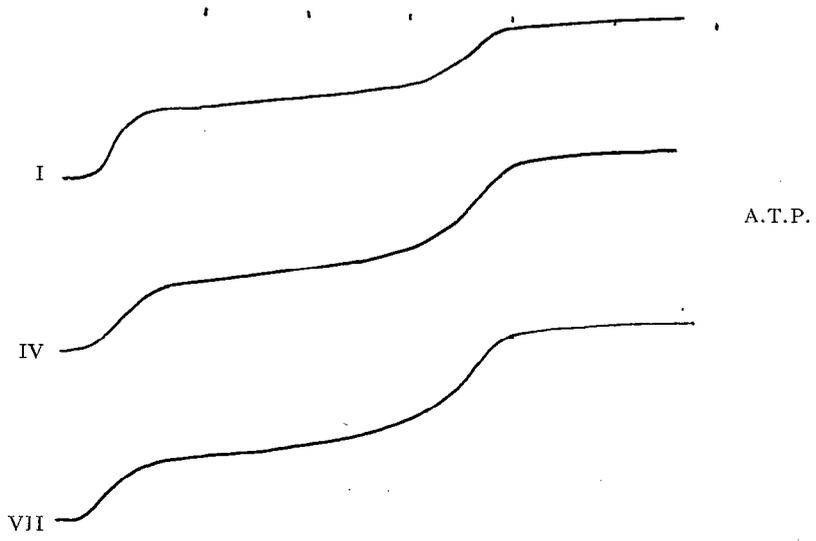
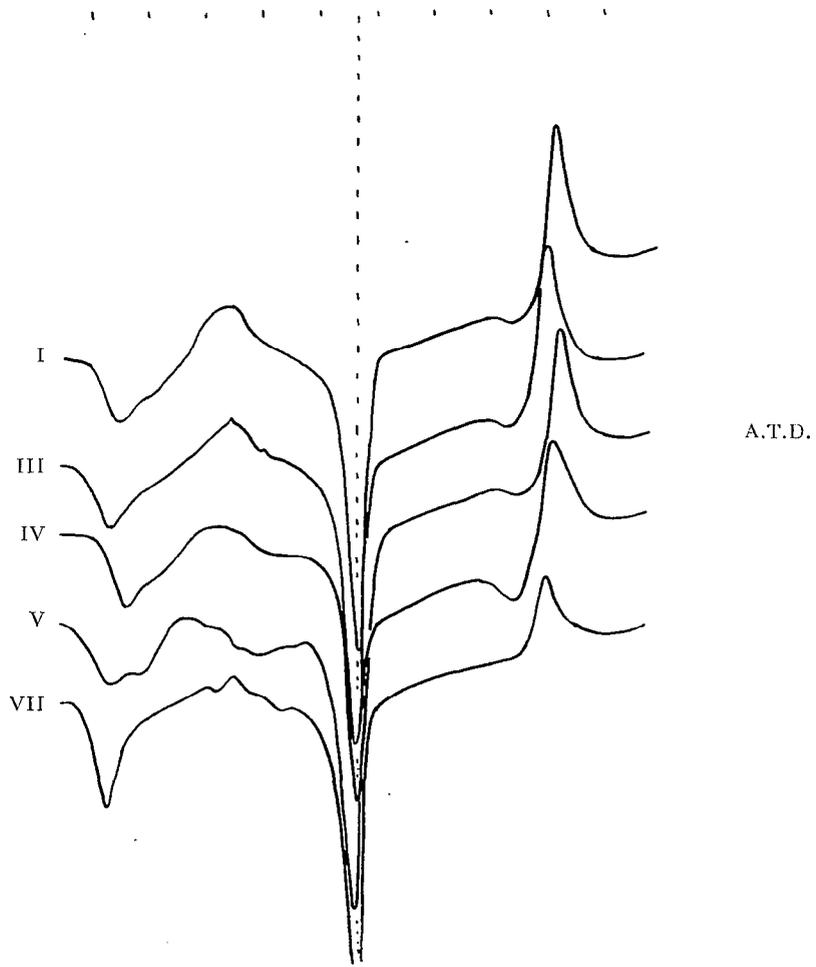


Fig. 79. — Diagrammes d'analyses thermiques.

b. ANALYSES THERMIQUES.

L'allure des courbes (fig. 79) est conforme à celle que donne la kaolinite. Il existe cependant un fort crochet endothermique vers 130°-150 °C, un large bombement exothermique vers 300-400 °C qui peut être rapporté à la matière organique ainsi qu'à des produits soufrés, un crochet endothermique à 410 °C, suivi d'un crochet exothermique à 440 °C, attribuable à la jarosite (SCHWERTMANN, 1961), enfin un faible crochet endothermique vers 820-850 °C, qui pourrait être dû à la chlorite ou à l'illite.

La perte de poids attribuable à la kaolinite diminue quand on passe des échantillons de la mangrove à ceux du tanne, tandis que le phénomène occupe un plus large domaine de températures. La diminution de la pente de la fraction de courbe correspondante peut être interprétée comme une diminution de la cristallinité (CAILLÈRE *et al*, 1963).

De même, la quantité d'eau hygroscopique diminue fortement, mais, pour les échantillons du tanne, en particulier dans le profil VII, la pente de la portion de courbe correspondant à cette perte d'eau se redresse nettement, ce qui pourrait attester également la présence de minéraux gonflants.

L'estimation de la teneur en kaolinite dans la fraction argileuse à partir de ces courbes, sous réserves des incertitudes afférentes à ce type d'analyse, montre une nette tendance à la diminution de la mangrove au tanne (tableau XII).

TABLEAU XI
Teneurs en kaolinite d'après l'analyse thermodéterminale

Profil	Profondeur (cm)	
I	80-100	73 % de kaolinite
III	0- 20	70 % de kaolinite
IV	0- 20	67 % de kaolinite
V	40- 60	64 % de kaolinite
VII	0- 20	44 % de kaolinite
	80-100	51 % de kaolinite

Les teneurs en kaolinite sont voisines de 75 % dans les sols rouges de Casamance (FAUCK, 1973). Il y aurait donc peu de dégradation dans la mangrove, celle-ci se développant par contre dans le tanne.

C. PROBLÈMES POSÉS PAR LES TRANSFORMATIONS DES CONSTITUANTS MINÉRAUX

L'attaque du quartz et les transformations apparentes des minéraux argileux supposent que la solution du sol s'enrichisse progressivement en silice et en alumine dissoutes, nonobstant des précipitations éventuelles de ces constituants sous forme amorphe ou pseudo-soluble.

En même temps que les éléments majeurs, la silice, l'alumine et le fer ont été dosés dans trois séries de prélèvements. (Les résultats des dosages concernant les prélèvements au début d'hivernage (juillet) et en fin d'hivernage (novembre) sont portés dans les tableaux XXIII et XXIV de l'annexe II.)

Ne tentant pas de véritable bilan de la silice et de l'alumine dans la séquence, il n'a pas été tenu compte des apports extérieurs par les eaux de submersion qui, en hivernage, peuvent être alimentées par des venues de silice de l'amont du bassin versant. L'eau de la nappe du Continental Terminal en contient en effet 15 à 30 ppm (FAUCK, 1973).

Les dosages ont été effectués sur les oxydes et les ions en solution, sans rechercher d'éventuels éléments figurés alumino-siliciques pseudo-solubles, dont TRICHET *et al* (1968) ont montré l'importance dans la pédogenèse des sols à allophanes.

1. Répartition de la silice et de l'alumine (*)

En hivernage, de même que l'on assiste à une uniformisation relative des conditions physico-chimiques (Eh, pH, salinité) dans l'ensemble de la séquence, la silice est répartie d'une manière homogène de la mangrove au tanne, avec des teneurs ne dépassant pas 10 à 30 ppm.

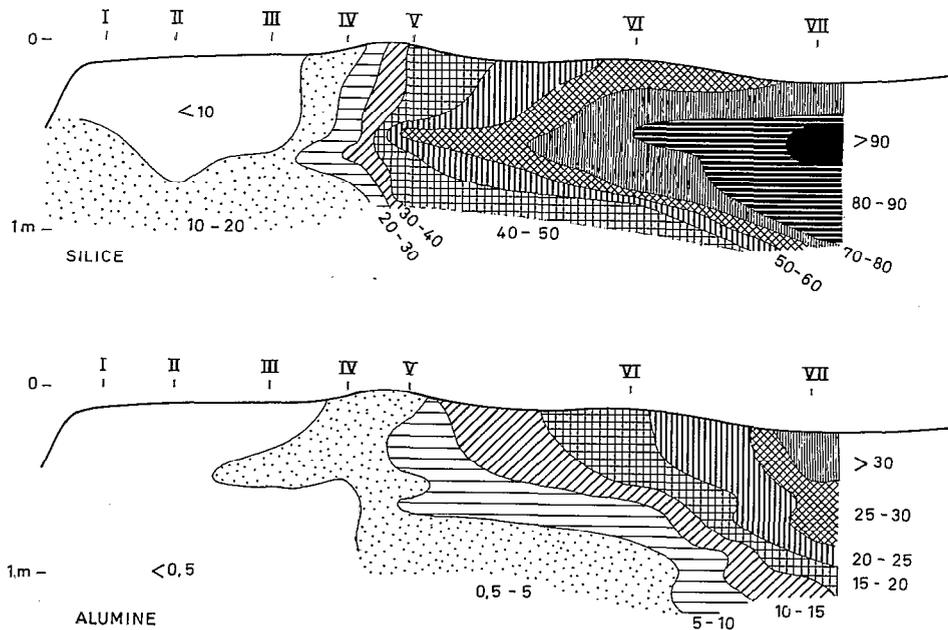


Fig. 80. — Silice et alumine dans la solution du sol (début hivernage), ppm.

Par contre, en fin de saison sèche il se produit, selon un gradient croissant de la mangrove au tanne, une concentration de la silice en solution qui approche la saturation (fig. 80). Contrairement à celle des cations solubles, cette augmentation de teneur

* Les termes silice et alumine désignent ici respectivement l'acide silicique H_4SiO_4 , seule forme existant au pH du sol, et les ions Al^{3+} et $AlOH^{2+}$.

ne se produit pas en direction de la surface, mais dans la partie moyenne des profils. Le maximum mesuré est de 92,4 ppm à 30-40 cm de profondeur dans le profil VII.

Notons que la concentration de silice sous forme amorphe dans les horizons intermédiaires d'un sol sulfaté acide développé a été rapportée par VAN BREEMEN (1972).

De même que la silice, l'alumine n'apparaît en quantité notable qu'en fin de saison sèche et dans le tanne (fig. 81).

Mais le gradient est alors nettement orienté vers la surface, la valeur maximum atteignant 30 ppm dans les 20 premiers cm du profil VII, contre 5 ppm en hivernage,

2. Les causes de la mise en solution de la silice et de l'alumine

L'alumine ne peut provenir que de l'altération de minéraux argileux, tandis que la silice peut avoir deux sources : ces mêmes minéraux argileux, parmi lesquels la kaolinite est dominante, et le quartz.

Or, les études précédentes ont montré que les grains de quartz sont non seulement pulvérisés, mais apparemment dissous dans le milieu du tanne.

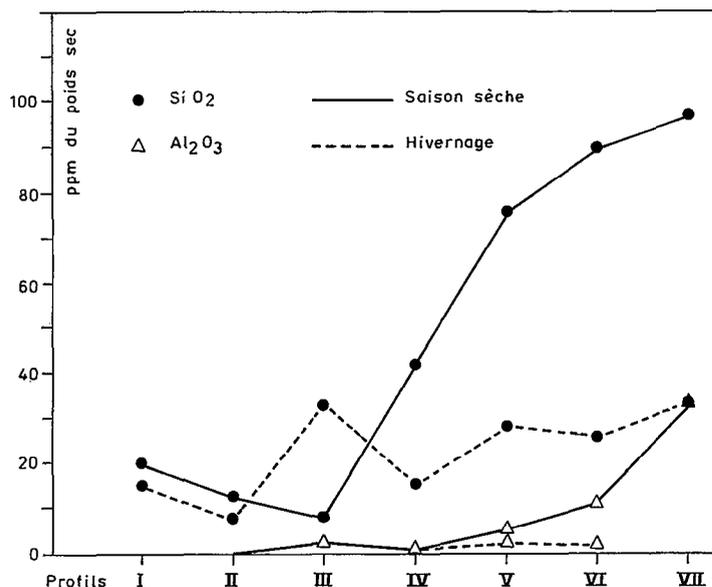


Fig. 81. — Teneurs saisonnières en silice et en alumine (par rapport au sol sec).

De plus, l'apparition d'alumine sous forme soluble se produisant avec un certain retard sur celle de la silice, il est vraisemblable que dans un premier temps seul le quartz est attaqué. Si les teneurs en silice et alumine sont rapportées au poids de sol, ce fait est bien illustré par la figure 81. Les variations saisonnières sont également soulignées. Quant à leur cause il est possible qu'en hivernage l'entraînement des solutions en profondeur justifie la baisse des teneurs de ces deux éléments.

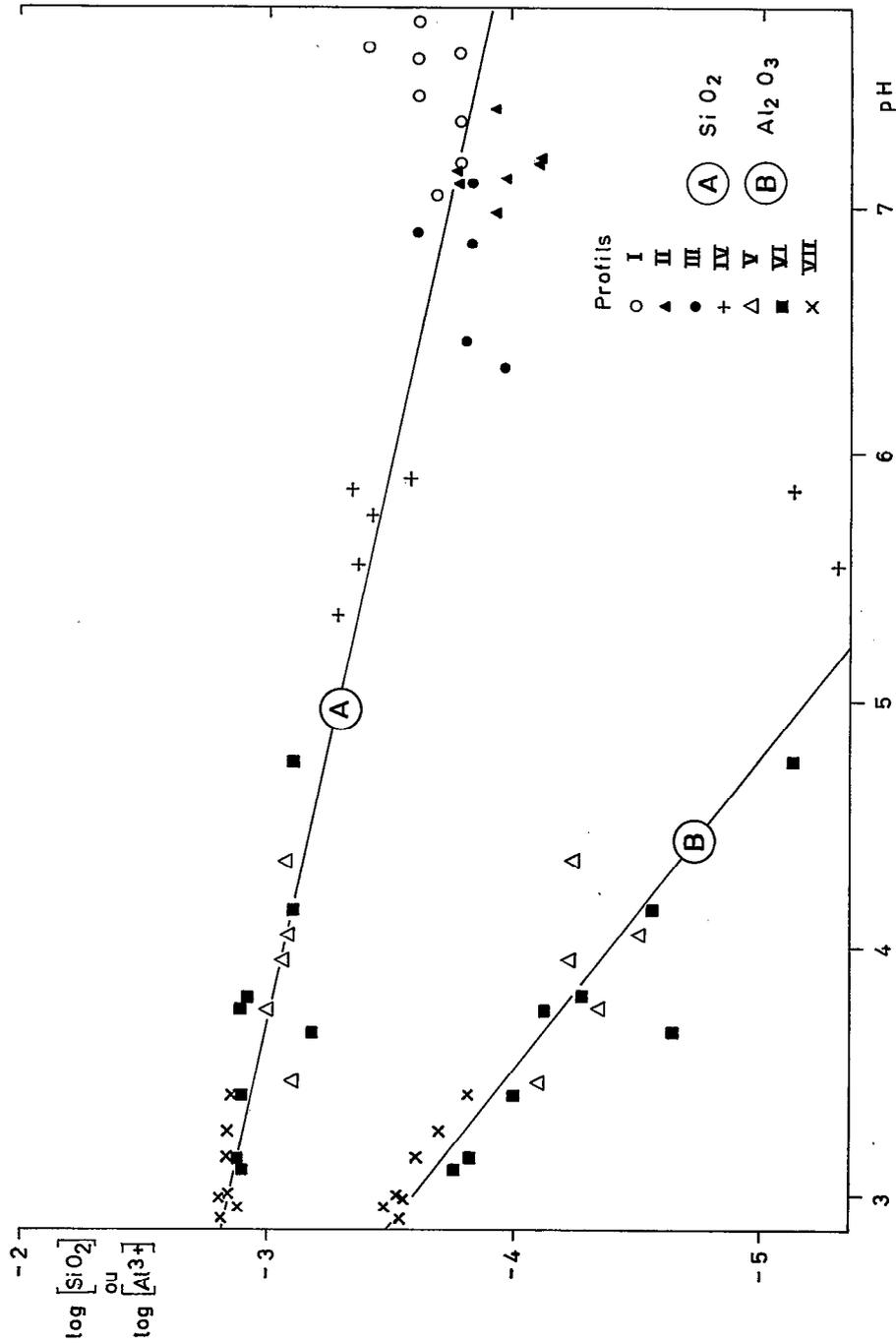


Fig. 82. — Relations entre le pH et les teneurs en silice et en alumine dans la solution du sol.

Par ailleurs, on peut montrer que dans la solution du sol extraite d'échantillons prélevés en juillet, donc au début de l'hivernage, il existe de bonnes corrélations entre les teneurs en silice et en alumine, et le pH de la solution (fig. 82).

$$\begin{aligned} \log (\text{SiO}_2) &= -0,22 \text{ pH} - 2,19 \quad (r = 0,925) \\ \log (\text{Al}_2\text{O}_3) &= -0,79 \text{ pH} - 1,24 \quad (r = 0,914) \end{aligned}$$

Il se produit donc une régulation des teneurs en silice et alumine dissoutes par le pH, régulation qui implique en réalité diverses interactions par le jeu de la dissociation de ces éléments en différents composés, parmi lesquels H_4SiO_4 , H_3SiO_4^- pour la silice, Al^{3+} , Al OH^{2+} pour l'alumine, sont les plus courants.

On examinera ci-après les mécanismes possibles de libération de ces éléments, à partir des principaux constituants des sols de la séquence, c'est-à-dire la kaolinite et le quartz.

a. SOLUBILISATION DU QUARTZ PAR ATTAQUE ACIDE.

Si la teneur maximum en silice, en présence du quartz, est généralement fixée à 12 ppm (STOBER, 1967), de nombreuses études ont montré que dans les expériences de dissolution, l'origine des échantillons et les techniques de préparation et de manipulation peuvent avoir une incidence en ce qui concerne les solubilités mesurées. La dimension

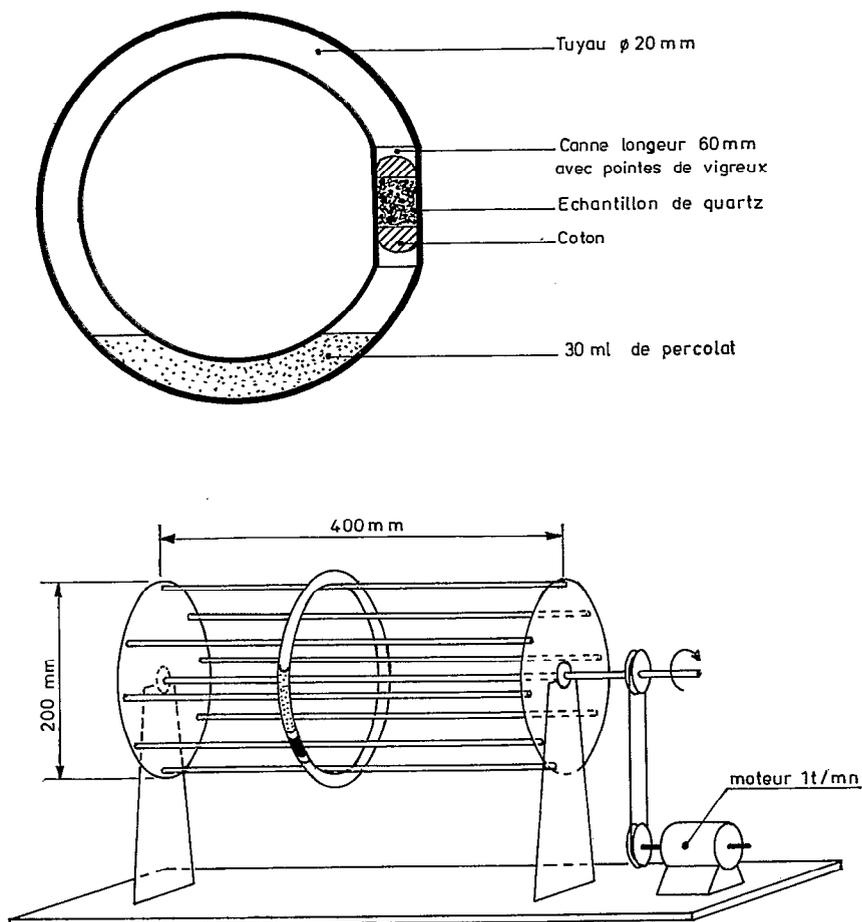


Fig. 83. — Appareil pour percolation.

des particules ne jouerait qu'un rôle mineur (STOBER, 1967). Par contre, l'agitation en cours d'expérience peut conduire à la saturation par rapport à la silice amorphe (MOREY *et al*, 1962). Cependant, des manipulations trop perturbantes ne peuvent être que difficilement confrontées aux phénomènes naturels.

En dessous de pH 9, le pH n'a théoriquement pas d'influence sur les teneurs maximum de silice en solution en présence de quartz (SIFFERT, 1962). Cependant, le fait que l'acidification saisonnière de la solution du sol s'accompagne d'une augmentation des teneurs peut s'expliquer par une action du pH sur la cinétique de la réaction de dissolution.

Dans une expérience réalisée au laboratoire de Thonon, on a utilisé une action relativement ménagée :

utilisant un dispositif imaginé par BALDENSPERGER (1969), 3 à 4 grammes de grains de quartz calibrés de 0,5 à 1 mm ont été placés dans des tubes en téflon de 2 cm de diamètre et 5 cm de long aux extrémités desquels ont été façonnées des pointes de Vigreux afin de retenir des tampons de cellulose maintenant les quartz. Le tube est ensuite raccordé à un tore en tube de matière plastique transparente d'une vingtaine de cm de rayon. Le tore a été placé sur un tambour à axe horizontal entraîné par un moteur tournant à la vitesse de un tour par minute. Une solution d'attaque de 20 ml, placée dans le tore peut ainsi traverser l'échantillon au cours de chaque rotation (fig. 83).

Dans cette expérience deux lots de quartz ont été utilisés : d'abord du quartz pur issu d'un échantillon minéralogique, ensuite des grains provenant d'un sol rouge de Casamance, qui sont cariés et ferruginisés.

Dans un premier temps le pH a été ajusté à 2 par une solution d'acide sulfurique dans l'eau, puis à pH 2,1 et 3,9 par de l'acide sulfurique dans une solution normale de chlorure de sodium.

Les résultats (tableau XXIV de l'annexe II) présentés par la figure 84, montrent que la vitesse de dissolution du quartz ferruginisé du sol rouge est supérieure à celle qui a été mesurée pour le quartz pur. Au bout de 37 jours, la teneur en silice de la solution n'est que de 1,3 ppm pour le quartz pur à pH 2, alors qu'elle atteint 6 ppm, au même pH, pour le quartz ferruginisé. La plus grande facilité d'attaque du quartz ferruginisé a déjà été signalée dans une étude de la solubilisation du quartz lors de l'attaque « triacide » (CLAISSE, 1972). La vitesse de dissolution est également plus grande dans une solution sulfurique pure que dans une solution additionnée de chlorure de sodium (8 ppm contre 2,8 ppm à pH 2 au bout de 10 jours).

L'effet le plus net est dû au pH : alors qu'à pH 3,9 la solution ne dépasse pas une teneur de 2,8 ppm au bout de 117 jours, dans le même temps, à pH 2,1 elle atteint 12 ppm, ce qui correspond à la limite maximum de solubilité pour le quartz.

Il est vraisemblable que si l'expérience était suffisamment prolongée on obtiendrait le même palier à 12 ppm. On peut cependant conclure de cette expérience que le pH agit sur la vitesse de dissolution du quartz, ce qui fait que des variations saisonnières rapides du pH dans le milieu naturel peuvent répéter et prolonger cette attaque.

On a en effet remarqué que les variations saisonnières de la teneur en silice (et en alumine) de la solution accompagnent les variations du pH. Dans le même ordre d'idées, JONES *et al* (1963) observent une diminution de la teneur en silice dissoute de 70 à 25 ppm quand le pH passe de 5,4 à 7,2. Comme les fortes teneurs observées sont supérieures à la limite de solubilité du quartz, il s'ensuit que l'équilibre s'établit probablement avec la silice amorphe, de solubilité supérieure (environ 120 ppm à 25 °C).

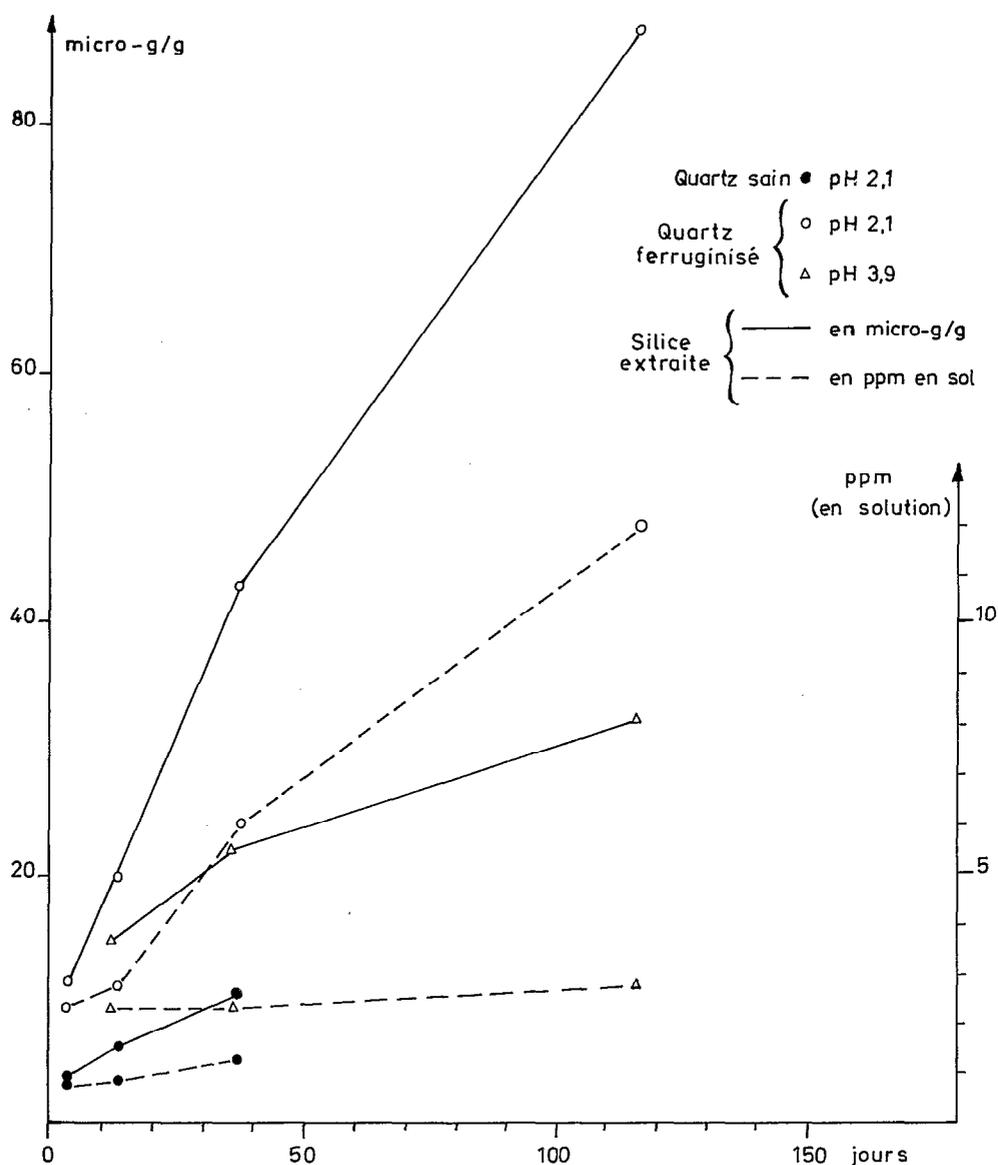


Fig. 84. — Mise en solution de la silice du quartz à différents pH.

Dans le milieu naturel, il est probable qu'après une attaque initiale libérant la silice du quartz jusqu'à une teneur de 12 ppm, la concentration de la solution du sol par évaporation en saison sèche permet le dépassement de ce seuil et, ultérieurement, la précipitation de silice amorphe, aux dépens de laquelle des concentrations plus élevées peuvent être observées.

Bien que la plupart du temps, les teneurs mesurées dans la séquence soient donc supérieures à 12 ppm, même en hivernage, on peut penser que l'hétérogénéité du milieu autorise l'existence de microsites dans lesquels le quartz peut être continuellement

dissous, comme l'attestent les études granulométriques. La régulation de la teneur en silice de la solution se fait, sous l'influence du pH et de la concentration des solutions par dépôt de silice amorphe, sur les grains mêmes, ce que montre l'examen au stereoscan, ou par formation d'opale, comme cela a déjà été signalé dans les sols sulfatés acides (BUURMAN *et al*, 1973). Mais il arrive qu'à bas pH (3,2 à 3,5) les teneurs en silice dissoute dépassent la saturation par rapport à la silice amorphe (KITTRICK, 1969-1971).

Si l'on considère chaque profil séparément, on est tenté d'expliquer les variations observées par le jeu des alternances climatiques, comme cela a été fait pour le pH et le Eh. Par contre, si l'on raisonne sur l'ensemble de la séquence, il semble également plausible de faire intervenir les mouvements de la nappe à l'intérieur de la séquence. Ainsi le sens de la réaction vers la dissolution ou vers la précipitation peut être commandé, non pas seulement par des changements des caractéristiques physico-chimiques in situ, mais par un simple transfert de la solution d'un milieu à un autre de caractéristiques différentes.

Ce schéma pourra s'appliquer à d'autres éléments. Pour le cas de la silice, on peut penser que le processus se déroule en deux temps :

- à la suite de l'hivernage et de la dissolution de corps acides, le quartz est attaqué au sein de microenvironnements à bas pH, jusqu'à des teneurs voisines de 12 ppm. Le sens du transport est alors du tanne vers la mangrove,
- au cours de la saison sèche, les solutions, qui transitent alors dans le sens opposé, se concentrent par évaporation, et la teneur en silice augmente notablement dans le sens mangrove-tanne. Il est même probable qu'elle atteint le seuil de saturation par rapport à la silice amorphe, ce qui explique les dépôts de silice amorphe sur les grains de quartz du tanne,
- au cours du cycle suivant, la mise en solution de la silice ne se fait plus à partir du quartz à faible solubilité, mais à partir de la silice amorphe. Ceci explique que même aux périodes de plus grande dilution, les teneurs dans le tanne sont toujours relativement élevées.

b. DISSOLUTION DE LA KAOLINITE.

Lors de l'attaque de la kaolinite, deux voies sont possibles :

- soit celle qui conduit à la formation de gibbsite, la silice dissoute étant exportée par la solution, et qui ne se produirait que pour des teneurs en silice inférieures à 1,25 ppm (MILLOT *et al*, 1971) ; c'est la dissolution *incongruente*, théoriquement indépendante du pH,
- soit celle qui provoque la solubilisation conjointe de la silice et de l'alumine ; c'est la dissolution *congruente*.

Ce dernier phénomène existe vraisemblablement dans le tanne, où silice et alumine dissoutes coexistent, tandis que dans la mangrove on ne trouve que de la silice, et en quantités moindres que dans le tanne.

Dans les deux cas, des expériences récentes (SIEVER *et al*, 1973), ont montré que les teneurs en silice dissoute extraite de produits purs, kaolinite et autres minéraux argileux, s'établissent nettement au-dessus des limites habituellement citées à partir d'expériences de laboratoire : 4 ppm dans l'eau distillée (SIFERT, 1962), 5 ppm et 2 ppm dans l'eau de mer avec ou sans agitation (MACKENZIE *et al*, 1965-1967).

Ces auteurs ont en effet obtenu 6 et 7 ppm sans broyage, mais jusqu'à 32 ppm après un simple lavage acide, phénomène qui doit pouvoir se produire dans le tanne. Ils ont

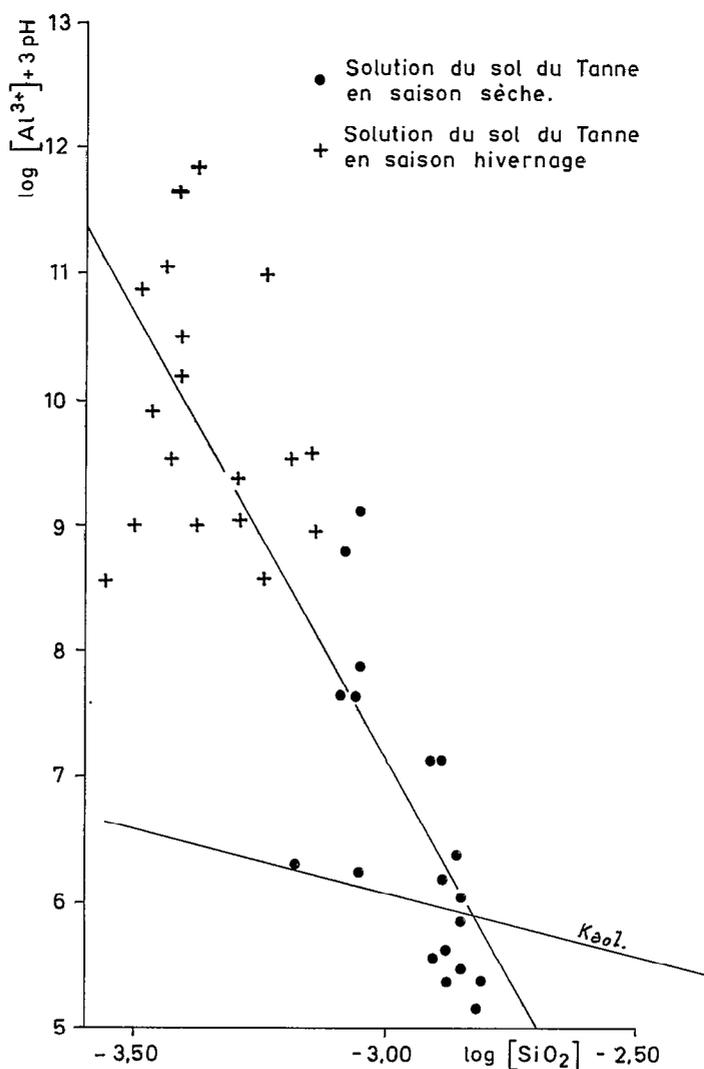
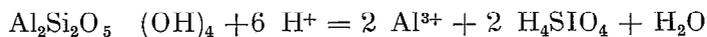


Fig. 85. — Relation entre $\log \{H_4SiO_4\}$ et $\log \{Al^{3+}\} + 3 \text{ pH}$ dans la solution du sol du tanne.

surtout observé que, même en l'absence de solubilisation de l'alumine, le pH règle nettement le seuil séparant la solubilisation de l'adsorption. Plus le pH est acide, plus ce seuil est élevé. Par ailleurs, la présence de sels en solution abaisse les seuils au même pH, comme cela a été remarqué pour la solubilisation de la silice du quartz.

L'existence de concentrations en silice dissoute voisines de 30 ppm dans le tanne ne serait donc pas un obstacle à la solubilisation de la silice de la kaolinite.

Dans le cas de la dissolution congruente de la kaolinite, on doit observer, à l'équilibre, une relation particulière entre les teneurs en silice et alumine dissoute et le pH, résultant de la réaction :



Les calculs thermodynamiques donnent pour la constante de dissociation de cette réaction la valeur de $\log K = \log (Al^{3+}) + \log (H_4SiO_4) + 3 \text{ pH} = 3,815$ à 25 °C et 1 atmosphère (HELGESON, 1969). On représente généralement cette réaction par un diagramme en portant en abscisses $\log (H_4SiO_4)$ et en ordonnées $\log (Al^{3+}) + 3 \text{ pH}$.

Pour la solution du sol de tanne, tant en hivernage qu'en saison sèche, on observe une pente bien différente de celle de la kaolinite (fig. 85), avec la relation :

$$\log (Al^{3+}) + 3 \text{ pH} = -7,18 \log (H_4SiO_4) - 14,43 \quad (r = 0,850)$$

Il est donc certain que le pH et les teneurs en silice et alumine dissoutes dans le tanne ne sont pas uniquement liées à la dissolution congruente de la kaolinite. On verra d'ailleurs plus loin que si cette dernière est dominante dans les minéraux argileux, elle n'est pas seule.

On peut cependant conclure de l'examen de ce diagramme que la dissolution de la kaolinite ne peut se produire en hivernage, mais qu'elle est possible en saison sèche, et seulement dans le tanne.

Si maintenant on se reporte aux relations entre le pH et les teneurs en silice et alumine (fig. 82), on remarque que la somme $\log (Al^{3+}) + \log (H_4SiO_4)$ est liée au pH par un facteur voisin de 1, au lieu de 3 pour la dissolution de la kaolinite ou la formation de minéraux du même type (HEM *et al.*, 1973).

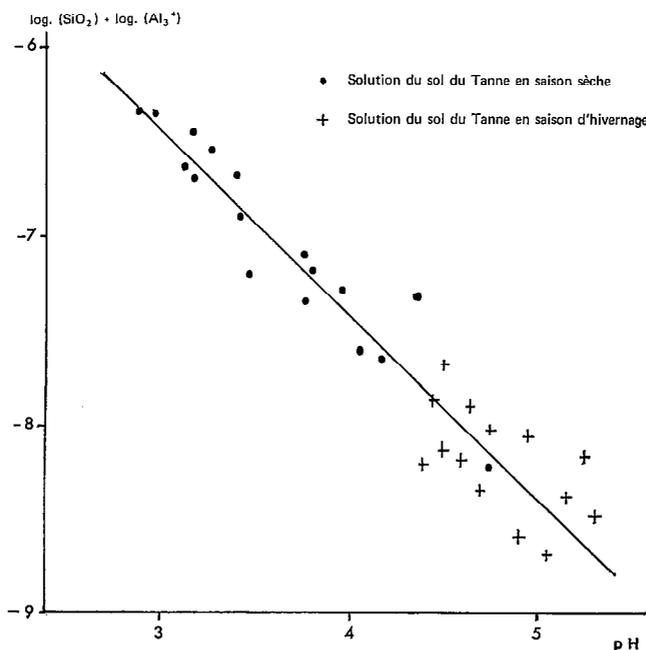


Fig. 86. — Relation entre le pH et la somme ($\log H_4SiO_4 + \log Al^{3+}$).

On obtient en effet la relation suivante : (fig. 86)

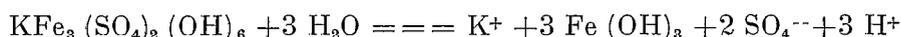
$$\log (Al^{3+}) + \log (H_4SiO_4) = -0,97 \text{ pH} + 3,57 \quad (r = 0,906)$$

Cela donne pour une constante de dissociation la valeur moyenne

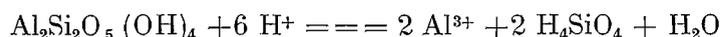
$$\log K = -3,46 \pm 0,22.$$

Dans le tanne, où la formation de jarosite semble précéder la dissolution de la kaolinite, la relation observée entre les teneurs en silice et alumine dissoutes et le pH peut s'expliquer par la combinaison des deux réactions suivantes :

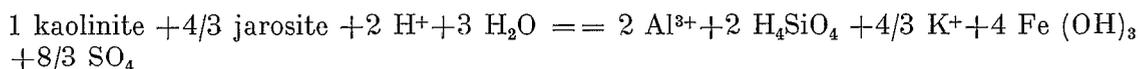
(1) l'hydrolyse de la jarosite



(2) La dissolution congruente de la kaolinite



On obtient alors la réaction globale suivante :



dont le $\log K = \log (\text{Al}^{3+}) + \log (\text{H}_4\text{SiO}_4) + 2/3 \log (\text{K}^+) + 4/3 \log (\text{SO}_4^{--}) + \text{pH} = -6,61 \pm 0,37$ (valeur obtenue pour l'ensemble des prélèvements).

En résumé, dans la séquence de sols étudiée ici, la mise en solution de la silice se ferait d'abord à partir du quartz dans la mangrove, ensuite à partir de la kaolinite dans le tanne, permettant une libération subséquente d'alumine. Les résultats obtenus par GARDNER (1970) montrent en effet que le pH commande la dissolution de la silice aux dépens de ses différentes sources, quartz ou kaolinite. Si le pH est supérieur à 3,7 seul le quartz est attaqué ; au-dessous, c'est plutôt la kaolinite.

D'après SIEVER *et al* (1973), des dépôts de produits amorphes résulteraient de l'adsorption de la silice quand les teneurs en solution excèdent les seuils déterminés pour les différents types d'argiles et ces produits auraient des rapports Si/Al supérieurs à ceux du minéral précédemment attaqué.

La néogénèse ou la transformation des minéraux argileux vers des types plus riches en silice pourraient ainsi s'expliquer par des alternances de dissolution et d'adsorption favorisées par le transfert des solutions au cours des cycles saisonniers.

3. Régulation de la teneur en alumine en solution

La régulation de la teneur en silice de la solution semble être due, dans la gamme des teneurs observées, à la précipitation et la dissolution alternées du quartz dans la mangrove, de la silice amorphe et de la kaolinite dans le tanne.

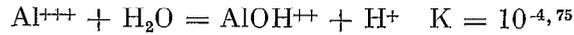
Comme il ne se forme pas de gibbsite, celle de l'alumine résulte de réactions plus complexes, d'une part avec les minéraux argileux, d'autre part avec des anions divers existant dans ce milieu (cf. I-A-2). D'une manière générale, les teneurs en alumine augmentent quand le pH baisse et que s'accroissent les teneurs en ion sulfate.

La solubilité maximum de l'alumine varie théoriquement entre $0,25 \cdot 10^{-1}$ à pH 3 et $0,30 \cdot 10^{-4}$ à pH 5. Or, dans le tanne, les teneurs s'échelonnent entre $10^{-3,5}$ et 10^{-5} dans le même intervalle de pH. Il existe donc un phénomène de régulation qui limite la teneur en composés solubles de l'aluminium, et l'on a pensé qu'il pourrait être dû à certaines combinaisons avec les ions SO_4^{--} .

HEM (1968) a étudié la répartition de l'aluminium entre les formes AlSO_4 , $\text{Al}(\text{SO}_4)_2^-$ et Al^{+++} , en fonction des teneurs en SO_4 . Les profils du tanne se situeraient près de la limite entre les deux formes sulfatées, les ions Al^{+++} ne représentant que 1 % du total :

$$\begin{aligned} \text{pSO}_4 (-\log (\text{SO}_4)) &= -1,26 \text{ à } -1,52 \\ \text{p Al} &= -3,48 \text{ à } -5,13 \end{aligned}$$

D'autre part, le pH joue un rôle dans la répartition des formes Al^{+++} et $AlOH^{++}$, qui sont prépondérantes en milieu acide (HEM *et al*, 1967). Les réactions en milieu aqueux s'écrivent :



ou

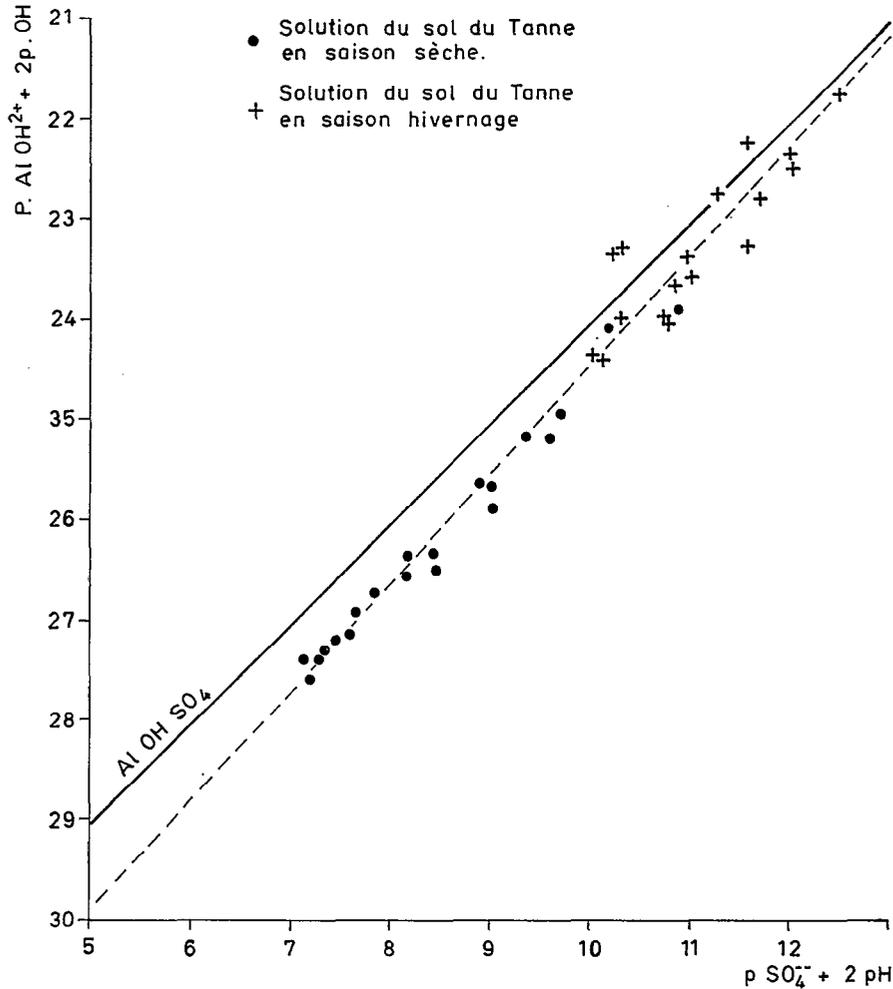
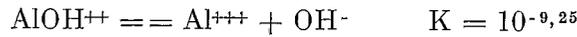


Fig. 87. — Diagramme de stabilité de $AlOHSO_4$.

A bas pH, Al^{+++} domine et $AlOH^{++}$ ne prend d'importance qu'au-dessus de pH 4. Au-dessous, Al^{+++} représenterait ainsi, dans les sols du tanne, plus de 80 % des formes libres, en particulier en saison sèche. En hivernage, par contre, $AlOH^{++}$ représente de 30 à 85 % des formes libres, dont le total est cependant plus faible qu'en saison sèche.

Van BREEMEN (1973) a suggéré que la régulation de Al fut réalisée grâce à la formation d'un sulfate basique d'aluminium, de formule AlOHSO_4 , dont la réaction d'équilibre pourrait s'écrire :



Cet auteur a en effet observé que, tant dans une expérience d'oxydation de vases de mangrove que dans des sols sulfatés acides de Thaïlande, il existe, dans la solution du sol, une très bonne corrélation entre les activités des ions Al^{+++} , SO_4^{--} et le pH, donnant pour la constante de dissociation du sulfate AlOHSO_4 la valeur :

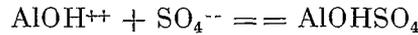
$$\text{pK} (-\log K) = \text{pAl} + \text{pOH} + \text{pSO}_4 = 17,23$$

Nous avons étudié la même relation dans les solutions extraites du tanne en fin de saison sèche et en fin d'hivernage, en ne prenant en compte que les ions Al^{+++} . On a obtenu la corrélation suivante :

$$\text{pAl} + 3 \text{pOH} = -1,0004 (2 \text{pH} + \text{pSO}_4) + 43,9364 \quad (r = 0,986)$$

qui est très proche de celle obtenue par Van BREEMEN, mais qui sonne pour pK une valeur plus faible, $15,94 \pm 0,19$, indiquent une certaine sursaturation de la solution du sol par rapport à ce sulfate.

Si maintenant on considère que la réaction d'équilibre de AlOHSO_4 est plutôt :



pour la même série de prélèvements, on a obtenu la relation (fig. 87) :

$$\text{pAlOH} + 2 \text{pOH} = -0,9996 (\text{pSO}_4 + 2 \text{pH}) + 34,6731 \quad (r = -0,990)$$

et pour pK les valeurs $+6,68 \pm 0,18$. Là il n'y a pas saturation.

Il est donc probable que ces résultats indiquent qu'un composé du type AlOHSO_4 intervient dans la régulation des teneurs en aluminium dans la solution du sol. Aucun minéral cristallisé correspondant à cette formule n'a été observé ni en Thaïlande ni au

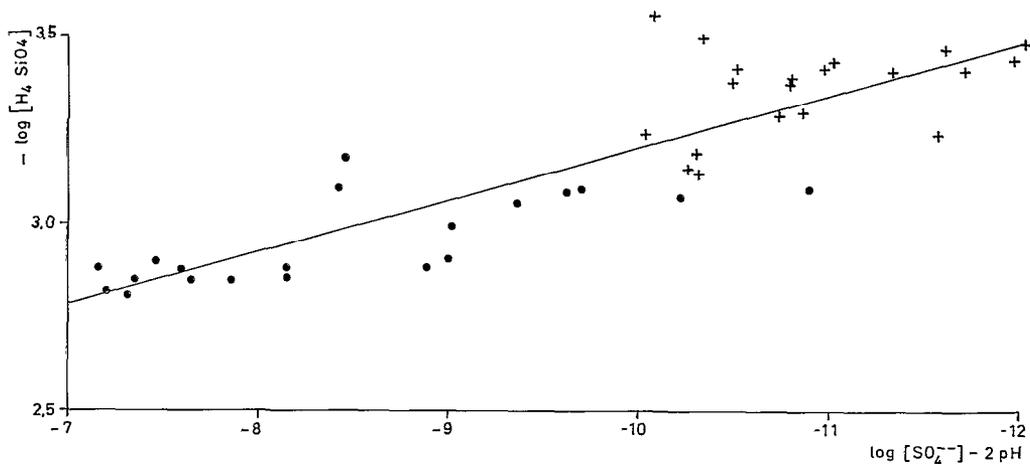
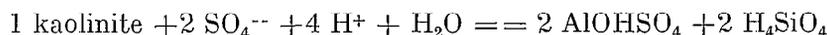


Fig. 88. — Relation entre $\log (\text{H}_4\text{SiO}_4)$ et $\log (\text{SO}_4^{--}) - 2 \text{pH}$.

Sénégal. On notera cependant qu'un minéral de même composition, la khademite, de formule $\text{AlOHSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, a été récemment découvert en Iran, où il se serait formé, en compagnie de divers sulfates de fer et d'aluns, au sein d'un « chapeau d'oxydation » de minerais sulfurés (BARIAND *et al*, 1973).

Par ailleurs, il est possible que cette régulation de la teneur en alumine intervienne dès la dissolution congruente de la kaolinite, si ce sulfate se forme suivant la réaction :



On observe en effet une bonne corrélation entre les teneurs en silice dissoute d'une part, et les teneurs en SO_4^{--} et le pH d'autre part (fig. 88) :

$$\log (\text{H}_4\text{SiO}_4) = 0,138 (\log (\text{SO}_4^{--}) + 2 \text{ pH} + 1,822) \quad (r = 0,877)$$

D. ESSAI D'INTERPRÉTATION

Après ces analyses diverses, on se trouve en présence d'un faisceau de faits concordants :

- dans la mangrove, mais probablement aussi déjà au sein des sédiments non encore colonisés par la mangrove, les éléments quartzeux hérités des sols de la couverture ferrallitique tendent à se fragmenter, par suite de, ou après, leur déferruginisation. La silice n'est alors libérée qu'en faibles quantités. Des minéraux à 10 et 14 Å apparaissent à côté de la kaolinite,
- dans le tanne, la pulvérisation des quartz se généralise, leur dissolution s'accroît, mais la kaolinite elle-même est vraisemblablement attaquée, ce qui provoque la libération de l'alumine. Il semble qu'alors, en présence d'une solution relativement chargée en cations, des néogénèses se produisent, mais d'une manière imparfaite.

Si la formation, en milieu naturel réducteur, de minéraux argileux du type chlorite a déjà été signalée (LYNN *et al*, 1966), celle de minéraux de type gonflant, dans le milieu oxydant et relativement acide des tannes, n'a jamais été mentionnée.

Au contraire, la plupart des auteurs pensent que les minéraux argileux autres que la kaolinite ont plutôt tendance à se transformer en kaolinite, en libérant des cations et de la silice, cette dernière ayant alors pour effet de tamponner le pH (VAN BREEMEN, 1972). La kaolinite serait alors préservée en conditions acides (HORN *et al*, 1968). Mais ceci est en désaccord avec les données de GARDNER (1970).

La possibilité de l'existence de minéraux du type montmorillonite peut être testée par l'étude des concentrations relatives en silice et en cations comme H^+ , Na^+ , K^+ (HESS, 1966 - DREVER, 1971-a). Ce dernier auteur a calculé les limites des domaines de stabilité de la kaolinite et d'une montmorillonite-Na de formule $\text{Na}_{0,33}\text{Al}_{2,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, dont la dissolution *incongruente* donnerait kaolinite, silice et sodium. Mais dans les diagrammes construits en fonction des teneurs en silice, du pH, des teneurs en potassium ou en sodium, les solutions du sol de la mangrove, comme du tanne, restent dans le domaine de la kaolinite (fig. 89, gauche), ou se répartissent selon une bande qui recoupe nettement les deux domaines.

Par ailleurs, VAN BREEMEN (1972) a construit un diagramme représentant les domaines respectifs de la kaolinite, d'une chlorite-Mg et d'une montmorillonite-Mg, d'après les données de HELGESON (1969) (fig. 89, droite).

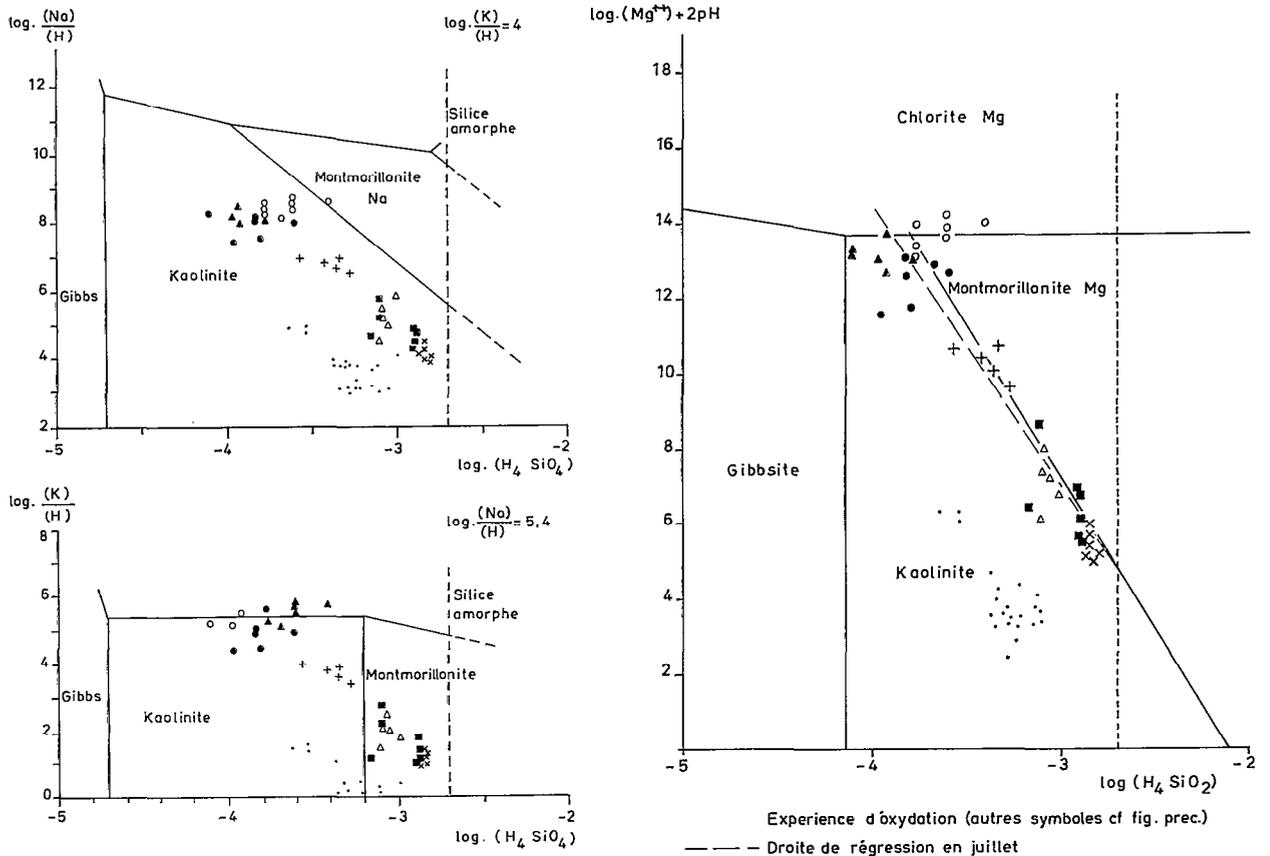


Fig. 89. — Diagrammes de stabilité de diverses montmorillonites (DREVER, 1971 - Van BREEMEN, 1972).

Or, pour trois séries de prélèvements de la solution du sol, les points se répartissent au voisinage de la limite entre kaolinite et montmorillonite-Mg, les échantillons de la mangrove pénétrant parfois dans le domaine de la chlorite-Mg.

L'équation de la droite séparant les domaines de la kaolinite et d'une montmorillonite de formule $Mg_{0,167}Al_{2,338}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2$ s'écrit (HELGESON, 1969) :

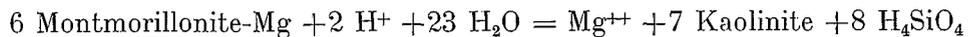
$$\log (Mg^{++}) + 2 \text{ pH} = -7,85 \log (SiO_4 H_4) - 16,32$$

Or, pour la série de prélèvements de juillet, au début de l'hivernage, on a obtenu :

$$\log (Mg) + 2 \text{ pH} = -7,39 \log (H_4SiO_4) - 15,11 \quad (r = 0,926)$$

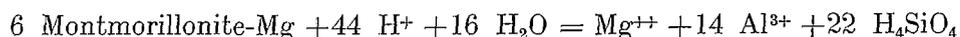
avec $\log K = \log (Mg^{++}) + 8 \log (H_4SiO_4) + 2 \text{ pH} = -17,30 \pm 0,62$ (contre $-16,8$ d'après les calculs théoriques de HELGESON, 1969).

Obtenant sur les sols sulfatés acides de Thaïlande des résultats similaires, Van BREEMEN (1972) a voulu y voir la preuve de la dissolution incongruente de la montmorillonite-Mg en kaolinite, suivant la réaction :



Il n'a pu être clairement établi que la réaction opposée pourrait être à l'origine de la néogénèse des minéraux de type gonflant détectés par l'examen aux rayons X.

Il semble par ailleurs improbable qu'ils puissent se former par un processus inverse de celui de la dissolution congruente de la montmorillonite, dont HELGESON donne l'expression suivante :



Enfin, d'après KITTRICK (1969-1971) l'équilibre entre la kaolinite et une montmorillonite quelconque commanderait une teneur moyenne en silice dissoute de 60 ppm, soit $\log (\text{H}_4\text{SiO}_4) = -3$. Dans le tanne on a obtenu des valeurs conformes ($-2,28$ à $-3,06$).

A l'inverse de ce qui se passe dans la période où la kaolinite peut être dissoute, on peut imaginer qu'un minéral de type montmorillonite-Mg peut être formé, à une période où le pH remonte et où la silice amorphe est remise en solution. Le minéral qui serait ainsi formé n'est que très imparfaitement mis en évidence par l'étude aux rayons X. Cependant DREVER (1971-b) estime que l'absorption du magnésium par les minéraux argileux se ferait plutôt en milieu anaérobie ; cet auteur observe en effet dans des sédiments côtiers du Rio Ameca, au Mexique, une diminution importante du magnésium dans les eaux interstitielles au sein du sédiment, par rapport aux couches situées près de l'interface. L'explication proposée fait appel à la substitution, dans les feuillettes argileux, du magnésium au fer, ce dernier étant ensuite piégé sous forme de sulfure. Peut-être un mécanisme de ce type pourrait-il se produire en hivernage, dans le tanne, mais comme on n'a pu y mettre en évidence des concentrations mesurables de silicates ferrugineux, ce n'est qu'une simple hypothèse. Il reste que l'alignement presque parfait des teneurs en magnésium et en silice près de la limite entre cette montmorillonite et la kaolinite est un fait remarquable.

E. L'APPORT DES ANALYSES TOTALES

Des analyses chimiques par attaque triacide et fusion alcaline ont été effectuées soit sur la fraction argileuse, qui représente toujours 70 à 80 % de l'ensemble de la terre fine, soit sur la terre fine elle-même.

1. Résultats des analyses

Les résultats des analyses triacides (tableau XII) montrent, pour certains éléments, une évolution relativement nette. On note en particulier, dans les profils V et VII, la diminution des teneurs en silice combinée (silicates) et en alumine en direction de la surface, tandis que les teneurs en fer augmentent. Le rapport moléculaire silice/alumine est très proche dans les deux profils, de 2,66 à 2,87, augmentant vers la surface.

Une comparaison intéressante peut être faite avec le profil I, en excluant la perte au feu, dont la plus grande partie résulte de la destruction de la matière organique. En recalculant les valeurs, on remarque que les teneurs en silice combinée des couches 15-20 et 20-25 cm du profil V (38,9 et 38,6 %) et des couches 20-30 et 40-50 cm du profil VII (37,9 et 38,3 %) sont proches de celle du profil I (38,6 %). Il en est de même pour l'alumine (respectivement 24,1 et 24,3 %, 22,9 et 24,4 %, contre 25,3 %).

Cela montre que les transformations des matériaux ont surtout lieu dans les horizons superficiels du tanne.

TABLEAU XII
 Résultats des analyses par attaque triacide sur les profils I, V et VII
 (en % du sol séché à 105 °C)

Profil (cm)	Perte au feu	Résidu total	SiO ₂ combiné	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
I 5-10....	48,70	8,95	19,80	13,00	4,25	nd	0,69	0,45	0,90	0,42	2,09
	0-5....	15,70	24,20	26,80	15,80	9,75	1,17	0,20	1,08	0,95	3,57
	5-10....	12,00	30,40	27,40	17,30	7,50	0,92	1,40	0,15	0,63	1,85
V 10-15....	12,40	24,40	31,50	20,00	6,25	0,59	1,40	0,16	0,70	0,79	1,62
	15-20....	12,90	21,80	33,90	21,00	5,50	0,81	1,35	0,10	0,43	1,24
	20-25....	13,80	19,40	33,30	21,00	5,75	0,95	1,32	0,23	1,24	3,64
VII 0-10....	17,70	19,00	28,60	17,00	9,80	0,77	1,09	0,17	0,94	1,84	2,46
	20-30....	17,20	19,80	31,40	19,00	5,00	1,74	1,32	0,21	0,99	3,20
	40-50....	18,90	18,10	31,10	19,80	4,25	1,92	1,22	0,21	1,07	3,27

D'autre part, les teneurs en fer dans les horizons subsuperficiels des profils du tanne sont plus faibles que dans le profil I, et c'est le contraire vers la surface. Voilà une indication sur la redistribution du fer entre les horizons à pyrite et les horizons à jarosite.

Les résultats des analyses par fusion alcaline sont conformes aux précédents (cf. tableau XXVI de l'annexe II). Cependant, les valeurs représentant la silice totale sont inférieures à la somme (silice combinée + résidu de l'attaque triacide). Si l'on tient compte du fait que les résultats de l'analyse par fusion alcaline ne « bouclent » pas à 100, les chlorures et les corps soufrés n'ayant pas été dosés, l'extrapolation donne une bonne correspondance entre ces analyses, notamment pour l'alumine et le fer. Il est donc probable que le résidu de l'attaque triacide correspond bien au quartz.

2. Discussion

Afin de mettre en évidence les transformations de faible importance qui affectent la pédogenèse des sols jeunes alluviaux, transformations que les méthodes physiques d'investigation ne permettent pas de chiffrer, VAN DER PLAS *et al* (1970) ont imaginé une méthode de calcul géochimique inspirée des techniques employées pour les roches éruptives (BURRI, NIGGLI, etc.), reposant sur la *composition « normale »* des échantillons analysés, la norme choisie étant celle de la *goethite*.

A l'aide de l'analyse chimique totale concernant principalement les éléments Si, Al, Fe, Mg, K, Ca, Na, Ti, ainsi qu'éventuellement P, Cl, S, Mn et carbonates, on calcule le « poids équivalent » de chaque élément sous forme d'oxyde.

On procède ensuite à la combinaison de ces éléments pour former une suite de minéraux constituant la *base* du calcul, ces minéraux n'ayant d'ailleurs qu'une existence théorique, le but de leur choix étant d'être ensuite utilisés dans des chaînes de réactions.

Ces réactions, qui doivent conduire à la constitution de minéraux communs dans les sols, sont choisies en fonction d'un ordre logique et doivent, autant que possible, aboutir à une répartition qualitative analogue à celle que donnent les méthodes physiques.

On obtient alors une représentation chiffrée de la composition des échantillons,

qui se révèle très utile pour la comparaison des horizons d'un même profil ou des profils d'une séquence (SLAGER *et al*, 1970). C'est une suite de réactions analogues à celle qui a été utilisée par ces deux auteurs, sur une séquence de sols littoraux de Suriname, qui a été employée dans l'étude présente.

Les calculs mettent ainsi en évidence, à côté du quartz et de la kaolinite, d'autres minéraux « potentiels » (*) : stringite (Str), anhydrite (A), halite (HI), goethite (Go), « illite » (Ms), « montmorillonite » (MmI).

Le résultat final de ces calculs pour le profil V est donné dans le tableau XIII.

TABLEAU XIII
Composition normative du profil V (en %)

Profondeur (cm)	Minéraux								
	Ru	Str	Go	Ms	MmI	Kaol	Q	HI	A
0- 5.....	1,38	0,18	12,04	10,58	22,70	22,68	23,65	6,90	0,16
5-10.....	1,66	0,22	8,91	7,51	12,61	32,99	31,67	4,25	0,12
10-15.....	1,60	0,18	7,84	7,56	13,04	39,01	26,71	3,76	0,10
15-20.....	1,55	0,18	7,27	8,65	15,68	38,57	23,63	4,30	0,10
20-25.....	1,50	0,18	7,07	7,79	17,04	40,19	21,47	4,92	0,12

La kaolinite diminue graduellement de bas en haut, très nettement entre les deux échantillons supérieurs. Le quartz augmente d'abord, puis diminue nettement en surface. De leur côté, « illite » et « montmorillonite » n'augmentent nettement qu'en surface. Enfin, la goethite augmente graduellement de bas en haut.

Si l'on se reporte aux analyses aux rayons X, on voit que la présence de kaolinite, toujours majoritaire parmi les minéraux argileux, ainsi que de minéraux à 10 et 14 Å, a été signalée. La goethite n'a pas été clairement mise en évidence, mais on sait qu'une grande partie du fer des sulfures se trouve libérée au cours des processus d'oxydation. Peut-être reste-t-il au début sous forme amorphe.

Afin de contrôler le degré de vraisemblance des répartitions ci-dessus, le calcul du rapport théorique silice/alumine a été effectué, en considérant que pour la kaolinite et l'« illite » ce rapport est égal à 2 et pour la « montmorillonite » à 5,3 (tableau XIV).

TABLEAU XIV
Comparaison des valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sur le profil V

Profondeur (cm)	triacide	calculé
0- 5.....	2,9	3,3
5-10.....	2,7	2,8
10-15.....	2,7	2,7
15-20.....	2,7	2,8
20-25.....	2,7	2,9

* stringite : $\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{P}_2\text{O}_5, 4 \text{H}_2\text{O}$; anhydrite : CaO, SO_3 ; halite : NaCl ; rutile : TiO_2 ; illite (type muscovite) : $\text{Si}_3\text{Al}_3\text{K O}_{10}(\text{OH})_2$; montmorillonite : $\text{Si}_4\text{Al}_{1,5}\text{Mg}_{0,5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$.

Il y a une assez bonne correspondance sauf dans l'échantillon de surface. Or, dans les calculs précédents, il n'a pas été tenu compte du fer ferreux, qui apparaît justement en quantité non négligeable dans cet échantillon (1,17 % de FeO entre 0 et 5 cm contre 0,59 à 0,95 au-dessous).

Dans leur séquence de réaction, SLAGER *et al.*, tenant compte du fer ferreux, proposent la formation d'une montmorillonite ferrifère. Mais la transformation de la montmorillonite-Mg en montmorillonite-Fe ne changerait pas le rapport silice/alumine.

Par contre, s'il s'agit de berthiérine (ou chamosite), minéral à 7 Å qui a déjà été signalé dans les milieux littoraux, et dont le rapport silice/alumine est voisin de 2, le rapport calculé peut être suffisamment diminué pour ne plus être très éloigné de celui que donne l'attaque triacide. En effet, si l'on considère une berthiérine contenant 17,3 % de FeO (CAILLÈRE *et al.*, 1963), l'échantillon supérieur pourrait en contenir environ 6,7 %, ce qui, soustrait de la teneur trouvée pour la « montmorillonite », ramène le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ à 2,9.

Pourtant SLAGER *et al.* considèrent que la berthiérine ne pourrait se former qu'en l'absence de kaolinite, ce qui n'est évidemment pas le cas ici. Notons cependant que ce minéral a été signalé dans des environnements où la kaolinite est toujours présente en quantités importantes, par exemple dans le delta du Niger (PORRENGA, 1967), dans l'estuaire du Gabon (GIRESE, 1969), ainsi que dans la zone côtière de Guinée (GARTNER *et al.*, 1971). Enfin, la persistance du pic à 7 Å après chauffage est un autre argument. On verra que des minéraux de ce type semblent exister dans certaines formations récentes de l'estuaire de la Casamance (chapitre IX).

Quoiqu'il en soit, il semble que ce type de calcul géochimique constitue une approche des transformations des matériaux qui accompagnent la pédogenèse dans ces sols assez peu évolués.

CONCLUSIONS

Les alternances de dessiccation et d'humectation, les variations du pH et du Eh, les mouvements de la nappe, agent de transport de solutions variées, sont des facteurs favorables aux transformations du matériau originel des sols de mangrove et de tanne. Ces phénomènes provoquent l'enrichissement de la solution du sol, à la fois progressif et saisonnier, d'abord en silice dissoute, ensuite en alumine dissoute, de la mangrove au tanne.

Le problème du devenir de la silice dans le milieu littoral est ainsi posé et partiellement résolu. Qu'elle provienne de transformations in situ (attaque du quartz et des silicates argileux) ou des bassins versants, comme la silice qui serait libérée du quartz des matériaux argilo-gréseux des sols rouges des plateaux de Casamance (FAUCK, 1970), il est probable qu'elle ne traverse pas impunément ce milieu. Pour la Nouvelle-Calédonie, BALTZER (1971) a proposé un processus de « relais » par l'intermédiaire d'une smectite de néoformation qui passerait ensuite dans la phase détritique en milieu marin. Il est probable que c'est un mécanisme sensiblement analogue qui opère dans les tannes de Casamance.

III REDISTRIBUTION DU FER ET DES ÉLÉMENTS EN TRACES

A. ÉTATS ET MOUVEMENTS DU FER

Au cours des études sur les transformations des formes du soufre, il a été fait état de deux composés quantitativement prépondérants, la pyrite dans l'ensemble des formes réduites, et la jarosite dans celui des formes oxydées. Ces deux composés sont riches en fer, mais les proportions du fer par rapport au soufre sont très différentes. Cette question sera examinée plus loin. Mais ces deux corps sont-ils les seuls à contenir du fer, quelles peuvent être les autres formes solubles ou insolubles? On examinera successivement les dosages du fer total et du fer dans la solution du sol.

1. Le fer total

Qu'ils aient été obtenus après attaque triacide ou fusion alcaline, les résultats sont très comparables. Exprimés en Fe_2O_3 , ils sont d'environ 4 % dans l'ensemble du profil I et en profondeur dans les profils suivants. Ils décroissent dans les 50 premiers cm des autres profils de la mangrove et remontent ensuite très nettement dans le tanne où ils peuvent atteindre 10 % dans les 20 cm supérieurs du profil VII.

Si l'on compare ces valeurs aux quantités de fer correspondant aux teneurs en pyrite et en jarosite cristallisées estimées par roentgenographie, on constate qu'une fraction seulement, qui oscille entre 30 et 80 % du fer total se trouve engagée dans ces corps cristallisés. On peut cependant concevoir qu'une partie de la pyrite, soit celle qui est en cours d'attaque, soit celle qui est de formation secondaire, ne réagisse pas aux rayons X. Cette remarque est également valable pour la jarosite, dont la présence est généralement associée à des proportions plus élevées de fer apparemment non lié.

2. Le fer dans la solution du sol

L'état réduit est favorable à la mise en solution du fer sous forme ferreuse. Cependant, ce n'est pas dans les profils de la mangrove qu'il y a le plus de fer soluble, mais au contraire dans le tanne, et seulement au cours de l'hivernage (fig. 90) (tableau XV).

TABLEAU XV
 Fe_2O_3 dans la solution du sol en juillet (mgr/l)

Profils	I	II	III	IV	V	VI	VII
0-10 cm.....	1,75	0	nd	nd	nd	nd	nd
10-20 cm.....	1,0	0,5	nd	nd	nd	nd	2,0
20-30 cm.....	2,0	0,5	nd	nd	nd	2,25	2,0
30-40 cm.....	1,0	1,0	1,25	1,6	2,5	6,5	1,3
40-50 cm.....	4,0	0,8	0,5	2,6	4,9	14,0	4,0
50-60 cm.....	1,5	2,0	0,5	3,0	10,8	12,1	9,4
60-70 cm.....	2,0	0,5	0,3	4,1	4,4	6,8	10,1
70-80 cm.....	0,5	0,5	0,7	0,8	1,6	2,3	19,5

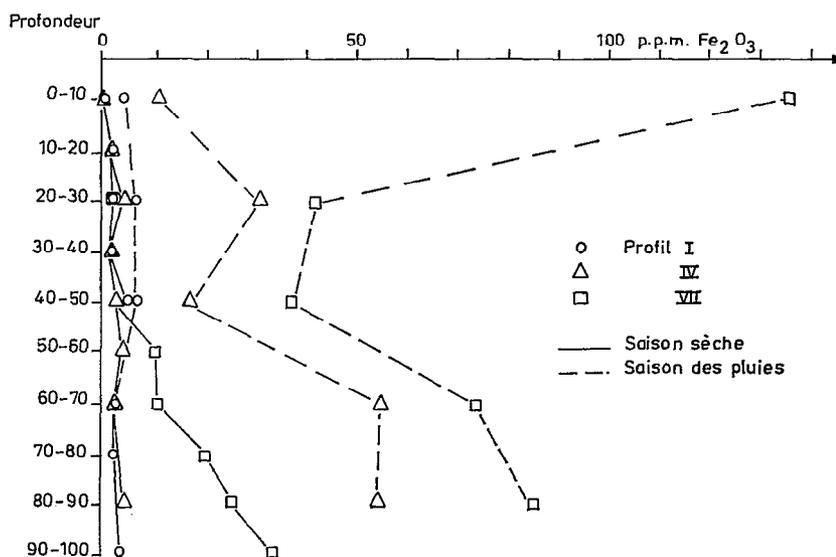


Fig. 90. — Le fer dans la solution du sol.

Aux pH observés, la forme ferreuse domine vraisemblablement. Celle-ci n'a pas été systématiquement recherchée. Cependant quelques dosages par la méthode préconisée par VIZIER (1969) ont donné des teneurs en Fe^{++} maximales voisines de 140 ppm (*), ce qui correspond au maximum mesuré dans la solution du sol. Il s'agit bien de fer ferreux, qui disparaît en saison sèche dans l'ensemble des profils, sauf en profondeur dans le profil VII.

Le comportement du fer en solution est donc opposé à celui d'autres éléments, comme Si et Al. Il se concentre en hivernage alors que silice et alumine se concentrent en saison sèche, et sa solubilisation est plus gouvernée par le potentiel redox alors que pour les autres le pH semble le facteur principal.

Il reste que le fer est lui aussi relativement mobile et participe aux transferts en solution, et donc probablement aux accumulations secondaires déjà mises en évidence à propos du soufre.

3. Évolution du fer au cours de l'oxydation de la pyrite

Compte tenu de la restriction selon laquelle une fraction seulement du fer disponible, que BERNER (1971) évalue à 50 %, se trouve engagée dans la pyrite, il peut être intéressant d'étudier l'évolution de cette fraction du fer liée d'abord à la pyrite, puis à la jarosite, dans la séquence. On constate (fig. 91) qu'après une diminution sensible dans les horizons supérieurs des profils I à IV, les teneurs en fer combiné remontent. Si l'on admet que la répartition est homogène dans chaque tranche de 10 cm, on retrouve, en bout de séquence, un stock comparable au stock initial.

Cela revient à considérer que la séquence se divise en trois zones, étagées du pôle réducteur au pôle oxydant, qui seraient successivement :

* Valeur ramenée au poids de sol séché.

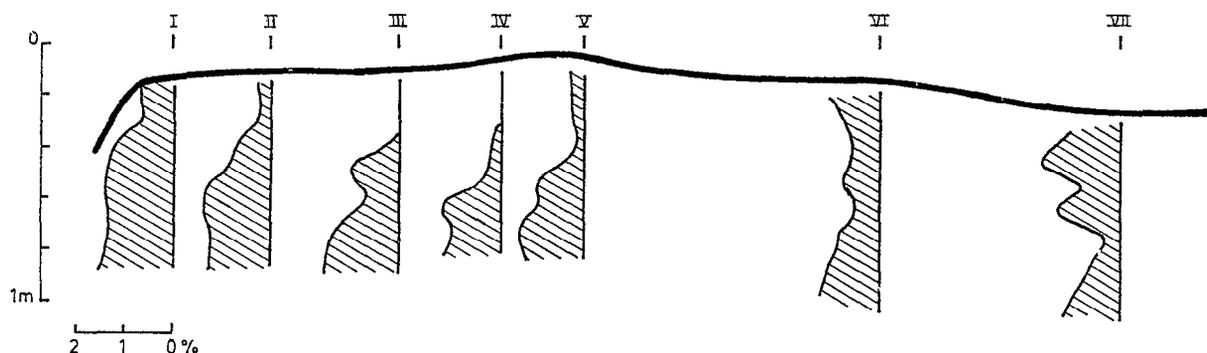


Fig. 91. — Répartition du fer de la pyrite et de la jarosite
(en % Fe_2O_3)

- une zone où le fer, essentiellement sous forme réduite, se trouve principalement lié au soufre sous la forme de pyrite,
- une zone où pyrite et jarosite sont pratiquement absentes et où le fer est apparemment « libre »,
- une zone, enfin, où le fer est principalement lié à la jarosite.

Ces trois zones se succèdent de bas en haut dans les profils du tanne.

Corrélativement, on remarque que pour la même série de prélèvements où pyrite et jarosite ont été dosées, les teneurs en fer de la solution du sol sont plus élevées dans la zone intermédiaire des profils du tanne que dans celles qui l'encadrent. Bien que peu élevées, puisqu'elles sont représentatives du début de l'hivernage (juillet), les teneurs mesurées présentent un gradient manifeste vers cette zone intermédiaire (tableau XV)

Au point de vue des possibilités de migration du fer, on remarquera que la ceinture de mangrove constitue un piège où le fer mobile peut se recombinaison au soufre. A l'autre extrémité, le tanne ne peut évacuer le fer mobile qui accompagne la jarosite, ou qui est dû à la destruction de celle-ci par hydrolyse.

Il semble donc que le complexe sédimentaire formé par la mangrove et les sols plus ou moins évolués qui lui sont associés soit un milieu où le fer exporté du continent, soit sous forme soluble, soit sous forme de revêtements d'oxydes sur le quartz ou les particules d'argile, est indéfiniment retenu. Une partie échappe cependant aux cycles continus de destruction et de formation de la pyrite, et se retrouve dans les dépôts d'oxydation, soit sous la forme de gaines racinaires qui se forment à l'emplacement même des racines de palétuviers, soit sous la forme de bouchons obstruant les drains des polders (BLOOMFIELD, 1972).

Ce dernier fait est en accord avec l'augmentation de la goethite « calculée » que montrent les calculs géochimiques vers la surface du tanne.

B. RÉPARTITION DES ÉLÉMENTS EN TRACES

Des preuves de l'intervention de cycles successifs d'oxydation et de réduction ont pu être trouvées dans la répartition des éléments en traces qui varie sensiblement entre la mangrove et le tanne.

Pour l'uranium, par exemple, dont la teneur dans la mangrove est voisine de 5 ppm, on observe des enrichissements sensiblement aux mêmes points que pour la

pyrite (tableau XVI). L'origine de cette distribution semble très proche de celle qui conduit à la concentration de dépôts d'uranium dans les gisements dits « roll types » (GRANGER *et al*, 1969). Dans de tels gisements, dont les filons uranifères sont encaissés entre des roches relativement imperméables, la vitesse de circulation des solutions de la zone oxydée où l'uranium est solubilisé vers la zone réductrice où il est précipité, est supérieure à la vitesse de progression du front d'oxydation. C'est bien ce que l'on constate dans la séquence mangrove-tanne.

TABLEAU XVI
Teneurs en uranium de plusieurs profils de la séquence
(en ppm du sol lyophilisé)

Profils	I	IV	VI	VII
Profondeur (cm)				
0-10.....	7,3	4,4	3,2	3,1
10-20.....	5,4	4,9	—	3,0
20-30.....	5,9	—	3,7	3,0
30-40.....	4,9	4,7	—	—
40-50.....	5,4	7,6	5,4	4,4
50-60.....	4,1	9,0	—	7,2
60-70.....	5,5	5,4	7,8	7,7
70-80.....	5,6	4,9	—	12,3
80-90.....	—	—	3,9	—

Cependant, alors que pour les « roll », les mécanismes proposés sont purement chimiques, mettant en jeu la décomposition, en milieu réducteur, des produits intermédiaires de l'oxydation de la pyrite (S^0 , $S_2O_3^{--}$, SO_3^{--}), donnant à la fois sulfates et sulfures, dans la séquence mangrove-tanne il s'agit plutôt de sulfato-réduction. A cette différence près, il semble y avoir une grande analogie.

De même, expérimentalement, la solubilisation de l'uranium est accélérée en présence de bactéries sulfo-oxydantes (MAGNE *et al*, 1973), tandis que la réduction provoque un enrichissement (TIN *et al*, 1973). Il en est de même, à des degrés divers, pour d'autres éléments en traces comme Cu, Ni, Zn, As (BECK, 1973).

Dans le profil VII de la séquence de Balingore, plusieurs éléments en traces ont été dosés (tableau XVII). Certains sont concentrés en profondeur, comme l'uranium ; il s'agit surtout de Mn et Ni, et dans une moindre mesure Cu. D'autres semblent au contraire insolubilisés sous forme oxydée dans les horizons supérieurs ; c'est le cas de V.

TABLEAU XVII
Teneurs en éléments traces dans le profil VII (ppm)

Profondeur (cm)	Cu	Mo	Mn	Ni	U	V
0-10.....	20	5	90	30	3,1	65
10-20.....	27	7	105	22	3	72
20-30.....	23	6	90	40	3	65
40-50.....	31	6	85	25	4,4	76
50-60.....	41	6	305	24	7,2	60
60-70.....	34	5	470	61	7,7	48
70-80.....	28	5	520	75	12,3	50

CONCLUSIONS

La séquence de sols de Balingore, malgré sa topographie presque plane et son développement limité à quelques centaines de mètres, présente, sur trois plans fondamentaux, d'importantes différenciations, qui illustrent le caractère particulier de l'évolution dans le milieu littoral tropical.

Sur le plan *écologique*, la séquence représente le passage du milieu fluvio-marin, soumis à l'alternance journalière des marées, au milieu terrestre soumis à l'alternance annuelle des processus climatiques. Des variations continues et opposées de la fréquence de submersion et de la salinité provoquent le passage progressif de la végétation spécifique de la mangrove à celle des marais à halophytes.

Sur le plan *pédologique*, à partir de sédiments homogènes, tant par leur composition granulométrique que minéralogique, deux principales phases peuvent être distinguées :

— dans la première, qui correspond au *facies mangrove*, on assiste d'abord à un enrichissement en matière organique dû à la colonisation par les palétuviers, cette dernière provoquant l'atténuation des apports sédimentaires et leur stabilisation.

L'accumulation de matière organique *authigène*, d'origine principalement racinaire, renforce le caractère réducteur des sédiments. Le fer est aisément mobilisé à partir des dépôts d'oxydes enrobant les particules d'origine détritique, et aussitôt piégé sous forme de sulfures par suite de la réduction bactérienne des sulfates de l'eau de mer.

A proximité du tanne qui lui fait suite, le *facies mangrove* connaît un début d'oxydation par suite de la perte d'énergie des marées provoquant la disparition des sulfures en surface, accompagné d'acidification, ainsi qu'une salinisation croissante. Dans le même temps la végétation est transformée, *Avicennia* remplaçant *Rhizophora*.

— dans la seconde phase, qui correspond au *facies tanne*, plusieurs phénomènes, parmi lesquels la destruction de la matière organique, le tassement et la déshydratation du matériau, expliquent la morphologie, et en particulier la contrepente qui conduit au centre du tanne.

L'approfondissement du front d'oxydation est alors spectaculaire, et le sol parvient rapidement aux niveaux d'acidification et de salinisation maxima. La zone à sulfures est repoussée en profondeur et il se forme un horizon à sulfates basiques, d'abord près de la surface, puis subsuperficiellement.

Dans l'horizon supérieur, une structure caractéristique, apparemment stable, se développe, qui est accompagnée, et peut-être même liée, à la précipitation d'oxydes ferriques libérés par l'hydrolyse des sulfates basiques (jarosite).

A partir d'un *sol minéral brut d'apport*, au matériau déjà altéré, et par l'intermédiaire d'un *sol hydromorphe organique* (du type humique à gley salé) il se forme un *sol salin* du type sulfaté acide.

Sur le plan *géochimique*, les constituants en présence proviennent de deux origines ; le matériau sédimentaire apporté par le cours d'eau et constitué de quartz, de kaolinite et d'oxydes de fer dans ses fractions dominantes, et l'eau d'imbibition et de submersion du sédiment, qui véhicule principalement les sels solubles.

Au cours des premières phases de l'évolution de l'ensemble eau-sédiment, il se produit une ségrégation puis une recombinaison des constituants : le fer est extrait du sédiment, et le sulfate, de l'eau, pour donner des sulfures de fer puis de la pyrite, accompagnés d'autres corps soufrés.

Ultérieurement, les processus d'oxydation, de portée générale, mais qui sont la résultante de cycles complexes d'oxydo-réduction, provoquent de nouvelles séparations sous l'influence de variations temporelles et spatiales du potentiel d'oxydo-réduction et du pH. Une partie de la pyrite oxydée se transforme en jarosite, une autre pouvant être régénérée dans la zone réductrice où les sulfates ont été entraînés par la circulation alternée de la nappe.

En même temps d'autres constituants du matériau originel sont à leur tour attaqués : la silice d'abord, puis l'alumine, passent en solution. Des transformations, voire des néogénèses, sont possibles et très sérieusement soupçonnées. Enfin, la redistribution des métaux ne concerne pas que le fer, d'autres se trouvent concentrés soit dans la zone oxydante, soit dans la zone réductrice.

A la succession pédologique d'horizons bien différenciés se superpose une séquence géochimique qui lui est étroitement liée. On distingue en effet, dans le profil le plus développé :

- une zone oxydée acide qui se subdivise en trois horizons :
 - l'horizon supérieur de couleur gris-brun, structuré, marqué de taches rouille, au complexe pratiquement saturé, riche en ions alcalino-terreux, sans trace de composés du soufre,
 - l'horizon jaune à jarosite, très acide, à structure large, très plastique,
 - l'horizon gris clair, dépourvu de pyrite et de jarosite, qui pourrait être l'équivalent de la « sous-zone lessivée » des dépôts supergènes (ROUTHIER, 1963).
- une zone réduite, riche en pyrite et en matière organique, dont la partie supérieure est acide et contient des enrichissements métalliques secondaires.

La filiation des différents profils de la séquence est établie, et le déroulement chronologique des différentes étapes permet d'employer à leur sujet le terme de *chronoséquence*. Il reste à vérifier la représentativité de cette chronoséquence dans le domaine étudié, c'est-à-dire dans l'ensemble sédimentaire récent de la Casamance, et d'examiner le rôle qu'une telle formation a pu jouer au cours des épisodes géologiques du Quaternaire, tant en Casamance que dans les régions voisines.

TROISIÈME PARTIE

**LA NOTION DE CHRONOSÉQUENCE
MANGROVE-TANNE ET SON IMPORTANCE
POUR LA COMPRÉHENSION DE L'HISTOIRE
ET DE LA RÉPARTITION DES SOLS
DES MARGES LITTORALES
EN CLIMAT TROPICAL**

**Généralisation
de la séquence mangrove-tanne en Basse Casamance
Sa place
dans l'histoire géomorphologique régionale
au Quaternaire**

**I. EXTENSION A L'ENSEMBLE DE LA BASSE CASAMANCE
DES RÉSULTATS DE L'ÉTUDE
DE LA SÉQUENCE DE BALINGORE**

Le choix de la séquence de Balingore pour l'étude fondamentale qui précède a été guidée par divers impératifs : celui de l'homogénéité du matériau originel, à l'écart des autres formations sédimentaires, et celui de la simplicité du régime hydrologique, uniquement influencé par les mouvements des marées et les alternances climatiques saisonnières.

En outre cette séquence présente l'essentiel des termes évolutifs, des sols de mangrove aux sols de tanne, sur un espace relativement restreint.

Ainsi ont pu être définis les deux principaux stades de développement correspondant à des facies, le *facies mangrove* et le *facies tanne* (*).

Dans l'ensemble de la zone alluviale de Basse-Casamance (voir carte hors-texte), on observe la même succession de types évolutifs, tels qu'ils ont été caractérisés par les profils I à VII de la séquence de Balingore, mais il existe parfois des solutions de continuité. Ainsi on peut trouver, presque indépendants l'un de l'autre, soit le facies mangrove, soit le facies tanne. On passera donc en revue, successivement, les formations qui s'apparentent au facies mangrove de la séquence, puis au facies tanne, enfin on montrera

* Le terme de facies est employé ici dans un sens global, à la fois géomorphologique et écologique, et non dans son sens purement pédologique, qui en fait une subdivision du sous-groupe, correspondant à de simples tendances évolutives de signification régionale (AUBERT, 1963 - AUBERT et al, 1967).

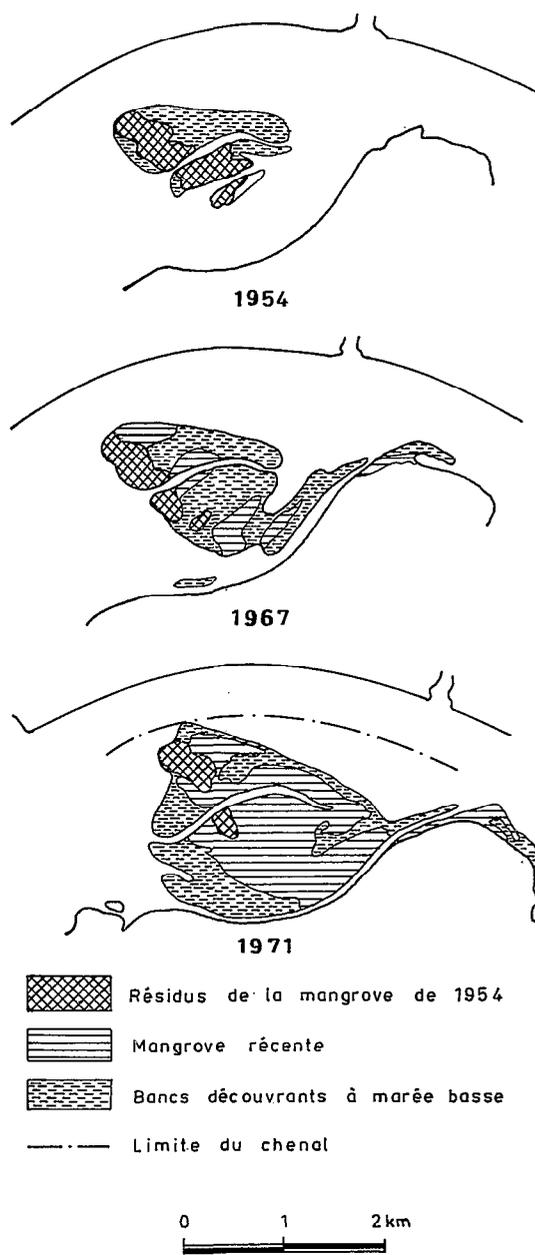


Fig. 92. — Progression de l'envasement (Région de Ziguinchor ; Îles aux oiseaux ; d'après photos aériennes 1/50000^e).

la similitude de l'évolution subie par les sols des basses terrasses plus anciennes, qui sont en fait d'anciens tannes correspondant à une phase alluviale antérieure à celle qui a été plus spécialement étudiée.

Ensuite, on tentera de placer ces différents épisodes de formation de la séquence dans la chronologie régionale du Quaternaire.

Le degré d'évolution atteint par les sols est généralement lié à l'ancienneté et au type de formation de la mangrove qui les couvre mais ce n'est pas un caractère immuable.

A. LES DÉPÔTS ACTUELS

Actuellement l'alluvionnement semble très ralenti, par rapport à ce qu'il a dû être lorsque l'estuaire et les basses vallées de la Casamance et des marigots ont connu leur principale phase de comblement. Les dépôts véritablement actuels sont assez rares, et vraisemblablement dus à des remaniements des dépôts précédents à la faveur de la divagation des méandres plutôt qu'à un apport de l'amont, ainsi que l'atteste la très faible teneur en suspensions des eaux courantes de la région (une campagne de mesure en hivernage a donné des teneurs s'étageant entre 200 et 400 mg par litre). Les chiffres donnés pour l'écoulement par l'étude du Service Hydrologique de l'O.R.S.T.O.M. (BRUNET-MORET, 1970), qui atteindraient un volume total annuel d'environ 3.10^9 mètres cubes, correspondraient à un apport maximum (en supposant que les teneurs mesurées en suspension soient constantes dans l'année, ce qui est peu probable) de $0,12.10^6$ tonnes de sédiments, qui, à l'amont de Ziguinchor, proviendraient de l'érosion d'un bassin versant de 13 860 km², soit une ablation moyenne d'environ 0,4 mm par an. Ceci n'est qu'une approximation très grossière comme le souligne TRICART (1962). La zone de sédimentation de l'estuaire ayant une surface du même ordre de grandeur, on voit que les apports actuels sont très faibles.

Cependant, les remaniements des dépôts anciens peuvent être très rapides comme en témoigne la croissance récente des Iles aux Oiseaux, dépôt de vase en voie de colonisation situé immédiatement à l'aval de Ziguinchor, ainsi qu'il ressort de l'examen des photographies aériennes prises en 1954, 1967 et 1971 (figure 92). Il semble qu'en 1954 ces îles, beaucoup moins étendues qu'actuellement subissaient une érosion, qui a dû se prolonger quelques années avant que reprennent les dépôts et la colonisation par la mangrove, de nouveau en progression en 1967. Une passe subsistait encore au sud en 1971, mais fortement rétrécie. Corrélativement, le chenal principal s'est approfondi.

De tels faits peuvent être observés en divers points de l'estuaire, comme le colmatage rapide de petits chenaux de marée lorsqu'il y a égalisation des débits aux extrémités et concordance des hautes et basses mers. Des retouches continuelles modifient la forme des îles et des chenaux qui les séparent.

Bien que les sédiments ainsi déposés proviennent de dépôts plus anciens ayant évolué, probablement jusqu'au stade tanne, on a pu obtenir d'utiles indications sur le mécanisme actuel de la colonisation par les palétuviers.

Parmi les observations qui ont pu être faites, on notera surtout l'établissement rapide d'un état réduit dans ces vases. En effet, plusieurs mesures *in situ* ont montré que si le pH ne subit pratiquement pas de variation entre l'eau surnageante et le corps du sédiment, le potentiel d'oxydo-réduction s'abaisse très fortement dès l'interface eau-sédiment (tableau XVIII). Ceci confirme les données de CALLAME (1968).

TABLEAU XVIII
Variations du pH et du Eh avec la profondeur
(Vases récentes des îles aux Oiseaux)

	pH	Eh
eau.....	7,6	— 0,080 volts
sédiment surface.	7,15	— 0,370 volts
à 10 cm.....	6,95	— 0,400 volts
à 30 cm.....	7,3	— 0,395 volts
à 50 cm.....	7,3	— 0,390 volts
à 70 cm.....	7,4	— 0,380 volts
à 90 cm.....	7,25	— 0,380 volts

On comprend que dans de telles conditions l'accumulation de soufre réduit en profondeur se fasse rapidement d'abord en présence de la matière organique d'origine planctonique, puis au fur et à mesure de la colonisation par la végétation de mangrove (cf. chapitre V et VIEILLEFON, 1971-b).

Comme pour les dépôts plus anciens, la végétation pionnière semble être aussi bien *Avicennia* que *Rhizophora*, quoique l'on puisse penser que dans le passé, ce fut plutôt *Avicennia*. Cette espèce présente d'ailleurs dans ses stades juvéniles une convergence de forme avec *Rhizophora*, par la présence de petites racines échasses qui concourent à l'ancrage de l'arbre.

Indépendamment des dépôts de vases fines, les plus courants, on observe également, en bordure de terrasses sableuses de l'estuaire, des alluvions grossières qui ressemblent plus souvent à des glacis d'érosion à pente très faible, limitant la profondeur des chenaux de marée, qu'à de véritables dépôts.

B. LE FACIÈS MANGROVE

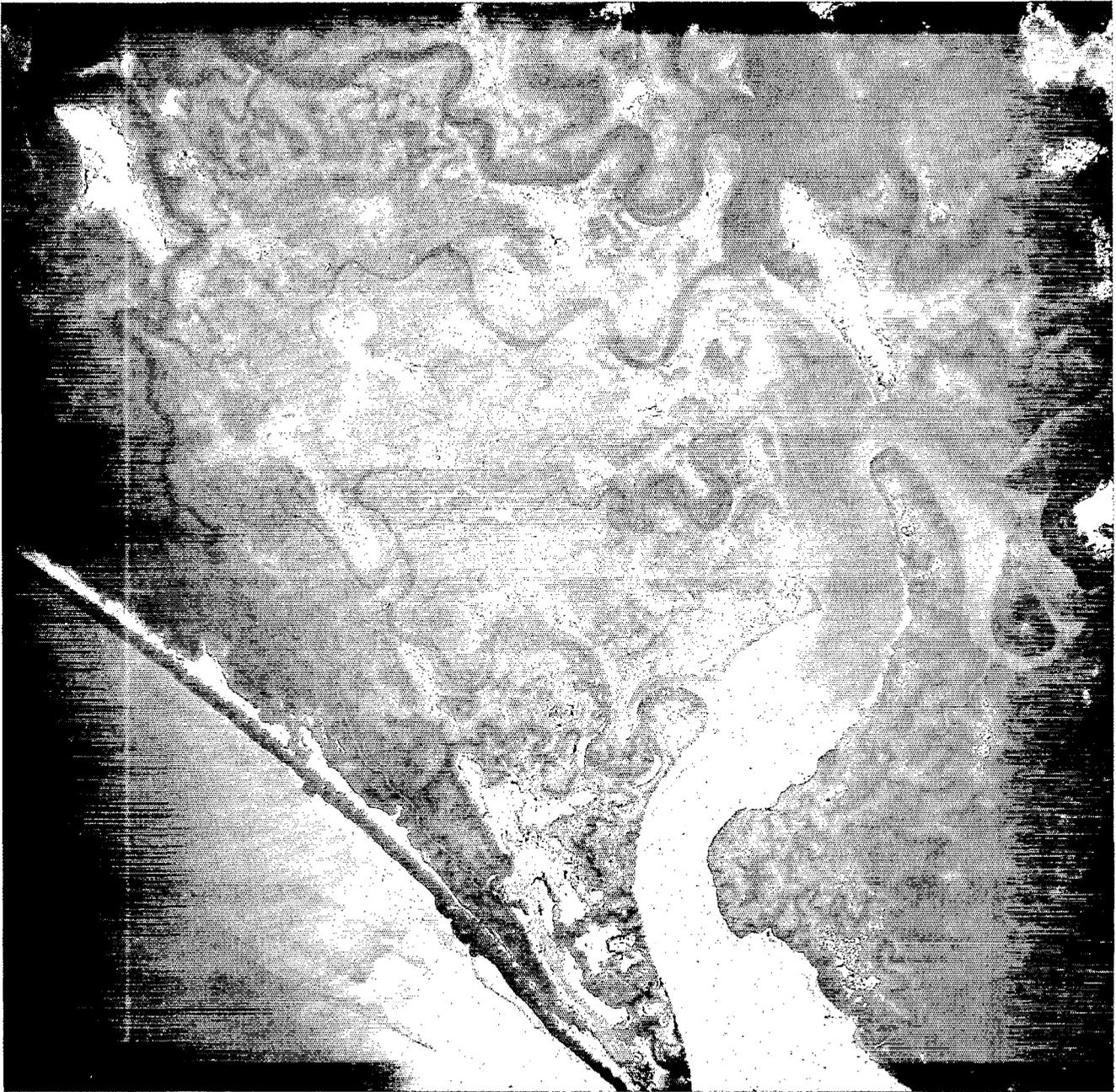
1. Sur alluvions argileuses

a. LES MANGROVES RÉCENTES

Des exemples conformes au schéma général précédemment exposé, soit l'occupation du terrain successivement par *Avicennia* puis *Rhizophora*, ont été maintes fois observés dans la zone estuarienne. Il est intéressant de remarquer que les vases non colonisées ne se trouvent pas toujours à l'extérieur des ceintures de palétuviers, mais peuvent, au moins au début de la colonisation, subsister à l'intérieur. Dans ce cas il peut arriver que les parties internes non encore envahies par la mangrove restent à une altitude relativement plus faible que les bandes externes. Leur exhaussement se produit ultérieurement, par suite de la création de zones de calme à l'abri des palétuviers.

Sur les photos aériennes (Pl. IX) les zones à mangroves récentes sont reconnaissables par des teintes grises assez claires, dues aux *Avicennia*, cernées de bandes généralement étroites et plus sombres, dues aux *Rhizophora*. Les zones externes et internes non colonisées sont assez foncées, les dernières étant par ailleurs de faible surface.

Sur le terrain, on remarquera surtout qu'il subsiste toujours des pneumatophores sous les *Rhizophora*, alors même que les troncs des *Avicennia* disparaissent progressive-

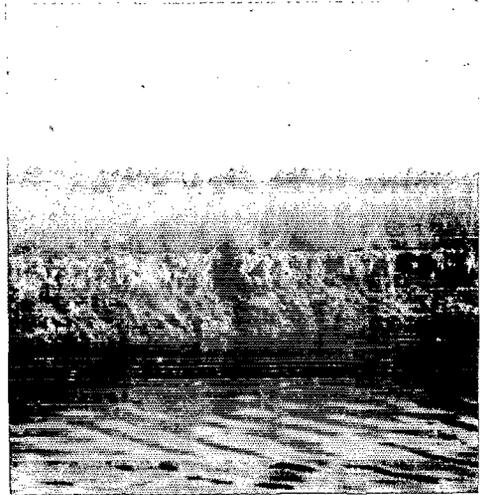


Vue des mangroves de la partie moyenne de l'estuaire: une ligne de rivage antérieure, de direction N.O-S.E., sépare la mangrove récente à Avicennia dominant (à gauche), de la mangrove évoluée à Rhizophora et Avicennia secondaire (à droite). (Photo aérienne verticale IGN, 1/50.000, Mission 1954, AOF 068, cliché n° 34).

PLANCHE X



A



B



C



D

Photo A: chenal très plat dans la mangrove sableuse, région de Hillol (cliché n° 1-A); — photo B: bord de la terrasse argileuse à Schizachirium compressum, entaillée par le marigot à marée basse; une zone sombre indique le marnage; — photo C: une basse terrasse cultivée en riz, près de Seleki (cliché n° 13); — photo D: vestiges d'un vaste kjökkermöding à Arca senilis, près de Thionk-Essyl (cliché n° 19).

ment. Dans cette phase de la colonisation des bancs de vase, les deux formations se déplacent quasi-simultanément de l'extérieur vers l'intérieur (cf. figure 49, chapitre V. p. 112).

Ces mangroves récentes ont été observées surtout dans la partie occidentale de l'estuaire, à l'abri des plus récents cordons littoraux, au nord et au sud de l'embouchure de la Casamance, ainsi que dans des zones plus internes du cours notamment dans la région de Ziguinchor, attestant des déplacements relativement récents du lit mineur de ce fleuve.

Ainsi, une coupe schématique du lit majeur établie à partir d'un certain nombre de sondages exécutés par la S.A.S.I.F. pour l'implantation de la chaussée de Tobor, qui traverse la mangrove avant le bac qui dessert Ziguinchor, indique que le cours du fleuve s'est déplacé du nord au sud. L'épaisseur de vase actuellement couverte par la mangrove atteint une trentaine de mètres au centre du lit majeur. De même, beaucoup plus au nord, une coupe dans le marigot de Baïla, au droit du village de ce nom, recèle en différents points du lit majeur, à une profondeur toujours voisine de 6 à 8 m, une couche de gravillons latéritiques qui marquent sans doute les étapes du déplacement du lit mineur. Ce dernier borde actuellement le Continental Terminal sur la rive sud.

Le profil des sols sous mangrove récente à *Avicennia* est généralement *peu fibreux*. Ce n'est qu'en bordure de ces formations qu'il devient identique à celui du profil I de la séquence de Balingore. C'est le cas des rives convexes des chenaux où l'alluvionnement a été rapide. La formation à *Rhizophora* peut alors atteindre plusieurs centaines de mètres de large, mais ce cas est assez rare. Souvent alors les sédiments ne forment pas un dépôt de surface uniforme, mais plutôt des rides curvilignes, séparées par des chenaux de faible profondeur, mais où l'eau des marées peut circuler aisément et entretenir un milieu favorable aux *Rhizophora*.

b. LES MANGROVES ÉVOLUÉES

Ce terme désigne la formation complexe où *Rhizophora* et *Avicennia* sont encore associés, mais là dans une *succession inverse* de la précédente, qui est causée par la meilleure résistance du second à des conditions adverses de dessiccation et de salure. Elle correspond à la partie centrale de la séquence de Balingore, de la mangrove à *Rhizophora* à strate herbacée du profil II, au tanne vif, dépourvu de végétation, du profil V.

On observe généralement une correspondance entre la largeur de la formation à *Rhizophora mangle* et celle de la formation secondaire à *Avicennia nitida*. Par contre la frange des grands *Rhizophora racemosa* semble indépendante et de largeur très variable.

Dans ce type de séquence, on n'observe plus de pneumatophores sous les *Rhizophora*, car ceux-ci se sont installés sur le dépôt après que les *Avicennia* aient été refoulés vers l'intérieur. Par contre, à la lisière entre les deux formations, il n'est pas rare d'observer des *Rhizophora* morts ou rabougris.

Les profils observés présentent une grande analogie avec ceux de la séquence de Balingore. La principale différence réside dans l'existence fréquente, au passage de la mangrove à *Avicennia* au tanne, d'enduits ferrugineux brun-rouille qui délimitent des agrégats à consistance assez ferme. Mais dans le tanne vif, l'horizon jaune à jarosite est toujours bien développé. Quelques séquences ont été analysées et ont montré, comme à Balingore, la progression du front d'oxydation accompagné d'une diminution des teneurs en pyrite et en matière organique.

Notons que cette séquence, qui couvre une très grande superficie dans l'estuaire et dans certaines portions du lit majeur de la Casamance et des marigots de Baïla,

Bignona, Diouloulou, Kamobeul et Nyassia, est souvent tronquée par le creusement latéral des chenaux. La mangrove résiste peu à l'érosion, les *Rhizophora* moins que les *Avicennia* ; seules les berges de tanne se maintiennent quelque peu mais elles sont souvent attaquées par les crabes et affouillées à leur base à marée basse.

2. Sur alluvions sableuses

Dans la zone étudiée, les mangroves sur sables sont assez rares. Leur physionomie est identique à celle des mangroves sur sédiments fins, et, faute d'une multiplication des sondages, il n'a pas été possible de les cartographier. Qu'elles soient récentes ou plus évoluées, elles présentent, par rapport aux mangroves sur vase argileuse, des caractéristiques communes : faible pente du terrain en bordure des chenaux (Pl. X, photo A), eux-mêmes beaucoup moins sinueux, moindre accumulation de matière organique, et, corrélativement, moindre accumulation de soufre sous forme réduite. Ce dernier n'atteint que quelques pour cent.

Enfin, il est fréquent que les mangroves sur sables, qui bordent soit des tannes sableux, soit des terrasses sableuses, soient elles-mêmes entourées de mangroves sur sédiments fins, peut-être plus récentes, mais en parfaite continuité avec elles.

C. LE FACIÈS TANNE

Ce type de formation n'a jamais été rencontré seul, mais toujours associé à la mangrove avec laquelle il est en continuité. On y retrouve toujours en profondeur des restes de racines de palétuviers, à la différence des dépôts de vase non colonisée dont il a été question plus haut.

1. Sur alluvions argileuses

a. LES TANNES DE L'ESTUAIRE

A mesure que l'on passe de la bordure de cordons littoraux au pied des plateaux du Continental Terminal, les tannes deviennent à la fois plus fréquents et plus vastes, et d'autant mieux identifiables sur les photos aériennes. Ceux qui sont les plus proches de l'embouchure sont d'ailleurs incomplètement développés et ne présentent que de très faibles accumulations de jarosite.

L'horizon supérieur est de teinte grise, avec de nombreuses taches brun-rouge légèrement indurées. Ces sols sont très fréquemment submergés par les marées et ne connaissent donc pas une salure comparable à celle des zones situées plus à l'amont. Leur forte acidité ne permet cependant pas de douter de leur nature.

b. LES GRANDS TANNES DES ZONES MOYENNE ET INTERNE

Dans la zone moyenne de l'estuaire, qui correspond à la plus grande extension de la mangrove évoluée, les tannes sont mieux différenciés et présentent, comme à Balingore, des séquences de sols caractéristiques. Il arrive même parfois que le drainage naturel soit plus profond qu'à Balingore. C'est le cas pour un tanne situé à l'aval de Ziguinchor, au sud de la Casamance, où l'on distingue le profil suivant (*) :

* (Les profils décrits ci-après ont été schématisés afin de ne pas surcharger le texte).

- 0 à 6-8 cm : Horizon argileux fluide (hivernage) gris moyen, quelques fines taches brunes et ocres.
- 8 à 15 cm : Horizon gris beige à nombreuses petites taches rouille ; plastique ; structure polyédrique fine peu développée.
- 15 à 30 cm : Horizon de transition où les taches rouille sont plus grosses et nettement indurées.
- 30 à 100 cm : Horizon gris-brun à nombreuses taches jaunes de forme tubulaire ; très plastique, parfois fluide.
- +100 cm : Horizon réduit gris foncé à brun noir, avec de nombreux débris de racines, passant à une couche sédimentaire gris-verdâtre présentant parfois un litage.

Dans de nombreux cas, on a pu observer la continuité des empreintes racinaires sur tout le profil, passant d'un contenu organique à la base à un remplissage de jarosite dans la partie moyenne et se terminant en gaines ferrugineuses vers le haut.

Il est en outre très fréquent que des tannes évolués entourent des terrasses argileuses ou sableuses plus anciennes. On en trouvera quelques descriptions à l'occasion de l'étude de ces dernières.

2. Sur alluvions sableuses

Les tannes sableux n'ont été observés qu'en bordure des terrasses sableuses, car leur substratum est issu d'un remaniement récent de ces dernières. Vers l'extérieur, ils passent généralement à des mangroves sur sable, mais il n'est pas rare qu'ils soient ceinturés de tannes argileux, le sable s'enfonçant en biseau sous l'argile, sans que l'on puisse déterminer si l'évolution de ce sol est antérieure ou postérieure au dépôt de sédiments fins.

Un détail morphologique les différencie des tannes argileux : ils sont toujours à une altitude au moins égale, sinon légèrement supérieure, à celle de la mangrove sur sable, ou sur argile, qui les ceinture. En effet, le sable ne se tasse pratiquement pas malgré la diminution progressive des teneurs en matière organique et en eau.

Dans le profil, qui reproduit la séquence d'horizons précédente, les teintes sont moins vives, sauf dans l'horizon supérieur où le rouge peut se situer dans les 10 R ou même 5 R du code Munsell.

Quelques profils ont été analysés. Mise à part la diversité granulométrique, les tannes sableux présentent une moins grande richesse en composés du soufre, comme d'ailleurs les mangroves dont ils proviennent. Ils sont cependant souvent très acides et supportent l'appellation de « cat-sands », par analogie à « cat-clays » qui est appliqué par les auteurs hollandais et anglo-saxons aux sols semblables à ceux des tannes argileux.

En résumé, dans l'ensemble de la zone que l'on estime provenir d'un alluvionnement récent, dont l'altitude moyenne est de peu supérieure au niveau moyen des marées, le terme provisoire de l'évolution pédogénétique est le type de sol du tanne à halophytes, dont le profil VI de la séquence de Balingore est un exemple. Mais le schéma de distribution des sols est en réalité plus complexe, et la prospection a permis d'observer de nombreux exemples de superposition d'évolutions successives, qu'elles soient dues à des alluvionnements différents ou bien à des reprises causées par les déplacements des chenaux de marée.

On peut admettre que des séquences évolutives analogues ont pu se développer à diverses époques plus ou moins récentes et à des altitudes différentes du niveau marin

actuel, au cours du mouvement général de remontée du niveau marin qui a succédé à la dernière grande régression.

Les couches actuellement enfouies sous les sédiments récents et qui ont pu évoluer à l'air libre jusqu'au stade tanne, ne peuvent être que malaisément étudiées. Elles peuvent servir de repère de l'histoire paléogéographique, mais elles offrent peu d'intérêt au point de vue pédologique car leur évolution a été arrêtée. Celles qui, par contre, se situent à une altitude supérieure au niveau des dépôts précédents et ont donc pu subir une évolution de type purement terrestre, peuvent fournir des étapes plus élaborées du type de sol rencontré dans les tannes et ainsi montrer sous quelles formes peuvent se trouver conservés dans le milieu continental des caractères acquis dans le milieu fluvio-marin.

D. LES BASSES TERRASSES

Le terme de basses terrasses est appliqué à des surfaces d'étendue variée, dont l'altitude (un mètre en moyenne au-dessus du niveau marin actuel) est légèrement supérieure à celle des formations précédemment étudiées, auxquelles elles passent généralement par l'intermédiaire d'un talus de quelques dizaines de centimètres au plus (Pl. X, photo B). La différence d'altitude est variable, et tend à augmenter de l'ouest à l'est, c'est-à-dire de l'embouchure vers l'amont des biefs maritimes de la Casamance et des marigots.

Là encore dépôts sableux et argileux coexistent, mais leur répartition est plus complexe que dans les formations récentes, et l'on observe souvent des superpositions variées de sédiments grossiers et fins.

Dans la partie nord de l'estuaire, les terrasses argileuses sont souvent isolées au milieu des tannes et des mangroves, alors que les terrasses sableuses sont plutôt adossées aux formations sableuses plus anciennes d'altitude supérieure. Les unes et les autres sont rares dans la partie sud de l'estuaire, mais très fréquentes dans les basses vallées, et, sur la Casamance, on peut en observer jusque dans la région de Sedhiou, à 170 kilomètres de l'embouchure. Un peu partout, terrasses sableuses ou argileuses sont aménagées en rizières (Pl. X, photo C).

1. Sur alluvions argileuses

a. MORPHOLOGIE DES PROFILS

D'aval en amont, l'évolution pédologique semble être de plus en plus prononcée, à la fois grâce à de meilleures possibilités de drainage naturel et au remplacement progressif d'une ambiance d'eau salée par une ambiance d'eau douce.

α. Terrasses argileuses de l'estuaire

Le profil suivant a été décrit dans la partie nord de l'estuaire, au centre d'une terrasse argileuse de quelques centaines de mètres de diamètre, bordant un affluent du marigot de Diouloulou, et ceinturée sur trois côtés par un tanne argileux entouré de mangrove. L'altitude moyenne est d'environ +0,60 mètre par rapport au niveau marin moyen.

- 0 à 10 cm : Gris clair ; argilo-limoneux ; structure grumeleuse à polyédrique fine ; poreux.
- 10 à 30 cm : Gris-brun à fines mouchetures rouilles ; même texture ; structure polyédrique plus grossière.

- 30 à 40 cm : Brun clair à nombreuses taches ocres de taille moyenne, légèrement indurées ; même texture ; ensemble massif.
- 40 à 70 cm : Gris clair à nombreuses taches rouge vif ; très plastique et adhérent.
- 70 à 100 cm : Gris clair à taches jaune et ocre allongées ; très plastique.
- 100 à 130 cm : Brun à brun-jaune à nombreuses taches jaunes à l'emplacement de racines de palétuviers.
- + 130 cm : Gris acier à très nombreux débris organiques ; très engorgé ; odeur d'hydrogène sulfuré.

Un autre profil a été décrit dans une zone où la terrasse argileuse est beaucoup plus large, en bordure de la haute terrasse sableuse qui borde le plateau de Bignona, en face de Tindouk. Un bisciau de sable s'enfonce ici sous les sédiments fins.

- 0 à 10 cm : Gris clair à fines mouchetures rouille (10 YR 4/1) et brunes (5 YR 4/8) ; argileux ; structure polyédrique grossière en assemblage massif ; très dur.
- 10 à 30 cm : Gris plus foncé, un peu plus humide ; structure polyédrique plus fine ; moins dur.
- 30 à 40 cm : Gris brun (10 YR 4/2) ; nombreuses fines taches rouille ; début de concrétionnement ; argileux ; structure massive à débit anguleux.
- 40 à 50 cm : Gris-brun clair (10 YR 5/1 à 5/2) ; taches rouille plus rares ; argileux ; plastique.
- 50 à 65 cm : Gris clair rosé (10 YR 6/1) ; argileux ; plastique et adhérent ; débris de racines ferruginisées.
- 65 à 80 cm : Gris-beige clair (10 YR 6/2) ; nombreuses taches brunes (10 YR 4/4) et beige-jaune (10 YR 6/8) de dimensions moyennes ; argileux ; plastique.
- 80 à 110 cm : Gris-beige clair ; nombreuses taches jaune-beige (2,5 Y 7/8) quelques concrétions molles jaune-ocre et rouge « lie-de-vin » (7,5 R 4/6 à 4/8) ; argileux ; très plastique
- 110 à 130 cm : Gris (N4, N5) ; larges taches jaune de jarosite en amas et sur empreintes racinaires ; argilo-sableux ; plastique.
- + 130 cm ; Gris-vert (5 GY 4/1 à 5 G 5/1) ; argilo-sableux ; empreintes racinaires revêtues d'enduits ferrugineux ; quelques débris organiques.

β. Terrasses argileuses du lit majeur de la Casamance

A l'amont de Ziguinchor, et souvent au milieu de mangroves récentes, plusieurs profils ont été décrits comme suit :

- 0 à 20 cm : Brun-noir (10 YR 2/1) ; argileux ; structure polyédrique moyenne en assemblage massif.
- 20 à 40 cm : Gris-brun (10 YR 4/2) ; nombreuses petites taches jaune et ocre ; argileux ; rares fentes dessinant une structure prismatique grossière peu développée.
- 40 à 60 cm : Gris bariolé de rouge et de jaune ; taches rouges légèrement indurées ; argileux ; ensemble massif.
- 60 à 80 cm : Gris-beige (10 YR 6/2) ; nombreuses taches rouges ; argileux ; légèrement plastique.
- 80 à 100 cm : Bariolé rouge et ocre-jaune ; argileux à argilo-sableux ; très plastique.
- 100 à 120 cm : Jaune vif (5 Y 6/8) moucheté de gris clair ; argileux ; très plastique ; jarosite diffuse.
- 120 à 150 cm : Gris à taches jaune ; argileux ; plastique.
- 150 à 220 cm : Gris-brun à noirâtre ; argilo-sableux à sableux vers la base, s'enrichissant en concrétions ferrugineuses.

L'évolution a gagné la base précédemment enrichie en matière organique. L'horizon à jarosite n'apparaît qu'à un mètre de profondeur, mais il suffit pour confirmer l'origine du sol étudié. Plus en amont, il arrive même que l'horizon à jarosite ait entièrement disparu, les horizons de teinte rouge qui le surmontent ici atteignent alors plus d'un mètre de profondeur.

γ. Terrasses argileuses des basses vallées du Continental Terminal.

Les affluents de la Casamance, qui incisent profondément les plateaux du Conti-

mental Terminal, notamment celui de Bignona, servent d'exutoires à une multitude de petites vallées de faible longueur, à fond plat et large. Creusées très profondément au cours de la dernière grande régression, elles ont été presque totalement comblées lors de la remontée du niveau marin, par des sédiments fins qui bordent ou ceinturent des sédiments plus grossiers déposés antérieurement.

C'est notamment le cas, le long du marigot de Bignona, des vallées de Koutingor, Djimakakor, Balingore, Mandégana, Diatok. Ces fonds de vallées présentent un grand intérêt pour la riziculture, car elles sont généralement bien alimentées en eau. Certaines d'entre elles ont déjà été étudiées par l'O.R.S.T.O.M. (CADILLAC, 1965). Des conclusions de cet auteur, on retiendra que leur étude fait apparaître deux gradients :

- un *gradient textural*, les dépôts argileux de la partie aval faisant place à des dépôts juxtaposés sableux et argileux dans la partie moyenne, puis à des dépôts entièrement sableux à l'amont,
- un *gradient de salinité*, décroissant de l'aval vers l'amont.

Des séquences de profils implantés en travers de la vallée de Balingore, à quelques kilomètres au nord de la séquence mangrove-tanne, ont montré que le talus des plateaux se prolonge sous cette vallée d'une façon régulière. Cela résulte d'une érosion qui a atteint des niveaux relativement profonds dans le Continental Terminal (environ —30 m d'après les sondages électriques). Au centre de la terrasse qui forme l'essentiel de la partie aval de la vallée, on a décrit le profil suivant :

- 0 à 3 cm : Gris-brun clair (10 YR 5/2) ; surface déliée limoneuse à sable fin ; s'écoulant dans les fentes de l'horizon sous-jacent.
- 3 à 25 cm : Gris-foncé brun (10 YR 3/1 à 4/1) ; argileux ; structure prismatique bien développée, prismes de 12 à 15 cm de hauteur sur 7 à 8 cm de large ; sous-structure polyédrique fine, de 0,25 à 1 cm de diamètre ; fines mouchetures rouille sur débris racinaires et fentes ; dur mais friable ; microporosité très faible à nulle ; enracinement peu dense.
- 25 à 78 cm : Gris (10 YR 5/1) ; quelques taches rouge au sein des éléments structuraux, revêtements noirs (10 YR 3/1) sur les parois des fentes qui font suite à celles de l'horizon sus-jacent ; argileux ; légèrement plastique ; structure à tendance prismatique moins nette qu'au-dessus aux agrégats veinés de dépôts noirâtres ; traces de racines auréolées de jaune.
- 78 à 100 cm : Gris clair (10 YR 6/1) ; quelques taches beige-jaune (10 YR 6/8) ; argilo-limoneux à sable fin ; plastique ; quelques tubes racinaires durcis.
- + 100 cm : Gris clair (N 6) ; sableux fin ; très nombreuses racines de palétuviers ; légèrement fibreux ; saturé d'eau.

Dans ce profil, l'horizon jaune à jarosite a disparu. Les horizons supérieurs montrent une organisation structurale très marquée, qui n'est pas sans évoquer celle des vertisols. Deux autres faits valent d'être soulignés : d'abord l'écoulement en profondeur de matières provenant de l'horizon foncé prismatique supérieur, ensuite l'existence de fins dépôts sableux sur les faces verticales des prismes.

Il n'a pas été possible de savoir si ces revêtements sableux provenaient d'un apport alluvial, mais leur faible importance rend improbable cette hypothèse. On serait plutôt tenté de croire à une transformation du matériau, en particulier une attaque des argiles, qui laisserait subsister les éléments plus grossiers.

Ce type de profil est très proche de ceux qui ont été décrits dans la plaine alluviale de la Casamance, près de Sedhiou (MAIGNIEN, 1961). Cet auteur n'a pas hésité à parler d'horizons « tirsifiés », dont il a observé le passage à des structures poudreuses ou squameuses liées à l'abondance de sels.

Aucun de ces profils ne présente les efflorescences et la structure poudreuse de surface qui ont été décrits dans les tannes. De même la structure si caractéristique en coupelles des profils de la séquence de Balingore n'a plus été observée. Les sols des terrasses sont soustraits à la submersion par les marées et ils ne connaissent pas non plus d'inondation en hivernage, mais seulement une humectation prolongée. Ce n'est qu'en profondeur que la nappe des terrasses est salée ; elle tire cette salure du sol lui-même et non des eaux qui circulent à proximité.

b. CARACTÉRISTIQUES ANALYTIQUES

Une trentaine de profils ont été analysés, groupant des terrasses entièrement argileuses jusqu'à deux mètres de profondeur et d'autres où des couches sableuses apparaissent après 50 cm de profondeur.

a. *Composition granulométrique*

Il existe une grande analogie entre la composition granulométrique des échantillons prélevés dans les terrasses et celle des tannes. Cependant, à mesure que la différenciation des profils s'approfondit, les horizons supérieurs deviennent moins argileux. Ainsi, la teneur en argile, qui est encore de 60 à 70 pour 100 dans les horizons supérieurs des terrasses de l'estuaire, passe à 50-60 pour 100 dans les terrasses bordant le plateau de Bignona, et à 40 pour 100 en amont de Ziguinchor. De même MAIGNIEN (1961) a signalé le relatif appauvrissement en argile des horizons supérieurs des sols de la région de Sedhiou, mais en avançant que la cause ne pouvait en être que des variations dans l'alluvionnement. Il semble que l'évolution pédologique pourrait bien ne pas lui être étrangère.

Dans le même temps, les teneurs en limons fins et grossiers augmentent pour atteindre, au maximum, respectivement 30 et 20 pour 100.

β. *Matière organique*

Après avoir subi un très net affaiblissement dans les tannes par rapport aux mangroves, la teneur en matière organique des terrasses tend à croître de l'aval vers l'amont à mesure que la salure diminue et qu'une végétation dulcaquicole s'installe.

Ainsi la teneur en matière organique des terrasses de l'estuaire, apparemment moins évoluées, ne dépasse pas 1 à 2 pour cent dans les 10 cm supérieurs. Vers l'amont, où les horizons humifères s'approfondissent, des teneurs de 3 à 4 pour 100 ne sont pas rares. MAIGNIEN signale même des teneurs beaucoup plus élevées en surface, dans des zones franchement marécageuses.

Le rapport carbone/azote est généralement peu différent de 10, sauf dans les zones cultivées en rizière ou marécageuses.

γ. *Acidité pH*

Tous ces sols sont acides. Le pH n'a été mesuré que sur échantillon séché, mais la présence de résidus sulfurés étant très improbable, sauf à assez grande profondeur, il doit être assez proche du pH réel.

On observe qu'alors que dans les tannes, l'évolution des horizons supérieurs tamponne le pH à des valeurs voisines de 4 ou même supérieures, l'évolution ultérieure, lorsque la salinité diminue, renforce légèrement l'acidité, car dans les zones internes les valeurs sont uniformément réparties entre 3,5 et 4. Or, ces basses valeurs sont associées

aux sols où la jarosite a complètement disparu et ne peut donc plus jouer le rôle « tampon » que l'on connaît.

Ceci peut avoir un effet sur les mouvements du fer, qui, bien qu'oxydé dans la plus grande partie des profils, peut être mobile en milieu acide et rendre compte des accumulations relatives qui colorent si nettement certains horizons. On notera cependant que les teintes rouges les plus vives sont généralement associées à des zones plus salées et probablement liées à l'état d'hydratation des oxydes de fer.

L'acidité n'est pas uniquement liée à l'hydrolyse de la jarosite ; plusieurs de ces sols sont en effet désaturés.

δ. Complexe absorbant

Les résultats exprimés dans le tableau XIX permettent de saisir l'évolution du complexe absorbant, d'après des analyses effectuées selon les méthodes classiques. Les cations échangeables ont été estimés par différence entre les dosages effectués sur l'extrait à l'acétate d'ammonium et sur l'extrait aqueux au 1/10 représentant les sels solubles. D'autre part, seuls ont été pris en considération les horizons supérieurs jusqu'à 50 cm de profondeur environ.

TABLEAU XIX
Caractéristiques du complexe absorbant des basses terrasses argileuses

	Terrasses de l'estuaire	Terrasses internes	Terrasses du lit majeur	Terrasses des vallées
Argile %.....	60-70	50-60	40-50	40-60
Matière organique %.	1,09-2,14 m = 1,67	2,0-2,78 m = 2,37	2,69-3,53 m = 3,0	3,00-4,80 m = 3,8
Capacité d'échange (mé/100 g).....	17,3-23,3 m = 20,9	17,9-20,4 m = 19,1	15,4-19,3 m = 17,4	11,0-17,4 m = 14,0
Ca <i>id.</i>	1,5- 2,3 m = 1,8	0,6- 2,2 m = 1,4	0,7- 2,0 m = 1,3	0,9- 2,7 m = 1,4
Mg <i>id.</i>	7,8-10,8 m = 9,6	6,5- 9,0 m = 7,6	1,3- 6,0 m = 3,1	1,8- 5,5 m = 3,4
K <i>id.</i>	0,6- 1,1 m = 0,9	0,2- 1,0 m = 0,7	0,2- 0,4 m = 0,3	0,7- 3,6 m = 1,9
Na <i>id.</i>	2,8- 7,4 m = 4,8	0,7- 5,1 m = 3,2	0,1- 4,3 m = 1,6	1,7- 8,0 m = 4,2
Somme <i>id.</i> des ca- tions.....	14,0-18,7 m = 17,0	9,5-15,3 m = 12,9	2,9-12,7 m = 6,3	6,0-13,5 m = 8,0
Taux de Saturation..	74-89 m = 81	47-81 m = 68	19-62 m = 39	
pH.....	4,6-4,9 m = 4,8	3,9-5,9 m = 4,6	4,1-4,5 m = 4,4	3,4-4,5 m = 3,8

m = moyenne arithmétique.

On remarquera que l'augmentation notable des teneurs en matière organique ne compense pas la baisse des teneurs en argile, la capacité d'échange diminuant sensible-

ment. La matière organique qui s'accumule sous la végétation hygrophile n'est guère plus humifiée que celle de la mangrove, et en toutcas moins évoluée que celle des tannes.

De même les teneurs en cations diminuent régulièrement, et cela est surtout sensible pour le sodium, qui est peu fixé, mais également pour le magnésium, qui reste malgré tout le cation prépondérant. Bien que le rapport Na/T soit parfois assez élevé, rien ne permet de conclure à l'alcalisation, du moins pour les terrasses de l'estuaire et du lit majeur de la Casamance ; par contre, pour certains profils des vallées, en particulier ceux qui présentent les migrations de matière organique et d'éléments grossiers résiduels décrits dans l'étude morphologique, cette hypothèse peut être avancée. Cependant, il faut souligner le *manque de concordance entre l'alcalisation et les valeurs du pH*. Il semble qu'il y ait, au cours de l'évolution de ces sols, concurrence entre les processus d'acidification et d'alcalisation (BRUMMER *et al*, 1971 - DUCHAUFOR, 1972).

c. ÉTUDE SOMMAIRE DES MINÉRAUX ARGILEUX. HYPOTHÈSE ÉVOLUTIVE

Il est fréquent que le sous-sol des terrasses argileuses soit constitué par une couche sédimentaire de teinte verte, dans laquelle se reconnaissent des pelotes fécales analogues à celles qui ont été décrites par GIRESSÉ (1969) dans l'estuaire du Gabon, ou par PORRENGA (1967) dans le delta du Niger.

Ces auteurs y ont identifié de la glauconie, de la berthière et de la goëthite. Celles qui ont été récoltées en Casamance ont été analysées. Elles semblent surtout formées de kaolinite et d'interstratifiés illite-montmorillonite. L'analyse chimique totale permet également de penser qu'il ne s'agit pas de glauconies, les teneurs en fer restant peu élevées.

Il est cependant permis de se demander si ces dépôts n'ont pas contenu primitivement de la glauconie, avant d'avoir été recouverts par des sédiments kaoliniques sur lesquels s'est développée une séquence mangrove-tanne. A la faveur d'un abaissement du niveau marin, ces dépôts auraient été suffisamment drainés pour que les glauconies aient été altérées en perdant une partie de leur fer. En effet, les diagrammes obtenus semblent rapprocher ces minéraux de ceux que ROBERT (1973) a obtenu par altération expérimentale de glauconies.

On notera d'autre part que l'approfondissement de l'oxydation de la pyrite, corrélatif de la pénétration en profondeur de l'horizon à jarosite semble indiquer un niveau phréatique légèrement inférieur à l'actuel. L'horizon à pyrite se trouve en effet à 130-150 cm de la surface contre 60 à 100 au maximum dans les tannes actuels.

Il sera montré dans le chapitre suivant qu'il est en effet possible de rapporter à deux épisodes sédimentaires distincts, d'une part les basses terrasses argileuses ou sableuses, d'autre part les vasières à mangrove et les tannes actuels.

2. Sur alluvions sableuses

Les basses terrasses sableuses sont généralement entourées de tannes sableux dont le matériau provient de leur remaniement, mais passent également parfois aux terrasses argileuses ou directement à la mangrove.

a. MORPHOLOGIE DES PROFILS

Quelle que soit leur situation par rapport aux terrasses plus hautes ou au Continental Terminal, les terrasses sableuses présentent des profils de types très voisins. A la différence des sols des terrasses argileuses, dans lesquelles le front d'oxydation peut

pénétrer très profondément, ils sont moins profondément différenciés. En effet, la circulation latérale de la nappe y est plus facile et l'évaporation joue moins. Il est probable qu'à l'origine ils ont connu des accumulations de soufre réduit moins importantes que les sols des terrasses argileuses, mais l'action plus lente de l'oxydation est la cause de la persistance de résidus de jarosite assez haut dans le profil.

En bordure des basses vallées à fond plat de la région de Bignona, la nappe des terrasses sableuses est alimentée par celle des plateaux et la base des profils est lessivée en fer tandis qu'on en observe d'assez importantes accumulations dans la zone de battement :

- 0 à 4 cm : Gris-brun foncé (10 YR 3-4/2) à fines mouchetures rouge sur radicelles ; sableux fin ; structure grumeleuse à particulaire, légèrement soufflé : enracinement fin et dense.
- 4 à 25 cm : Gris-brun clair (10 YR 5/2) ; traînées rouille sur radicelles ; sableux fins ; porosité tubulaire fine, faible.
- 25 à 42 cm : Gris-brun clair, bariolé de brun-ocre (7,5 YR 5/8) ; grosses taches jaune pâle (2,5 Y 8/6) ; sableux fin ; particulaire ; plus dur que l'horizon sus-jacent ; porosité faible.
- 42 à 76 cm : Bariolé beige et beige-jaune (10 YR 6/3 et 7/8) ; autres caractéristiques identiques mais plus friable.
- 76 à 92 cm : Gris-beige très clair (10 YR 7/1-2) à quelques taches jaune pâle ; sableux fin ; quelques gaines racinaires rouge vif.
- +92 cm : Gris blanchâtre (10 YR 7-8/1) ; toujours sableux jusqu'à plus de deux mètres ; compact dans la partie supérieure ; quelques débris organiques.

Dans l'ensemble les sols sableux présentent des teintes rouge plus prononcées que les sols argileux, alors que les taches jaune sont toujours plus pâles. Il est en effet vraisemblable que *les accumulations de fer sous forme oxydée dans ces sols ne proviennent pas uniquement du fer qui a été libéré par oxydation des sulfures en place*, mais doivent beaucoup plus à des apports latéraux, soit des sols argileux voisins lorsqu'ils se rapprochent du centre des vallées (îlots sableux), soit du Continental Terminal. Il est fréquent que l'on observe, au pied des plateaux, des résurgences d'eau fortement teintée de rouille.

b. CARACTÉRISTIQUES ANALYTIQUES

Assez variable, *la composition granulométrique* est à dominance de sables fins. La teneur en argile est généralement très faible, mais peut atteindre 20 pour 100. Les différences granulométriques sont liées à l'origine des matériaux qui proviennent de différents systèmes de hautes terrasses ou de cordons littoraux anciens, dont la composition est très variée, bien que s'organisant en plusieurs familles.

Les teneurs en *matière organique* sont plus faibles que dans les sols des terrasses argileuses (moyenne inférieure à 1 pour 100). On observe cependant quelques accumulations en surface vers l'amont.

Le *complexe absorbant* n'est pratiquement lié qu'à la matière organique présente, tant dans son degré de saturation que sa capacité d'échange. Le calcium est souvent le cation relativement dominant.

Le *pH* est toujours acide, mais généralement plus élevé que dans les sols des terrasses argileuses. Il est souvent minimum dans la zone de battement de la nappe, à proximité des concentrations ferrugineuses.

Le *fer* semble migrer très librement dans ces sols. Des teneurs variées entre 1,5 et 13 pour 100 ont été mesurées, qui vont jusqu'à provoquer la formation d'une sorte de carapace très dure, en particulier au sein des îlots sableux qui parsèment les basses

vallées. Il semble que les empreintes ferruginisées ne soit pas uniquement liées, dans ces sols, aux seules racines de palétuviers, mais probablement aussi à celles d'arbres étrangers à la mangrove, comme diverses espèces de palmiers (*Phoenix reclinata*, *Elaeis guineensis*). Ceci expliquerait mieux les importantes accumulations de ces tubes ferruginisés (iron-pipes) en affleurements au pied de certaines moyennes terrasses sableuses, non seulement en Casamance, mais également plus au nord, le long du Bao Bolon, affluent de rive droite de la Gambie, et dans le Sine-Saloum.

CONCLUSIONS

L'existence d'une sorte de *séquence évolutive longitudinale, discontinue*, des sols étudiés, illustre le développement à plus petite échelle d'un type d'évolution représenté par la séquence mangrove-tanne de Balingore, que l'on peut qualifier de *transversale*. Les types I, II et III de la séquence longitudinale (fig. 93) sont très proches du type de la séquence transversale, il y a même souvent juxtaposition géographique, donc une certaine parenté dans le régime hydrologique.

Par contre, dans les types les plus évolués (type IV), il y a une séparation plus nette d'avec le milieu originel, par des différences d'altitude plus prononcées et un déséquilibre accru entre les ambiances salée et plus ou moins réductrice, douce et plutôt oxydante, au profit de cette dernière.

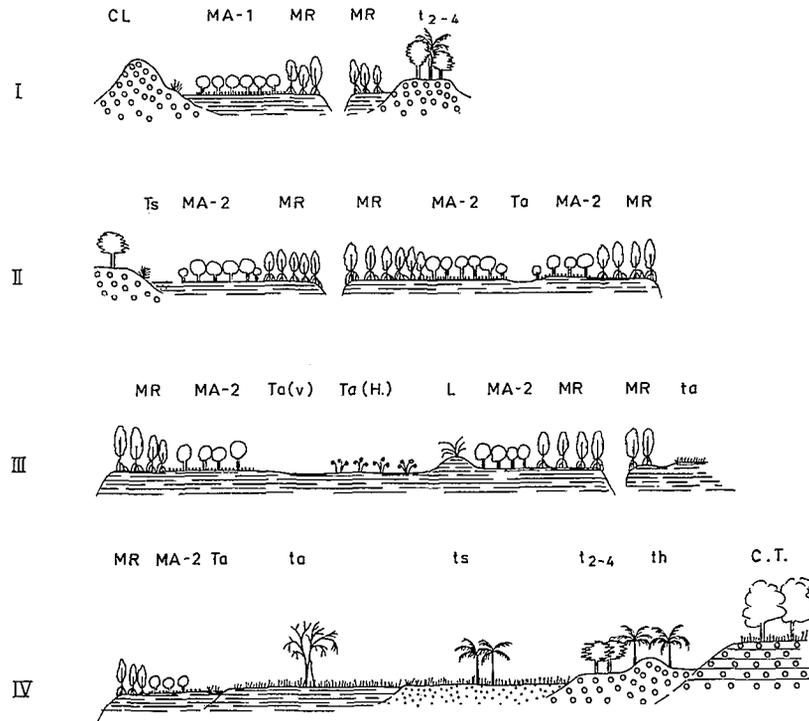
Si la séquence mangrove-tanne ne représente pas la totalité des formations de la zone alluviale considérée en Casamance, elle est en tout cas la plus largement représentée, et, sur le plan économique, la plus *potentiellement* productive.

Son évolution propre, donc les termes ultimes qu'elle peut atteindre, est commandée par sa situation par rapport aux extrémités amont et aval de l'ensemble hydrographique, et par la durée pendant laquelle elle a pu se développer (caractère central de la chronoséquence).

On conçoit donc aisément qu'il soit alors possible de lier la position des matériaux originels, tant longitudinalement et transversalement qu'en altitude relative, par rapport à l'un ou l'autre des stades évolutifs qui ont été reconnus. Des degrés de maturité variés ont ainsi permis de définir un certain nombre d'*unités cartographiques* dans lesquelles tel ou tel facies est dominant. Suivant l'échelle utilisée, des groupements, ou au contraire des subdivisions, de facies peuvent être utilisées.

Pour la carte à 1/100.000 qui a été réalisée au cours de cette étude (hors-texte), les unités suivantes ont été distinguées : (abstraction faite des sols qui sont étrangers à la séquence)

- sols développés à partir d'alluvions récentes :
 - sols minéraux bruts d'apport en voie de colonisation,
 - sols peu évolués d'apport, hydromorphes, à *Avicennia* et *Rhizophora*,
 - sols hydromorphes tourbeux eutrophes, à *Rhizophora*,
 - sols hydromorphes, humique à gley, salés, faiblement acidifiés, à *Avicennia* secondaires,
 - sols halomorphes salins, acides, à sulfates, des tannes.
- sols développés à partir d'alluvions anciennes (basses terrasses) :
 - sols hydromorphes minéraux, à gley, salés,



FACIES DOMINANTS

SUBDIVISIONS DES FACIES

I	Mangrove récente	MA ₁ = mangrove pionnière à <i>Avicennia</i>
II	Mangrove évoluée	{ MR = mangrove à <i>Rhizophora</i> MA-2 = mangrove secondaire à <i>Avicennia</i>
III	Tanne	{ Ta (v) = tanne vif argileux Ta (H) = tanne argileux à <i>Héleocharis</i> L = lunette Ts = tanne sableux
IV	Basse terrasse	{ ta = terrasse argileuse ts = terrasse sableuse (sables fins)

C.L. = Cordon littoral (sables grossiers)

th = terrasse sableuse supérieure

t₂₋₄ = terrasse sableuse à *Parinari macrophylla*

C.T. = continental terminal

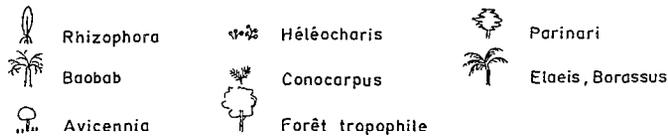


Fig. 93. — Représentation schématique des faciès dominants.

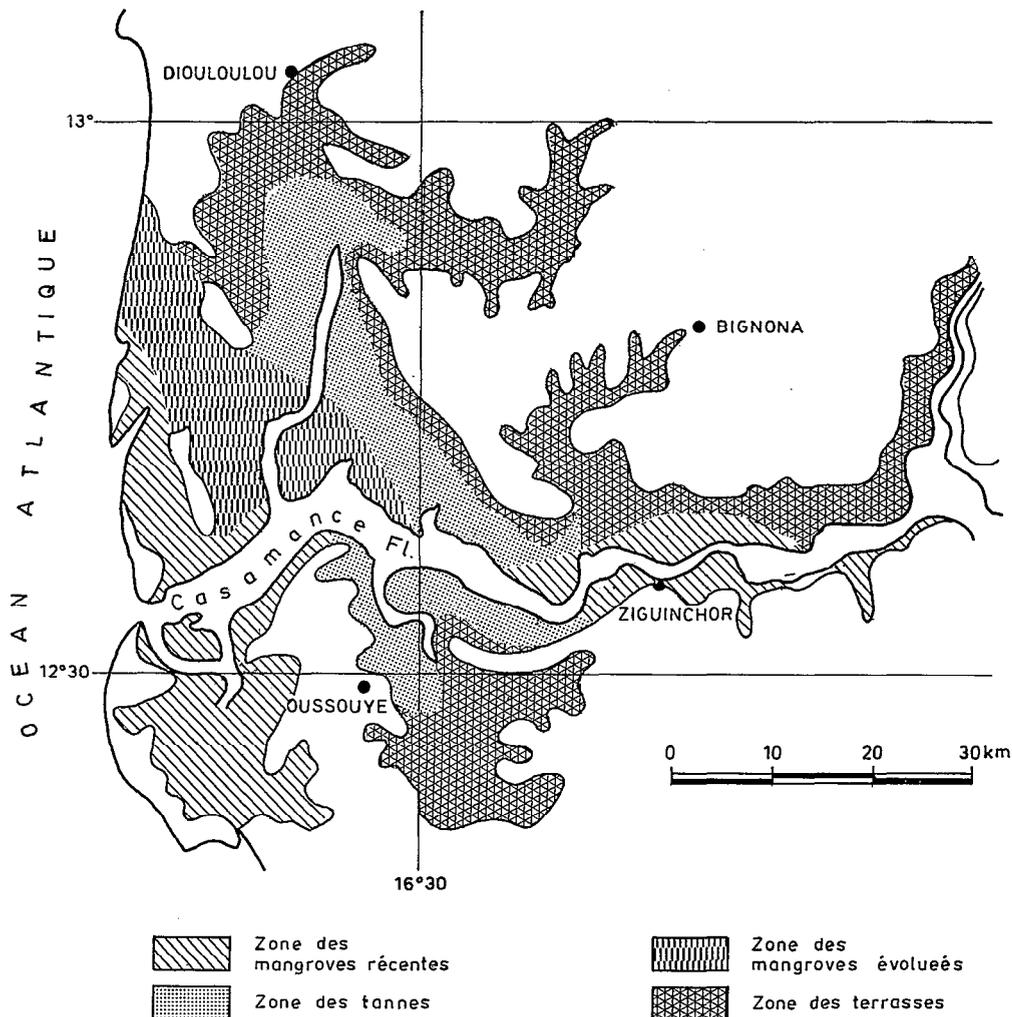


Fig. 94. — Répartition des faciès dominants.

- sols hydromorphes minéraux à gley d'ensemble,
- sols hydromorphes minéraux à pseudogley, à taches et concrétions.

Dans certains cas des familles sur argile et sur sables ont été distinguées.

Dans le faciès mangrove, représenté par les quatre premières unités, on a négligé la distinction entre dépôts grossiers et fins. Ceci est de peu d'importance car la pédogenèse à ce stade est très comparable. Par contre, dans le faciès tanne, cela devient nécessaire car les évolutions divergent, et ces différences s'accroissent dans les formations plus anciennes. On peut dire que la texture ne joue pas de rôle particulier lorsque le sol évolue au sein du milieu *marin*, mais intervient lorsqu'il passe au milieu *terrestre*.

Un coup d'œil sur cette carte montre que, de l'aval vers l'amont des axes hydrographiques, apparaissent successivement les unités représentant des sols de plus en plus évolués. Pour les *alluvions récentes* on passe ainsi des *sols peu évolués hydromorphes* aux

sols sulfatés acides, et sur les formations plus anciennes, des *sols à gley salés aux sols à pseudogley*.

On a schématisé sur la figure 94 la répartition des zones où dominent :

- soit la mangrove récente à *Avicennia* aux sols peu organiques et peu pyriteux,
- soit la mangrove évoluée à *Rhizophora* et *Avicennia*, aux sols présentant un début d'évolution,
- soit les tannes aux sols acides et salés,
- soit les terrasses aux sols plus profondément oxydés et moins salés.

Des deux principaux processus qui affectent la pédogénèse de la séquence mangrove-tanne, seul le premier, *l'acidification*, reste nettement acquis, même lorsque les éléments qui en ont été la cause ont complètement disparu. Le second, la *salinisation*, n'est que provisoire, mis à part les cas possibles, mais somme toute peu fréquents, d'alcalisation. La salure actuelle des sols de certaines terrasses est davantage liée à des conditions locales : présence ou non d'apports d'eau douce, facilités de drainage des eaux de pluies. Le matériau lui-même est salé, de par son origine et l'évolution qu'il a subie lorsqu'il a traversé la phase « tanne », mais dans les horizons supérieurs, la manifestation de la salure n'est souvent que passagère. Ceci rejoint une observation de MAIGNIEN (1961) selon laquelle la salure générale s'accroît vers l'aval, mais dans chaque site particulier les zones les plus salées se trouvent vers le centre des dépôts, tandis que la salure disparaît à proximité des axes de drainage et des apports d'eau douce provenant de la nappe phréatique des plateaux du Continental Terminal.

L'appauvrissement relatif en argile des horizons supérieurs dans les terrasses les plus anciennes de Casamance n'a pas été étudié de près. L'absence de revêtements en profondeur semble exclure un processus d'illuviation. S'il y a donc plutôt destruction d'une fraction de l'argile granulométrique, le processus est probablement différent de celui qui commande la formation des solonetz solodisés (BOCQUIER, 1964), ou des plansols de la région côtière du Texas (KUNZE *et al*, 1957), mais plutôt du type de ce que BRINKMANN (1969) a nommé « ferrollyse », c'est-à-dire l'altération pouvant mener à la destruction complète des minéraux argileux, par suite des alternances de dessiccation et d'humectation qui mettent en jeu les mouvements du fer.

Lorsqu'il s'agit de distinguer des sols appartenant à des cycles d'évolution différents, l'analyse géomorphologique n'est pas toujours d'un grand secours et c'est la connaissance des caractères développés dans les tannes qui permet de reconnaître les sols qui ont pu subir cette évolution à des périodes plus ou moins reculées, même lorsqu'ils se trouvent actuellement à des altitudes voisines. Il est nécessaire d'examiner quelle importance a pu avoir ce type d'évolution au cours des épisodes du Quaternaire récent.

II. RÉCURRENCE DE LA SÉQUENCE MANGROVE-TANNE AU QUATERNAIRE RÉCENT

L'évolution actuelle ou récente de la séquence mangrove-tanne définie précédemment joue un grand rôle dans la répartition des sols en Basse-Casamance, étant donnée sa large représentation. C'est une *unité géomorphologique* importante dont la mise en place s'insère dans l'ensemble du contexte quaternaire de la région.

Le domaine des sédiments à mangrove et des tannes est limité, d'une part, vers

l'Océan, par des cordons littoraux successifs, d'autre part, vers l'intérieur, par les plateaux du Continental Terminal auxquels s'adosent divers niveaux de terrasses, dont par ailleurs des lambeaux subsistent au sein du système sédimentaire récent. D'autre part, il existe vraisemblablement plusieurs séquences de même type mais d'âge différent, ces âges croissant globalement de la bordure océanique vers l'amont des cours d'eau. Or, ces séquences sont non seulement différenciées par des degrés d'évolution divers assez apparents, mais aussi parce qu'elles se présentent souvent sur le terrain comme juxtaposées, et séparées par des discontinuités d'ordre sédimentologique ou géomorphologique.

Il est donc intéressant d'essayer de placer maintenant, au sein de l'histoire géomorphologique de la région au Quaternaire, les épisodes de mise en place et de transformation des dépôts appartenant à la séquence-type mangrove-tanne.

A. INTÉRÊT PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE LA SÉQUENCE MANGROVE-TANNE

Dans la mesure où des témoins du facies mangrove et de l'évolution dans le facies tanne peuvent être conservés dans les sols, même s'ils ont été soumis ultérieurement à des types différents de pédogenèse, il est possible d'en tirer des indications soit sur l'évolution de la morphologie littorale, comme les épisodes de variation du niveau marin, soit sur les climats anciens.

En effet, les débris de palétuviers, qui sont bien conservés dans le milieu réducteur des vases, ont souvent servi pour la datation des niveaux occupés par la mer au cours du Quaternaire. Ainsi ce sont deux tourbes à palétuviers qui ont permis de dater, sur le plateau continental de Côte d'Ivoire, les phases régressive et transgressive ogolienne et nouakchottienne (MARTIN, 1969) (cf. chapitre IX). De même, en Nouvelle-Calédonie, la datation de tourbes à mangrove a mis en évidence un enfoncement isostatique de l'île au moment de la dernière transgression glacio-eustatique (BALTZER, 1970). Certains auteurs considéraient que le facies sédimentaire à mangrove était l'indice de la fin d'une régression (BOURCART, 1956), mais cette opinion doit être actuellement nuancée.

La fréquence de dépôts riches en minéraux verts glauconieux ou chloriteux sous les dépôts plus récents de la transgression holocène dans les régions variées comme le Sénégal et la Thaïlande, conduit à penser que la mangrove s'y est d'abord installée sous un climat perhumide comme celui qui règne actuellement au Nigéria, au Gabon ou en Guyane. Mais dans les séries anciennes il est possible qu'il y ait eu altération de la glauconie en pyrite ou formation simultanée (CAROZZI, 1960).

La mangrove elle-même ne laisse que des traces indirectes, soit des dépôts de tourbes, soit des dépôts d'huîtres qui lui sont associés (PLAZIAT, 1970). Cet auteur y voit d'ailleurs plus la trace d'un climat subtropical permettant la conservation des coquilles que d'un climat franchement équatorial.

Dans certaines régions seulement, des études palynologiques ont été entreprises. Elles ont par exemple été d'une grande utilité pour l'étude des diverses phases de sédimentation de l'Holocène au Surinam (BRINKMAN *et al*, 1968). Elles manquent à peu près complètement en Afrique Tropicale et en Asie, et devront y être développées.

C'est souvent le stade plus évolué du tanne qui peut laisser des traces plus nettes, en particulier les tubes ferruginisés, anciennes gaines racinaires (CHARREAU *et al*, 1965). De même des horizons plus ou moins superficiels de teinte rouge vif, pourpre ou lie-de-vin, peuvent également servir d'indicateurs.

B. DONNÉES CONNUES SUR LA GÉOMORPHOLOGIE RÉGIONALE

L'évolution au Quaternaire de cette région a été très peu étudiée, à la différence de celles situées plus au nord comme la Mauritanie et le bassin du fleuve Sénégal. Les premières recherches géomorphologiques ont concerné l'ensemble de la Casamance et de la Gambie (MICHEL, 1960). Cet auteur s'est surtout intéressé à la partie continentale et à la lisière littorale, beaucoup moins aux vasières.

En Mauritanie atlantique et dans le nord du Sénégal les travaux des géologues ont mis en évidence 4 grandes phases transgressives au Quaternaire (ELOUARD *et al*, 1969) :

- la transgression *tafaritienne*, qui aurait occupé un vaste golfe en Mauritanie, s'avancant jusqu'à 160 km du littoral actuel,
- la transgression *aïoujienne*, moins étendue,
- la transgression *inchirienne*, également moins étendue, mais que MICHEL (1971) croit avoir occupé les golfes de la Casamance et du Sine-Saloum, qu'une régression antérieure aurait déblayés,
- la transgression *nouakchottienne*, qui serait responsable de la plus grande partie de l'alluvionnement dans le delta du Sénégal.

Dans le delta et la vallée du Sénégal, il n'y aurait de témoins certains que de la seule transgression nouakchottienne. Dans le bas cours de la Gambie, cet auteur n'a au contraire trouvé que d'insignifiant témoins de la transgression nouakchottienne. Quant aux dépôts de la précédente (*inchirienne*), ils n'apparaîtraient qu'en substratum du chenal actuel. Des mouvements tectoniques, attestés par la mise en évidence de structures anticlinales immédiatement au sud de l'estuaire de la Gambie, pourraient expliquer la faible pénétration des transgressions dans le bas cours de ce fleuve.

MICHEL admet cependant que de chaque côté de ces structures en voie de surrection, dans le Sine-Saloum au nord et en Basse Casamance au sud, les transgressions ont pu aisément pénétrer. Des dépôts postérieurs au Continental Terminal y abondent en effet, mais avant de présenter un schéma de l'évolution de cette région, il convient de remarquer qu'à l'exception de dépôts équivalents au nouakchottien ou plus récents, les formations observées n'ont pas montré de traces analogues à celles qui ont été découvertes en Mauritanie (faunes, encroûtements calcaires ou gypseux, etc.). Ce schéma ne peut donc être accepté que comme une approche provisoire qui devra être précisée et critiquée à la lumière de nouvelles recherches.

Schématiquement, après le façonnement de glacis cuirassés au cours d'une longue période aride qui aurait duré de 500.000 à 380.000 BP, un abaissement progressif du niveau phréatique a provoqué la formation de niveaux de cuirasse de nappe en contrebas des glacis (MICHEL, 1971). A cette époque, rapportée à l'Aïoujien (200.000 à 100.000 BP), ou plutôt après la formation de la cuirasse inférieure, d'importants mouvements tectoniques seraient responsables de la mise en place des cours de la Gambie et de la Casamance, dont certains accidents majeurs sont alignés, ainsi que du morcellement des plateaux du Continental Terminal dans la région d'Oussouye, leur donnant une morphologie analogue à celle des îles Bissagos, en Guinée Portugaise. Sur le flanc sud-ouest du plateau de Bignona, une faille semble avoir tranché le plateau. Il semble que celle-ci ait été accompagnée d'une déformation, la cuirasse inférieure s'étant inclinée du sud-est vers le nord-ouest. Elle affleure en effet vers 4 mètres au sud-est (à Elana) alors qu'elle est sous le

niveau de marée basse au nord-ouest (à Tiobon). De même à Balandine, dans le cours supérieur du marigot de Diouloulou, la cuirasse se trouve sous le niveau phréatique actuel.

Une phase de régression sépare l'Aïoujien de l'Inchirien ; elle serait responsable du creusement des fleuves et des marigots, créant des indentations en « doigt de gant » dans les plateaux du Continental Terminal.

Les larges terrasses qui ourlent les plateaux, et qui s'avancent même à l'écart dans la région de Kafountine-Hillol, pourraient être attribuées à la transgression inchirienne. Les sols sont peu évolués, mais ont cependant un facies ferrugineux. Dans la région de Samatit-Kagnout, a eu lieu un important remaniement éolien qui a modelé des dunes dont l'altitude actuelle avoisine 12 mètres. Sur ces dunes les sols présentent une tendance isohumique et il est remarquable d'y trouver des arbres comme le *Balanites*, qui est commun dans la zone sahélo-soudanienne. Cette période correspond en effet à l'*Ogoliën*, épisode qui a vu les importants épandages de dunes de Mauritanie et du Sénégal septentrional et moyen (dunes rouges), et qui est contemporain d'une très importante régression, maintenant bien datée sur les côtes occidentales de l'Afrique de 20.000 à 17.000 BP, qui a porté le niveau marin à plus de 100 mètres sous le niveau actuel (FAURE *et al.*, 1967 - Mc MASTER *et al.*, 1970 - MARTIN *et al.*, 1972).

S'y rattache probablement le façonnement des dunes rouges du Cap Roxo (S. DE CARVALHO, 1963).

Cette régression a permis le recreusement des dépôts sableux (inchiriens ?) jusque dans les basses vallées à fond plat qui pénètrent les plateaux.

Si le maximum de la transgression nouakchottienne est daté avec assez de précisions de 5.500 BP, et si sa pénétration loin à l'intérieur du cours de la Casamance comme du Sénégal semble être admise, il n'est pas certain que l'alluvionnement ait été important lors de ce maximum.

En l'absence de datations on peut penser que la plus grande partie du comblement de l'estuaire est relativement récent. D'ailleurs, d'après des observations en Mauritanie, ce n'est pas avant 4.800 à 4.200 BP que la mer est devenue assez agitée pour provoquer, par la dérive littorale nord-sud sur les côtes occidentales de l'Afrique, la formation de flèches littorales importantes susceptibles de barrer les « golfes » nouakchottiens (HEBRARD, 1972). C'est à l'abri de ces barrages que se sont déposés les sédiments lagunaires qui ont pu être colonisés par la mangrove. Ce n'est sans doute pas la première apparition de la mangrove sur ces côtes puisque des datations dans le cours inférieur du Sénégal la mentionnent vers 5.000 BP (ASSEMIEN, 1969 - MICHEL, 1971).

Les *basses terrasses* formées sur d'anciens shorres évolués en tanne se seraient donc mises en place au cours du retrait de la mer après le « maximum » nouakchottien.

Immédiatement au sud de la Casamance, SOARES DE CARVALHO (1963) a étudié la morphologie du littoral septentrional de la Guinée Portugaise. Cet auteur ne distingue qu'une seule phase de creusement au quaternaire récent, la régression préflandrienne (nouakchottienne ?) suivie d'une transgression ayant déposé des vases couvertes de mangrove. Il distingue par contre plusieurs générations de cordons littoraux, les plus anciens étant modelés en plate-formes (terrasses). Il signale en outre une reprise d'érosion actuelle qui affecte les cordons sableux et le schorre argileux, et dépose une slikke actuelle, à mangrove elle aussi.

Cette région ressemble beaucoup plus à la partie sud de l'estuaire de la Casamance (région d'Oussouye, Diembering, Cap Skiring) qu'à la partie nord où les terrasses et les tannes sont plus développés. Il est possible que cette zone plus découpée ait subi une

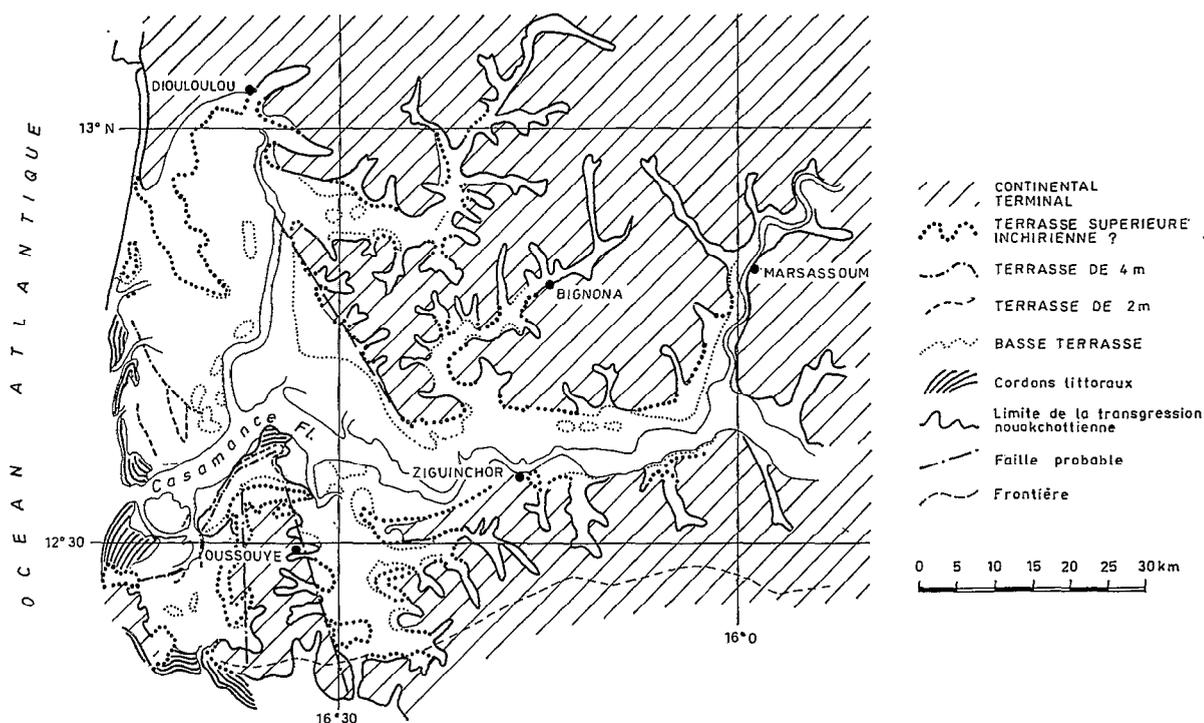


Fig. 95. — Esquisse géomorphologique de la Basse-Casamance.

érosion plus intense, ce qui justifierait l'absence de terrasses sableuses anciennes et surtout de basses terrasses argileuses dont on a vu l'extension en Casamance.

La reconnaissance de plusieurs niveaux de terrasses sableuses et l'étude de leur degré d'évolution suggère l'hypothèse d'une succession d'épisodes sédimentaires séparés. On distingue en effet, indépendamment des cordons littoraux et des dunes, divers niveaux de terrasses plus élevées que les basses terrasses étudiées dans la première partie de ce chapitre, notamment aux environs de 2 mètres et 4 mètres au-dessus du niveau marin moyen (fig. 95). Celle de 4 mètres est assez aplanie et caractérisée par la couleur blanche du sol et par une végétation presque monospécifique à *Parinari macrophylla*. Par contre celle de 2 mètres évoque plus nettement des lignes de cordons littoraux arasés.

Les caractéristiques granulométriques des sédiments des différentes terrasses montrent une parenté certaine ; médiane de la plupart des échantillons entre 0,1 et 0,2 mm, avec une fréquence maximum dans la classe 0,14-0,16 mm. En réalité, ces sables résultent du mélange de deux modes principaux à 0,16 et 0,31 mm. Tous les matériaux sont bien classés (« sorting index » de TRASK entre 1,1 et 1,65), d'acuité voisine, d'asymétrie plus variable (fig. 96-97).

Très schématiquement, on peut dire, qu'entre le matériau du Continental Terminal et celui de la terrasse supérieure, la médiane des sables diminue légèrement tandis que l'asymétrie diminue et que l'acuité augmente. Cette tendance se trouve renforcée vers l'intérieur où le mode voisin de 0,310 mm disparaît (courbe 4). De la terrasse supérieure à la terrasse de 4 mètres, la médiane augmente et le triage est moins bon ; il est probable que des apports lointains participent à la formation. La terrasse de 2 mètres, qui semble

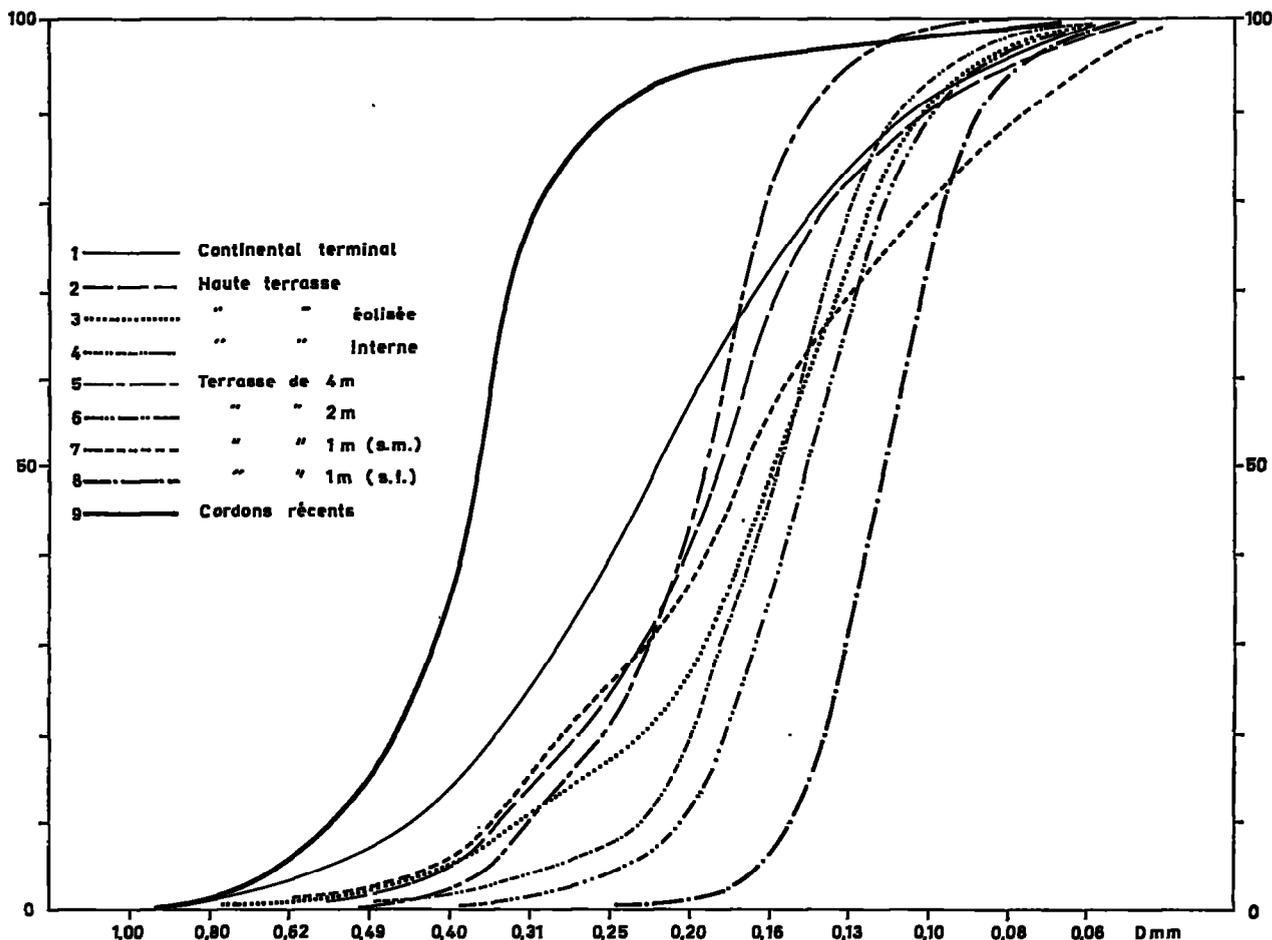


Fig. 96. — Types de courbes cumulatives logarithmiques.

être une simple reprise de la précédente, est mieux triée et plus homométrique (faible asymétrie) (courbe 6). Pour la basse terrasse de 1 mètre étudiée au chapitre précédent, deux cas se présentent : ou bien on a une nette prépondérance des sables fins avec un très bon classement et une symétrie presque parfaite (courbe 8), ou bien la répartition est plus complexe, plurimodale, et des apports variés sont prévisibles (courbe 7). Pour les cordons littoraux récents ou anciens, la dominance du mode à 0,310 mm est nette.

Il serait bien difficile de vouloir démêler les remaniements successifs qu'ont subi les sables et d'attribuer aux actions marines, fluviale et éolienne la part qui leur revient. Il reste que la parenté entre ces dépôts est frappante et renforce l'idée d'une origine commune. Car, qu'ils proviennent du bassin versant de la Casamance, comme c'est probablement le cas pour la haute terrasse qui ourle les plateaux, ou bien de celui de la Gambie, pour les cordons littoraux successifs, où des concentrations de minéraux lourds sont fréquentes (HEBRARD, 1957), leur matériau originel est le Continental Terminal.

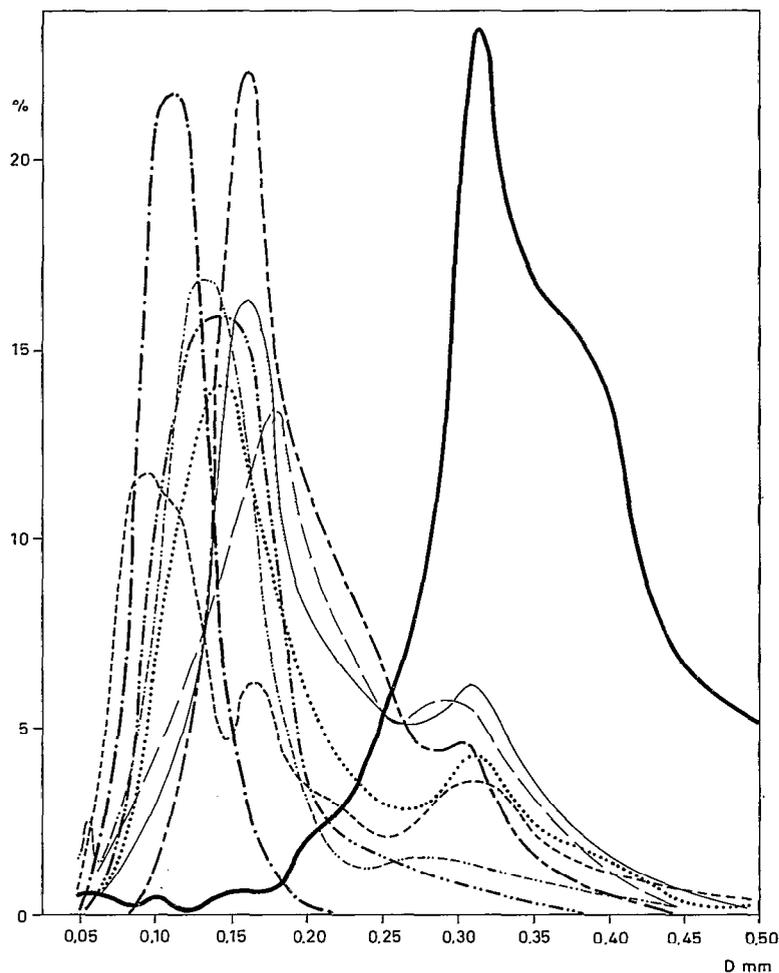


Fig. 97. — Types de courbes de fréquence.

C. NOUVELLES DATATIONS

On a tenté de préciser par quelques datations la chronologie des épisodes sédimentaires correspondant à l'édification des terrasses sableuses et au comblement alluvial de la zone des mangroves et des tannes.

1. Problèmes posés par l'échantillonnage des objets datés

A la différence des régions plus septentrionales (Mauritanie, Bassin du Sénégal) on ne dispose pas en Casamance de nombreux dépôts marins ou lagunaires dont les coquillages puissent être datés. Seuls de très rares bancs de *faluns* ont été découverts à la base de terrasses sableuses. Pourtant, au cours des hauts stationnements du niveau de la mer, une faune importante a dû se développer ici, comme dans le golfe nouakchottien qui occupait la basse vallée du Sénégal. Plutôt que par l'absence initiale de cette

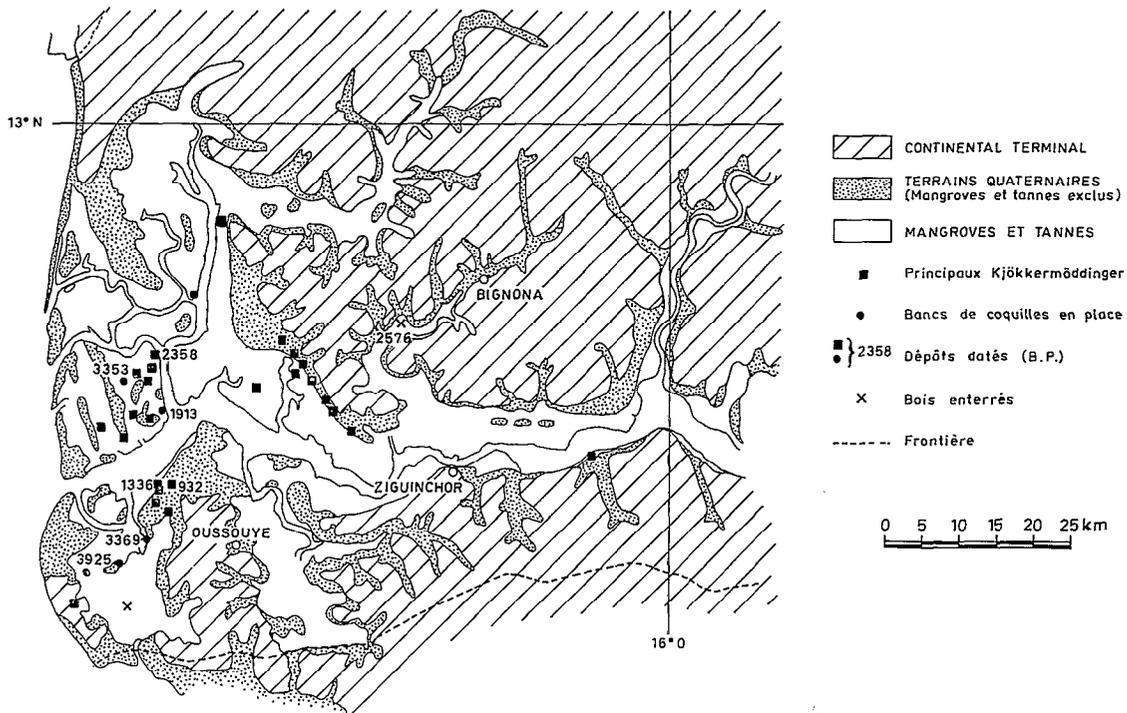


Fig. 98. — Esquisse des principaux dépôts naturels et artificiels de coquillages en Casamance.

faune, nous avons été tentés d'expliquer sa disparition par suite des conditions agressives de la pédogenèse qui règnent dans l'environnement des mangroves et des tannes (VIEILLEFON, 1970).

Donc, si l'on se contente des bancs en place, déposés naturellement, la moisson est très maigre, car la plupart ont été soit détruits par le déplacement incessant des chenaux de marée, soit tout simplement dissous par les acides formés lors de l'oxydation des pyrites.

Un autre type de dépôts de coquillages permet peut-être de pallier au moins partiellement, à cette absence de dépôts naturels, c'est le dépôt anthropique dit « *kjökkermöding* » (terme suédois signifiant déchets de cuisine), et qui est représenté à des centaines d'exemplaires en Basse Casamance (fig. 98) (Pl. X, photo D). Ces dépôts ne sauraient dater avec précision les formations qu'ils recouvrent ; ils ne peuvent en donner qu'un âge minimum. Il faut cependant noter que, comme ceux qui ont été abandonnés à une époque très récente, ils ont été vraisemblablement établis à proximité des lieux de récolte. Par ailleurs, la composition qualitative des dépôts de coquillages renseigne quelque peu sur l'écologie des lieux de récolte, et, par là, sur la profondeur de l'eau et la plus ou moins grande proximité de la mer libre.

Parmi les datations qui ont été effectuées, 4 ont concerné des bancs apparemment en place, 11 des *kjökkermödingen*, deux autres ayant été faites sur des coquillages et des fragments de palétuviers enfouis.

2. Critique des résultats

Une première et importante constatation est qu'aucune date n'est antérieure à 4.000 BP, soit 2.000 ans avant notre ère, une autre que les dates les plus anciennes ont été obtenues sur les bords de faluns, les *kjokkermodinger* semblant plus récents.

Trois des datations de bancs en place présentent un accord remarquable : elles sont d'âges très voisins, de 3.353 BP à 3.925 BP, concernent les mêmes coquillages, et surtout se rapportent à des dépôts de même altitude, voisine du niveau marin moyen actuel. Il s'agit donc là de traces d'un stationnement du niveau marin très proche du niveau actuel.

Au nord de l'estuaire, un dépôt de même âge sert de soubassement à une terrasse plus basse. Ce lambeau étant très petit, il est possible qu'une terrasse plus élevée y ait été érodée.

Dans la même région, au bord du marigot de Diouloulou, un important *kjokkermoding* repose sur une basse terrasse dont le profil sous le dépôt, montre une différenciation analogue à celle des basses terrasses d'ancien schorre. Les coquilles de la base ont donné un âge de 2.358 BP, ce qui semble prouver que ce système des basses terrasses s'est mis en place peu de temps après celui des terrasses de 4 mètres qui fermèrent une première fois l'estuaire et permirent à la sédimentation vaseuse de s'intensifier.

Au sud de l'estuaire, dans la région de Samatit, la terrasse de 2 mètres est surmontée d'un dépôt très perturbé de coquilles, mais qui pourrait n'être qu'un banc naturel remanié, dont la datation a donné 1.336 BP. Puisqu'il s'agit d'*Arca*, il est probable qu'à cette époque la mer battait les abords du plateau d'Oussouye.

Sur la terrasse haute qui borde ce plateau, de nombreux *kjokkermodinger* ont été exploités en carrières ; ils ont été datés de 300 à 930 BP, mais surmontent des débris d'habitats néolithiques datés de 2.150 à 1.680 BP (LINARES DE SAPIR, 1971). De même, au fond d'un petit marigot qui serpente entre les hautes terrasses à l'ouest d'Oussouye, un amas de coquillages a donné 765 BP.

Deux autres datations permettent d'estimer approximativement la durée de la mise en place d'un cycle de sédimentation vaseuse ainsi que celle de la formation d'un sol de tanne. La première concerne un lot de coquillages prélevés à 1,30 mètre de profondeur au centre d'un tanne bordant le marigot de Diouloulou, à la limite entre le matériau originel de ce tanne actuel, qui est une vase grise organique, et la surface d'un ancien tanne enterré. Il s'agit principalement de coquilles d'*Arca senilis* de petite taille, entières pour la plupart et corrodées. On peut penser que leur conservation est liée à l'existence de cette discontinuité sédimentaire qui est associée à une discontinuité physico-chimique. La seconde a porté sur un fragment de tronc de palétuvier enterré à 1,75 mètre de profondeur, dans le tanne de Balingore, près du profil VI.

Ces deux datations ont donné respectivement 1913 et 2.576 BP. Si l'on admet que le fragment de tronc a été enfoui au moment où les déplacements du marigot de Bignona permettaient le développement de la sédimentation de la rive sud-est vers la rive nord-ouest, il est possible de considérer que là formation du sol évolué dans le tanne a pris environ 2500 ans, temps qui aurait été nécessaire à une progression de 300 mètres du banc sédimentaire, soit 12 cm par an. Or, l'alluvionnement actuel, tel qu'il peut être observé dans les Iles aux Oiseaux, près de Ziguinchor ou dans d'autres points de l'estuaire, est d'un ordre de grandeur beaucoup plus élevé (environ 73 mètres par an entre 1954 et 1971).

Remarquons cependant que la compétence du marigot de Bignona est bien inférieure à celle de la Casamance. D'autre part, il faut penser que ce n'est pas un, mais

plusieurs cycles de déplacement du marigot, qui n'ont sans doute intéressé qu'une partie de la section, qui sont responsables de la morphologie actuelle. Avances et retraits de la bande de mangrove, liés aux mouvements du marigot, ont pu ainsi influencer sur les conditions d'évolution du tanne. Cet âge de 2.500 ans ne peut donc être tenu que comme une limite supérieure.

D. ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE AU QUATERNAIRE RÉCENT

1. Remontée du niveau marin

Après 10.000 BP, le niveau marin (ou, plus généralement, le niveau relatif océan/continent) subit un mouvement ascendant assez rapide. Cette remontée a été particulièrement étudiée sur les côtes sénégal-mauritaniennes (FAURE *et al*, 1973). Ces auteurs estiment que le « zéro » actuel a été atteint aux environs de 6.000 BP, et a ensuite été dépassé une ou deux fois vers 5.000 et 3.000 BP. Mais comme à la remontée glacio-eustatique se combinent d'autres influences, en particulier une déformation de la croûte, il existe un décalage, du nord vers le sud, des maxima et des minima, en même temps qu'une atténuation des mouvements au-dessus du zéro actuel.

Il est même possible que la remontée ait été plus régulière au sud, d'où l'absence de dépôts caractérisés attribuables au Nouakchottien, par exemple.

A l'aide de certaines des datations citées, il est possible d'esquisser la courbe de remontée du niveau marin au niveau de la Casamance (FAURE *et al*, 1974). Selon cette hypothèse la mer se serait trouvée aux environs de la cote —2,5 à —3 mètres vers 4.000 BP, vers —1,75 mètre à 2.500 BP, vers —1 mètre à 1.900 BP et vers la cote actuelle ou un peu au-dessus vers 1.300 BP.

2. Principaux épisodes de formation de la séquence mangrove tanne

Le rapprochement des âges des deux échantillons enfouis sous des tannes, de la profondeur à laquelle ont été prélevés les objets datés montre un accord singulier ; si l'alluvionnement s'était produit jusqu'à l'époque actuelle d'une manière continue, cela donnerait une progression de 0,68 mm/an dans les deux cas. Il s'agit peut-être d'une coïncidence fortuite, et d'autres datations devraient naturellement être effectuées. En réalité, ce qui a été mesuré là n'est pas le commencement d'une sédimentation verticale, mais un stade de la progression d'un banc sédimentaire qui, se déplaçant grâce aux mouvements d'un chenal, provoque la mise en place et le fonctionnement d'un ensemble de conditions favorables à la différenciation d'un sol typique. Il est d'ailleurs remarquable de constater que le premier tanne n'a pas dépassé la phase très salée à sol sans végétation, qui correspondrait au profil V de la séquence de Balingore.

Il est donc possible de supposer au moins provisoirement que la dernière grande phase d'alluvionnement, responsable de la mise en place des dépôts récents à *facies mangrove évoluée* et *facies tanne*, s'est développée il y a environ 2.000 ans.

Pour la phase précédente, à laquelle sont attribuées les basses terrasses sableuses et argileuses, on devra assigner un âge plus élevé, puisqu'un épisode « régressif » a dû intervenir pour le découpage de ces terrasses. D'autre part, cet âge ne pourra être supérieur à celui des bancs de faluns qui sont à la base de la terrasse de 4 mètres (inférieur à 4.000 BP).

La série évolutive mangrove-tanne se serait ainsi développée d'une manière observable une première fois, il y a un peu moins de 4.000 ans, une seconde fois à partir de 2.000-2.500 BP, et une dernière fois postérieurement à 1.500 BP. La première date serait presque en accord avec les observations faites en Floride (SCHOLL, 1964), où la mangrove serait apparue vers 3.000 BP. Il est probable que des sondages profonds dans la zone sédimentaire quaternaire permettront ultérieurement de mettre en évidence des épisodes plus anciens.

Notons en outre que des séquences analogues ont pu se développer au cours des épisodes récents du Quaternaire, sans doute assez loin au nord de la Casamance. Il existe des mangroves actuelles, assez analogues à celles de Casamance, dans les estuaires comblés du Sine et du Saloum. Les tannes y sont très développés et, en arrière, on observe trois formations dunaires successives (CHARRAU, 1963) : la plus haute correspondrait à l'Ogolien, l'intermédiaire, riches en tubes ferruginisés enterrés, à la régression pré-nouakchottienne, et la plus basse à un remaniement mineur de la précédente, puisqu'elle vient en recouvrement sur des tannes encore reconnaissables.

Sur la Petite Côte, au sud de Dakar, la mangrove à *Avicennia* ne se développe pas vers l'intérieur (EMERIT, 1960). Entre Dakar et Saint-Louis, dans les dépressions interdunaires appelées *niayes*, et sur la bordure occidentale du delta du fleuve Sénégal, quelques peuplements de palétuviers peuvent être observés. Ce n'est que vers l'île Tidra (19°50' N) et au banc d'Arguin (20°30' N), en Mauritanie, que se situe la limite de l'habitat actuel des *Avicennia* (De NAUROIX *et al*, 1965), tandis que les *Rhizophora* ne dépassent pas 16°11' N. On observe d'ailleurs à l'île Tidra la jonction avec *Spartina maritima*, plante herbacée halophile des régions littorales tempérées.

CONCLUSIONS

La séquence mangrove-tanne présente, dans l'ensemble de la zone fluvio-marine de Casamance, divers degrés de développement qui résultent de la mise en place successive de systèmes sédimentaires analogues. Leur principale différence concerne le temps pendant lequel ces séquences ont évolué jusqu'à nos jours.

Ces diverses *chronoséquences* sont autant de stades de développement d'un même modèle, dont la séquence de Balingore est un bon exemple.

De l'aval vers l'amont se succèdent :

- une zone de mangroves récentes, à *Avicennia* dominant,
- une zone de mangroves évoluées plus différenciées, comportant la succession *Rhizophora/Avicennia* secondaire,
- une zone où les tannes dominent, à côté de restes, parfois discontinus, de mangroves évoluées.

Une discontinuité géomorphologique sépare ces zones de celle des basses terrasses, dont les sols portent les traces d'une évolution plus ancienne mais de même type que celle de la séquence modèle.

Ces observations impliquent l'intervention, à plusieurs reprises au cours de l'Holocène, du même type d'évolution pédologique. Cependant, ces épisodes successifs s'inscrivent dans un mouvement globalement continu de remblaiement d'un vaste golfe et de profondes indentations des plateaux du Continental Terminal, creusés au cours

de la période régressive « ogolienne ». Par ailleurs, le comblement s'accompagne de la remontée du niveau relatif continent-océan sur l'ensemble des côtes ouest-africaines. Au nord (Mauritanie et Sénégal septentrional) la remontée s'accompagne d'une ou plusieurs « transgressions » amenant le niveau marin un peu au-dessus du niveau actuel.

Une augmentation de la pluviosité, probablement au cours des épisodes transgressifs, a pu permettre l'installation de séquences de même type que celle étudiée à Balingore, non seulement dans le delta et le cours inférieur du Sénégal, mais aussi dans les golfes « nouakchottiens » ou antérieurs de la Mauritanie occidentale. C'est sans doute l'influence du climat qui s'est établi à partir du Taffolien (HEBRARD, 1972) qui est la cause des différences d'évolution observées sur des sédiments d'âge comparable. Alors qu'en Casamance c'est une séquence géochimique pyrite-jarosite-oxydes de fer qui s'est développée, en Mauritanie, dans les lagunes transformées en sebkhas, le gypse s'est accumulé. Un simple processus évaporatoire a remplacé le cycles d'oxydo-réduction.

Entre ces extrêmes, dans le Sine-Saloum, on peut observer conjointement des accumulations de jarosite et de gypse (MARIUS, 1973). Une amorce de *séquence zonale* se surimpose donc à la chronoséquence définie précédemment.

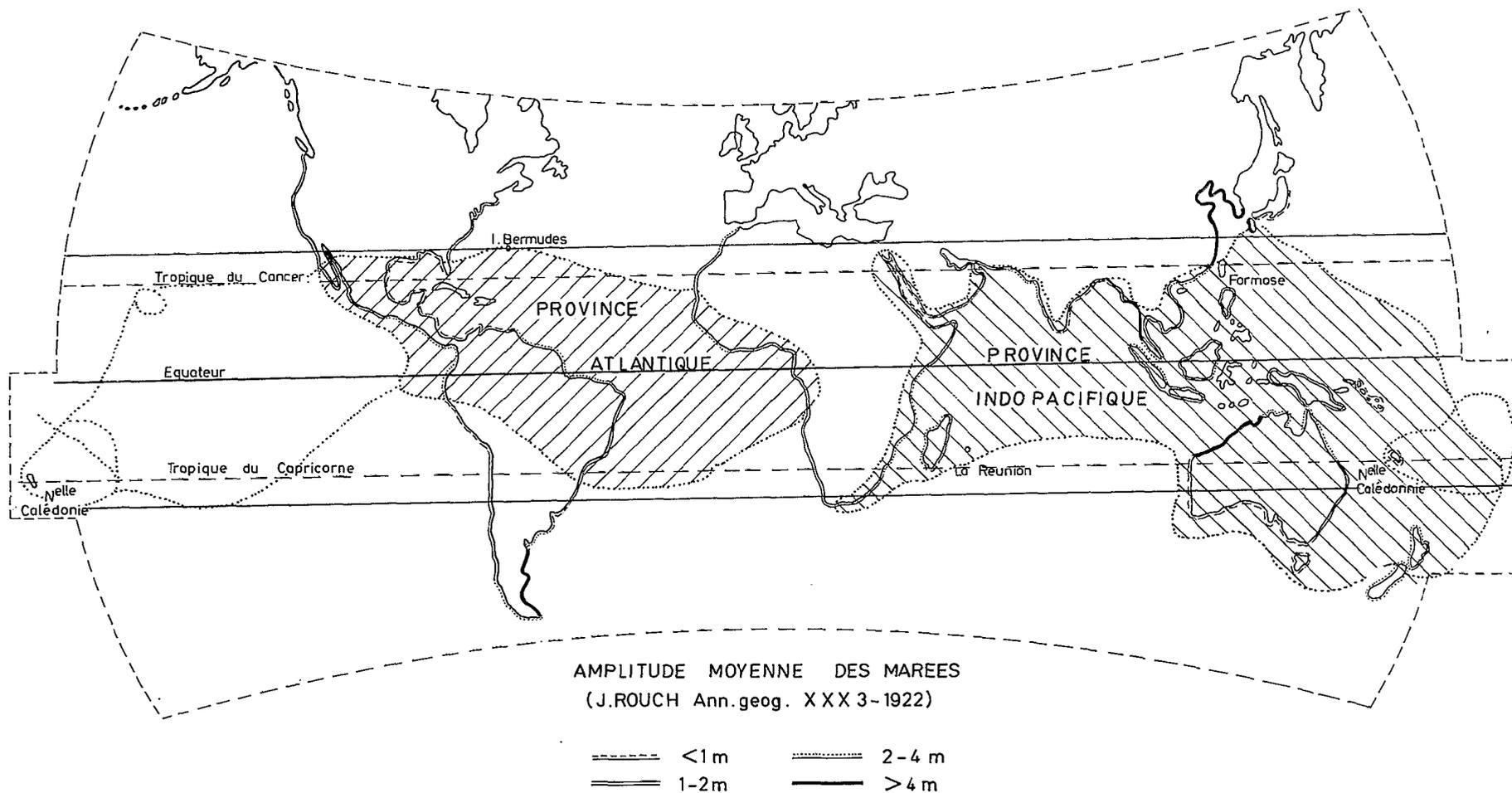


Fig. 99. — Répartition mondiale de la mangrove et extension maximum de chacune des deux provinces phytogéographiques (d'après Weiers - 1967).

La séquence mangrove-tanne comme exemple de l'évolution morphopédogénétique des régions littorales intertropicales

L'évolution des sols alluviaux du domaine littoral fluvio-marin recouvre un ensemble complexe de processus sédimentaires, biologiques, pédologiques et géochimiques interdépendants.

Grâce à des conditions particulièrement favorables d'observation, tant au point de vue du climat, très contrasté, que du matériau, relativement homogène, on a tenté d'expliquer les mécanismes qui caractérisent l'évolution des sédiments déposés dans le milieu fluvio-marin de la Casamance. Bien que ce dernier ne soit que l'un des aspects que peuvent présenter les régions littorales intertropicales mondiales, d'assez étroites relations peuvent être trouvées avec d'autres sols et d'autres séquences décrites dans l'une ou l'autre région du globe où la mangrove est bien représentée. Cette formation est en effet présente, plus ou moins développée, sur environ 75 pour 100 de la longueur des côtes entre les 25^e degrés de latitude nord et sud (WEISS, 1967), comme le montre la figure 99 : on voit également que l'amplitude des marées ne joue pas de rôle déterminant sur son implantation.

Vers les hautes latitudes nord ou sud, seul *Avicennia* persiste. Cela a déjà été signalé pour la Mauritanie (cf. chapitre VIII), et est confirmé en Australie (CLARK *et al*, 1967-1969) et sur la côte est de l'Afrique du Sud (MACNAE, 1963).

I. LES SÉQUENCES PÉDOLOGIQUES LITTORALES A MANGROVE D'AUTRES RÉGIONS INTERTROPICALES

Il ne s'agit pas là d'une revue exhaustive des très nombreuses études régionales qui ont pu être consultées, dont une bibliographie très complète a été réalisée récemment (HAMPARTZOUMIAN, 1971). On se limitera à l'examen de quelques exemples particulière-

ment typiques et qui ont donné lieu, soit à des tentatives d'interprétation, soit à des études approfondies du chimisme de ces sols, le plus souvent dans le but de leur mise en valeur. Plutôt que sous la forme d'un exposé géographique, les références seront groupées, en fonction du climat général, en trois ensembles : *tropical sec*, *tropical humide* et *équatorial perhumide*. Seuls les deux premiers comportent une véritable saison sèche, sans précipitations.

Dans la plupart des régions tropicales, ce n'est pas le total des précipitations lui-même qui a le plus d'importance, c'est leur répartition qui règle le régime hydrologique des régions littorales (FOSBERG, 1961). Lorsque la saison sèche est marquée et longue, les apports en eau douce sont pratiquement taris et les marigots véhiculent de l'eau salée, parfois plus salée que l'eau de mer. Si, par contre, la répartition pluviométrique, tout en étant irrégulière, ne comporte pas de mois secs (mois à total pluviométrique inférieur à 100 mm), la salinité des marigots reste toujours plus faible que celle de l'eau de mer. Un cas analogue peut être rencontré en région à saison sèche, lorsque les cours d'eau importants sont alimentés toute l'année à partir de zones à précipitations régulières, comme dans le nord-ouest de Madagascar.

A. SOLS LITTORAUX DES RÉGIONS A CLIMAT TROPICAL SEC TRÈS CONTRASTÉ

Le climat de la Basse Casamance est caractérisé par une saison sèche et une saison des pluies de longueur sensiblement égales. C'est le climat *subguinéen* (BRIGAUD, 1965).

En Basse Gambie, quelques degrés de latitude plus au nord, le climat est un peu plus sec, intermédiaire entre celui de la Casamance et celui du Sine Saloum, de type *soudanien*. L'étude des sols de la région de Keneba en Gambie (GIGLIOLI *et al*, 1965-1966) a montré que les tannes connaissent une grande extension, 30.000 hectares environ contre 40.000 pour la mangrove, de même que les lunettes, qui peuvent occuper de plus grandes surfaces qu'en Casamance. Ces dernières sont d'ailleurs improprement appelées tanne dans cette étude. On note également une plus grande extension des *Avicennia* par rapport aux *Rhizophora* et le développement de formations à *Sesuvium portulacastrum* qui, en Casamance, est simplement associé aux *Avicennia* qui bordent les tannes.

La différenciation observée est analogue à celle de Casamance, bien que ces auteurs n'aient pas exploité la liaison génétique entre les formations à *Rhizophora*, à *Avicennia* et les tannes nus et à halophytes. Mais la liaison entre les horizons fibreux dans la mangrove et la teneur en sulfures a été soulignée, par son effet sur l'abaissement du pH au cours du séchage, ainsi que l'action des marées sur les mouvements de la nappe en saison sèche.

Plus au nord, dans le Sine-Saloum, les tannes sont également très développés. mais la prairie à halophytes qui leur succède est moins marécageuse qu'en Casamance, La déflation éolienne y est plus intense et de nombreuses lunettes, plus ou moins aplanies aujourd'hui, semblent s'être édifiées et forment ce qui a été nommé occasionnellement « tanne herbu » (CHARREAU, 1963). En effet, les horizons profonds sont identiques à ceux d'un tanne mais les horizons supérieurs semblent provenir d'un apport sédimentaire ultérieur.

En Thaïlande, les sols présentant le facies tanne sont très répandus (PONS *et al*, 1969 - VLEK, 1971), sous 1300 à 1500 mm de pluies réparties sur 6 mois. Étant donné la morphologie deltaïque plutôt qu'estuarienne des basses plaines, il existe beaucoup moins

de chenaux de marées qu'en Casamance ou en Gambie, et les tannes sont de très grande dimension. L'oxydation y pénètre très profondément, et le développement de l'horizon à jarosite est spectaculaire. Ces auteurs attribuent l'accumulation de la jarosite vers la surface à la remontée des solutions acides en saison sèche, ce qui montre que l'oxydation de la pyrite et la précipitation de la jarosite sont bien deux phénomènes *indépendants*. Ils estiment par ailleurs que l'accumulation de la pyrite peut être plus intense dans les zones internes de la mangrove qu'immédiatement en bordure de mer. Or, c'est bien le cas dans la mangrove pionnière à *Avicennia* en Casamance.

La succession de zones de mangrove et de zones nues sursalées a aussi été observée sur toute la côte ouest et nord-ouest de Madagascar (VIEILLEFON, 1961-1963 - VIEILLEFON *et al*, 1965 - HERVIEU, 1966-a). Les mangroves peuvent être très étendues, en particulier dans les zones à forte sédimentation actuelle, comme les estuaires de la Betsiboka et de la Mahajamba ou du Sambirano, dans le nord-ouest. Les tannes sont d'importance variable, généralement plus étendus à mesure que l'on passe, du nord au sud, à un climat plus aride. Ils sont toujours précédés d'une ceinture d'*Avicennia* qui se répète parfois vers l'intérieur, au contact des sols exondés, grâce à des apports d'eau douce. En l'absence de conditions plus variables de sédimentation (inondation et dépôts par les crues des cours d'eau) la séquence mangrove-tanne est représentative. Dans les régions les plus sèches, la pédogenèse conduit à la formation de *sols salés à alcalis*, tandis que dans les zones où les apports fluviaux sont importants, peuvent se former des *vertisols*, l'acidification n'ayant pas le temps de se produire. Ce n'est que lorsque l'aire de sédimentation est très étroite que la mangrove vient border les sols continentaux, comme dans la région de Tuléar, dans le sud-ouest (DERIJARD, 1966).

En Nouvelle-Calédonie, une répartition sensiblement analogue a été observée (BALTZER, 1969), mais avec une variante, la zone nue sursalée (tanne vif) ne se trouvant pas entre la mangrove et le marais à halophytes mais tout à fait à l'intérieur, en bordure des zones continuellement exondées. Elle peut être très étendue et renferme des accumulations de gypse et parfois du quartz de néogenèse (AVIAS, 1953). De même, à Ceylan (ABEYWICKRAMA, 1964), le marais à eau douce précède le marais salé, mais l'auteur pense qu'il s'agit de zones anciennement développées sous un climat plus sec que de nos jours, où l'abondance des pluies provoquerait une forte diminution de la salinité dans les zones basses.

B. SOLS LITTORAUX DES RÉGIONS TROPICALES HUMIDES

En Afrique, la Guinée et la Sierra Leone peuvent être prises comme exemples. En Guinée, le climat est encore contrasté, mais les très fortes précipitations, liées à un marnage (ou amplitude des marées) exceptionnel (4 mètres en moyenne) maintiennent l'essentiel des sols des plaines basses à un niveau d'hydratation élevé. Si des tannes vifs peuvent être encore observés, ils ne forment qu'une mince auréole autour des prairies à halophytes (*Eleocharis*) qui occupent le centre des îles (JACQUES-FELIX *et al*, 1960). Les tubes racinaires, empreintes d'anciennes racines de palétuviers, sont très nombreux et de véritables horizons concrétionnés ont été décrits (BONFILS, 1950). Il semble que l'alimentation en fer dissous soit très importante.

En Sierra Leone, des études de longue durée, dont plusieurs ont été citées dans les chapitres précédents, ont été entreprises à la station de Rokupr il y a plusieurs décades. Bien que ces recherches aient surtout porté sur les transformations subies par le

sols de mangrove lors de la mise en polder, quelques données écologiques et pédologiques peuvent en être tirées. Il ressort que les formations à *Rhizophora* et *Avicennia* sont plus étendues que les zones nues ou couvertes d'halophytes. Comme en Guinée, cela est dû à une désalinisation importante des eaux des cours d'eau pendant une grande partie de l'année et à la faiblesse de l'assèchement des zones internes (JORDAN, 1964).

Il existe donc une différence importante entre les zones tropicales sèche et humide. Dans la première la salinité augmente nettement du littoral vers l'intérieur des dépôts jusqu'à ce que soit atteinte la limite de remontée de la marée de salinité. Dans la seconde, la salinité diminue vers l'intérieur et les zones nues sont très rares, limitées à une frange littorale, seulement dans les cas où les apports d'eau douce sont pratiquement inexistantes.

La zonation de la végétation et des palétuviers en particulier, est principalement commandée par le régime hydrique, qui commande la salure des solutions, dans le premier cas, et par la géomorphologie et la nature des dépôts, dans le second.

C. SOLS LITTORAUX DES RÉGIONS ÉQUATORIALES PERHUMIDES

Un climat régulièrement humide règne sur les côtes du Golfe de Guinée, du Libéria à l'Angola, sur la côte des Guyanes et du nord du Brésil, en Malaisie, etc. Il n'y a plus de saison sèche véritable ni donc de sursalure. A la mangrove succède directement le marais et la forêt marécageuse d'eau douce, parfois précédés d'un marais à eau saumâtre.

La répartition des palétuviers présente des caractères différents par rapport aux régions tropicales. Une seule espèce ou un seul genre domine plus ou moins complètement, soit *Avicennia*, soit *Rhizophora*. Ce dernier cas correspond notamment au littoral du Nigéria (ALLEN, 1965) et du Gabon (MARIUS, 1971), où la mangrove à *Rhizophora* passe abruptement à un marais à eau douce à raphiales. Dans l'autre cas, et le meilleur exemple en est le littoral des Guyanes, les *Avicennia* dominent très largement, tandis que les *Rhizophora* ne constituent qu'une formation ripicole, en arrière du front de mer.

La dynamique propre des espèces joue alors un rôle plus important que la salinité. Les cycles d'envasement et de dévasement se succèdent (BOYE, 1962) et les *Avicennia* colonisent rapidement les atterrissements vaseux. Ceci a une importante conséquence sur l'accumulation des sulfures, qui est ici moindre que sous *Rhizophora*, et sur l'acidification ultérieure des sols. Ces deux phénomènes ne se produisent qu'avec une faible intensité dans la mangrove pionnière, mais ils peuvent par contre se développer en arrière de la mangrove, dans les zones marécageuses où les matières organiques s'accumulent, formant une tourbe épaisse, la *pégasse* (LÉVEQUE, 1963), où les eaux interstitielles sont encore saumâtres, et la submersion presque continue. La largeur des marais à eau saumâtre serait proportionnelle à celle de la mangrove qui les précède (AUGUSTINUS *et al*, 1971). On notera cependant que la présence de *Rhizophora* n'implique pas nécessairement une forte accumulation de sulfures ; il semble que les espèces *Rhizophora harri-sonii* et surtout *Rhizophora mangle* en soient principalement la cause. Or, c'est la troisième espèce, *Rhizophora racemosa*, qui serait la plus fréquente au Gabon et au Nigéria (SAVORY, 1953) par suite de sa préférence pour les sols gorgés d'eau et sa faible tolérance à la salure.

Les sols de terrasses argileuses d'âge croissant ont été étudiés en Guiana (ancienne Guyane Britannique), et groupés en quatre ensembles :

La biogéocoenose de la mangrove, dont le terme initial est pratiquement le même sur l'ensemble des côtes, donc indépendant du climat, subit donc des évolutions ultérieures variées en fonction du climat.

Le facies aéré et oxydé se développe d'autant mieux que le climat comporte une saison sèche plus accentuée.

Il existe en général un gradient entre ces types de séquence, mais il peut arriver qu'elles se succèdent brutalement, comme en Nouvelle-Guinée, près de Port Moresby, où l'on passe sur une très courte distance (20 à 30 km), d'un climat équatorial avec 5 800 mm d'eau à un climat tropical sec accusé. Il s'agit là d'une « faille climatique » (GUILCHER, 1965).

Les différentes séquences analysées ci-dessus ont été regroupées dans le tableau XX. Elles n'intéressent qu'un seul cycle de sédimentation. S'y ajoute la séquence fortement tronquée des pays à climat aride, comme la Mauritanie. La mangrove très peu développée actuellement y précède un paysage de sebkha, mais il n'est pas exclu qu'une séquence plus complète s'y soit installée au cours d'épisodes antérieurs plus humides.

Le schéma constitue une différenciation un peu plus poussée du système utilisé par BALTZER *et al* dans leur classification des « marais maritimes tropicaux » (1971).

D. CONJUGAISON DES EFFETS DU TEMPS ET DU CLIMAT SUR LA RÉPARTITION DES SOLS DANS LES SÉQUENCES LITTORALES

Le rôle du climat peut donc être compris dans le sens d'un développement progressivement accentué du facies oxydé, le facies tanne, à mesure que la saison sèche s'allonge. Le développement relatif des deux principaux facies y est lié. En climat per-humide c'est surtout le facies mangrove qui existe à l'état naturel ; c'est le facies tanne en milieu tropical sec. La variation du climat retentit sur le développement de l'évolution. On se trouve en présence d'un schéma assez analogue à celui qui a été proposé par BOCQUIER (1972), pour la répartition des sols, dans les paysages des régions subarides à subhumides du Tchad en fonction du climat, et par là, de la latitude.

A la séquence chronologique, dont la différenciation écologique et pédologique croît des climats équatoriaux aux climats tropicaux contrastés, se superpose une séquence climatique.

Les types de climats peuvent être représentés dans la classification de BAGNOULS *et al* (1957), sous la forme de diagrammes ombrothermiques (fig. 100). On voit que dans la séquence d'Afrique Occidentale, la durée de la période pendant laquelle la courbe *thermique* (températures) est au-dessus de la courbe *ombrique* (précipitations), indice d'une sécheresse, diminue quand on passe de Kaolack (Sine-Saloum) à Rokupr (Sierra Leone). De même la série de courbes présentée par HERVIEU (1966) pour Madagascar montre une variation similaire, mais en sens inverse (hémisphère sud), de Tuléar à Ambanja.

Tonala, dans le Tabasco (Mexique) et Cayenne (Guyane) se placent bien dans la zone climatique équatoriale. Par contre, les courbes de Nouméa (Nouvelle-Calédonie) ne montrent pas de mois secs. Les pluies sont cependant très irrégulières d'une année à l'autre (BALTZER, 1969) et leur total est somme toute voisin de celui des régions tropicales sèches. D'ailleurs, si l'on utilise le diagramme de PÉGUY (1961), pour Nouméa, on obtient seulement 5 mois franchement tropicaux humides et au moins 3 mois à tendance aride.

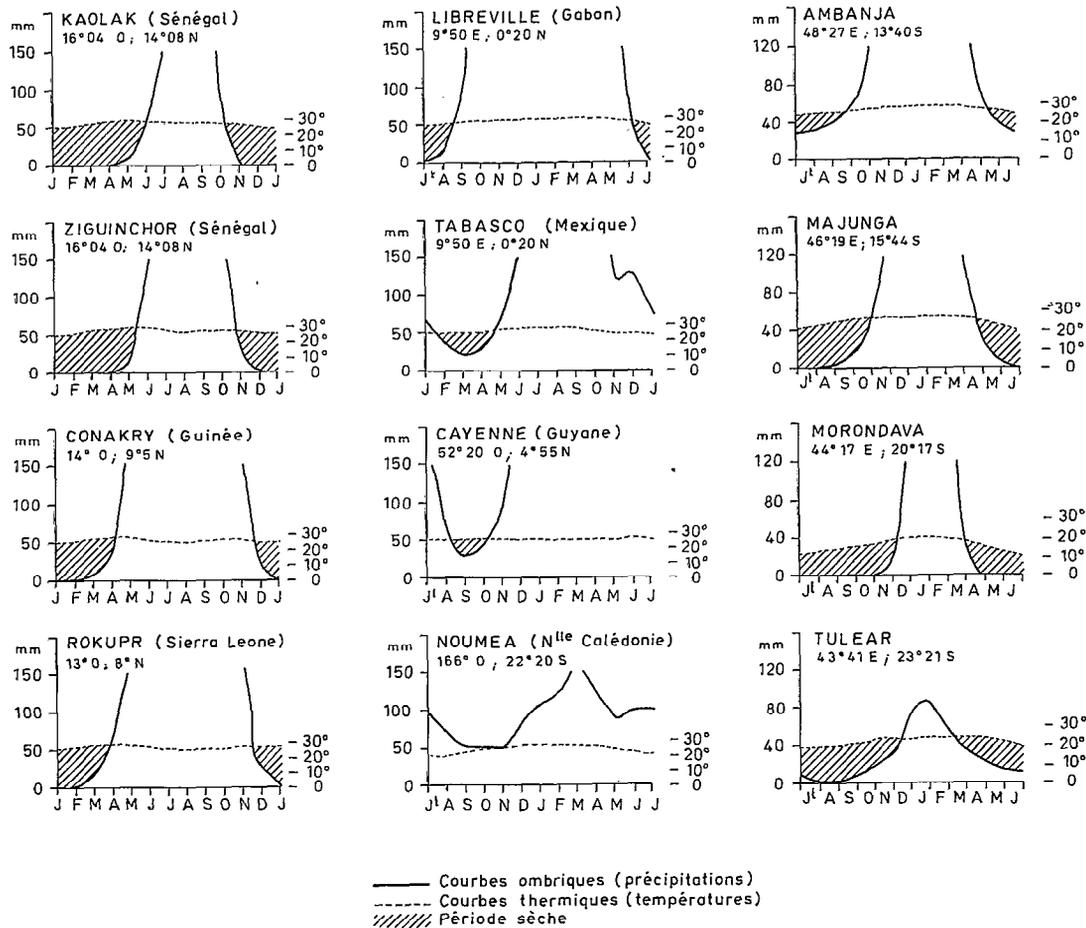


Fig. 100. — Diagrammes ombrothermiques de quelques stations tropicales.

La séquence étudiée en Casamance, qui se situe en position intermédiaire (tableau XX), représente le développement le plus complet. Les séquences sous climat équatorial s'apparentent au stade jeune de cette séquence médiane prise comme modèle, tandis que celles de climats plus secs correspondent à un stade sénile.

Facteur temps et facteur climat ont donc des effets comparables sur certaines directions prises par la pédogenèse, et par là sur la répartition des sols. Une représentation schématique des différentes séquences en fonction de ces deux facteurs montre que leur degré de développement ne leur répond pas de la même manière.

L'accomplissement des potentialités évolutives est principalement commandé par le climat. Le climat tropical contrasté, associant une saison de pluies abondantes à une saison sèche prononcée, exerce l'effet le plus complet. Par contre, les extrêmes, soit trop régulièrement humides, soit trop régulièrement secs, représentent des pôles de faible développement apparent des potentialités évolutives. De part et d'autre de la séquence médiane, on observe donc des discontinuités dynamiques (BRUNET, 1967). Les sols

1. Les analogies

- Les sols les plus évolués, d'un point de vue géochimique notamment, sont les plus anciens, à facteurs externes constants (topographie, climat). Par exemple, sur un ensemble sédimentaire horizontal, l'extension des tannes est fonction de l'âge : ceux-ci deviennent plus fréquents et plus étendus de l'embouchure vers l'intérieur de l'estuaire et du cours de la Casamance, à mesure que l'on passe à des dépôts de plus en plus anciens,
- les sols formés à un stade quelconque de l'évolution servent de matériau originel à un stade suivant comme, au Tchad, les sols ferrugineux tropicaux préparent le matériau qui se transformera ultérieurement en sol hydromorphe, puis en sol planosolique, en solonetz solodisé et enfin en vertisol. Dans certains cas on pourrait même parler de « convergence » puisqu'en climat relativement aride comme dans le milieu littoral du sud-ouest de Madagascar, on trouve souvent des vertisols (HERVIEU, 1966) que l'on peut considérer comme fin de séquence littorale.
- les variations saisonnières jouent un rôle important dans la mise en solution et la précipitation de nombreux éléments. Ceci est une caractéristique générale des séquences tropicales,
- le même schéma évolutif se retrouve à différentes échelles : de l'échelle *microscopique* où il est possible de voir, autour des particules de pyrite des auréoles successives, d'abord de jarosite, séparée de la pyrite par une zone ne contenant ni l'une ni l'autre, puis d'oxydes ou hydroxydes de fer (communication personnelle MIDEMA, Wageningen), à l'échelle *du profil* où les horizons à pyrite et à jarosite ne sont généralement pas contigus, enfin à l'échelle *de la séquence*. La différenciation verticale des profils et la différenciation « horizontale » des séquences sont synchrones.

2. Les différences

- dans une toposéquence le caractère éluvial s'approfondit en amont et la tête de séquence s'appauvrit en éléments exportables. Elle ne se reconstitue qu'en cas d'érosion importante atteignant la base de l'altération. Dans la séquence littorale, au contraire, le pôle non évolué se reconstitue, par de nouveaux apports sédimentaires, à peu près à la même vitesse que progresse vers l'aval la limite avec les sols évolués,
- il y a en quelque sorte *inversion topographique* de la séquence mangrove-tanne par rapport à une toposéquence classique, car les sols les plus évolués ne se trouvent pas à l'aval, mais plutôt vers un amont relatif. Mais cela n'entraîne pas un renversement complet du sens d'écoulement des eaux car la séquence mangrove-tanne connaît un mouvement saisonnier alterné, de la mangrove vers le tanne en saison sèche, en sens inverse en saison des pluies,
- certains transferts de matière ne se font pas, pour des éléments comme le soufre et le fer, dans le sens sols peu évolués vers sols évolués, mais en sens inverse. Il est même probable que ces transferts précèdent l'avancée du front évolutif alors que dans l'autre cas, ils l'accompagnent,
- la variation latérale de pH est inverse, car dans les toposéquences l'amont est acide et l'aval plutôt alcalin, alors que la mangrove est à pH neutre et le tanne acide,
- enfin, si les toposéquences continentales du Tchad peuvent être considérées comme des chronoséquences, c'est plus par la succession d'évolutions différentes d'ailleurs parfaitement liées entre elles que par un développement progressif d'un type unique

de pédogenèse, ce qui est plutôt le cas de la séquence mangrove-tanne. On notera cependant que le climat peut favoriser ultérieurement d'autres types de pédogenèse, soit hydromorphe, soit halomorphe.

B. LES TOPOSÉQUENCES DES POLDERS LACUSTRES

Un important travail vient d'être réalisé sur l'évolution des sols des polders du lac Tchad (CHEVERRY, 1974). Il s'agit là d'une évolution particulièrement rapide par suite de l'évaporation intense, sous un climat plus aride que celui des séquences évoquées précédemment, de la lame de submersion, et du développement accéléré d'une végétation spécifique de roseaux.

Les caractéristiques chimiques des eaux qui s'évaporent, peu minéralisées à l'origine, sont une forte alcalinité entraînant d'importantes précipitations de carbonates sodiques et la fixation de sodium sur les argiles.

Deux voies d'évolution se manifestent, suivant que la structure se développe rapidement à la suite du drainage et de l'évaporation, ou qu'elle se dégrade en entraînant l'imperméabilisation du sol et une humectation plus prolongée. La première se présente à l'amont des toposéquences de faibles pentes, c'est la voie *saline neutre*, où les composés du soufre sont oxydés. L'autre est la *voie alcaline*, qui prédomine dans la partie aval, et où les composés du soufre sont maintenus à l'état réduit.

L'oxydation des composés du soufre dans la voie saline combat l'alcalinité en libérant du calcium des calcaires sédimentaires. Cette action ne se produit pas dans la voie alcaline où le sodium règne.

On observe donc une certaine similitude entre ces séquences et la séquence mangrove-tanne. Bien que les teneurs en soufre soient beaucoup plus faibles dans les sols de polders du Tchad (1 % au maximum), c'est le devenir de cet élément qui est l'indice d'une certaine convergence (VIEILLEFON *et al*, 1974). Dans les deux cas, dès les premières phases de la pédogenèse, les sulfates sont réduits, le soufre organique également, et le soufre est bloqué sous forme de sulfures de fer. Cette *inhibition* facilite l'action des autres sels en présence, chlorures dans la séquence littorale, carbonates et bicarbonates dans la séquence lacustre. Dans cette dernière, l'action sur les propriétés du matériau peut être plus drastique.

Dans la phase ultérieure de réoxydation, la nature du matériau, et notamment sa richesse en matériaux neutralisants, joue un rôle capital. Le sol des tannes devient franchement acide, le soufre s'oxyde en formant de la jarosite, tandis que le sol de polder évoluant dans la voie saline s'enrichit en gypse et l'alcalinité décroît. Mais on observe également la formation de jarosite dans les polders.

La phase de réduction, qui est une étape de durée moyenne dans la séquence littorale, a des caractères bien différents dans les polders : soit qu'elle se réduise à une étape transitoire courte dans la voie saline, soit qu'elle se perpétue dans la voie alcaline.

Sur le plan pédologique, la succession sols minéraux bruts/sols peu évolués/sols halomorphes est comparable, mais les termes ultimes sont différents : dans un cas sols salins sulfatés acides, dans l'autre sol salé à alcali (sols sodiques à structure non dégradée) ou sol à alcali (sols sodiques à structure dégradée).

III. LES CONSÉQUENCES MORPHOPÉDOGÉNÉTIQUES ET GÉOCHIMIQUES DU DÉVELOPPEMENT DE LA MANGROVE

A. LES RELATIONS AVEC LA GÉOMORPHOLOGIE ET LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

Certains auteurs ont été tentés de voir dans la mangrove un agent actif de construction du littoral (DAVIS, 1940), mais cette thèse a été depuis contestée (THOMB, 1967). Plutôt qu'elle ne la précède, la colonisation par la mangrove *suit* les dépôts sédimentaires. La preuve en est, que même là où elle est bien développée, elle n'offre pratiquement pas de résistance à l'érosion, soit par la mer, soit par les chenaux de marée.

Elle joue cependant un rôle de stabilisation, en particulier pour les sédiments fins. Mais en favorisant la retenue d'importantes quantités d'eau, elle prépare le matériau à un tassement important lorsqu'elle disparaît. Il arrive aussi qu'elle puisse persister après que le milieu se soit modifié, soit en développant une zonation en fonction de la salure et de la hauteur des eaux, soit en se maintenant en cas de dessalure importante. On sait que la hauteur des marées, qui commande la superficie régulièrement submergée, joue un rôle important sur la zonation des palétuviers. BALTZER (1969) a mis en évidence des relations étroites entre la fréquence des hauteurs de marées ou la topographie et la répartition des espèces. On concevra de même que des variations progressives du niveau marin peuvent avoir une influence sur la répartition et la succession des espèces en un lieu donné. BRINKMAN *et al* (1968) ont ainsi émis l'hypothèse selon laquelle des mangroves à *Rhizophora* se développeraient plutôt dans le cas de remontée du niveau marin, et à *Avicennia* dans le cas d'un niveau stable. La formation de dépôts organiques serait liée à une remontée. Au contraire THOMB (1967) pense que cela serait dû à une subsidence favorisant par contrecoup la montée relative du niveau de l'eau.

Quoiqu'il en soit, il est probable que les influences sont très diverses et que ce que l'on observe à notre échelle sont des mouvements mineurs qui, tout en étant parfois spectaculaires, comme l'envasement rapide du Rio Kapatchez en Guinée (GUILCHER, 1954), n'ont peut-être que peu de rapports avec les processus qui dominent à l'échelle géologique.

B. LES RELATIONS AVEC LA PÉDOGENÈSE

Quel que soit le climat sous lequel elle s'établit, la mangrove confère au sédiment des caractères assez homogènes : accumulation de matières organiques, plus ou moins forte suivant les espèces, forte teneur en eau, état réducteur en dessous de la zone de battement de la nappe. Le profil y est très simple, du type Ag/CG. Ce sont généralement des sols peu évolués hydromorphes ou des sols hydromorphes organiques, humiques à gley (classification française - AUBERT, 1966), ou des Hydraquents (classification américaine).

C'est à partir de ce matériau organo-minéral à consistance élastique que la pédogenèse se développe et les conditions d'aération en sont les agents principaux. Des quantités généralement assez élevées de sulfures, toujours plus fortes sous *Rhizophora* que sous *Avicennia*, ayant été accumulées lors de la phase précédente, l'aération provoque l'oxydation de ces sulfures et la formation d'acide sulfurique. C'est dans cette phase

d'aération et d'oxydation qu'intervient la nature du matériau, suivant qu'il contient, ou non, des corps susceptibles de neutraliser l'acide formé.

En présence de calcaire, il se forme du gypse, mais aussi l'oxydation des sulfures se trouve considérablement freinée (cf. chapitre V). La décalcification des vases de certaines régions littorales tempérées, comme le littoral des Pays-Bas, a été mise en rapport direct avec l'oxydation des sulfures (ENTE, 1964).

Des minéraux facilement altérables peuvent aussi jouer ce rôle. En Thaïlande, PONS *et al* (1969) mentionnent l'existence de dépôts riches en minéraux verdâtres de type *chlorite*, *glauconite* ou *chamosite*, sur lesquels l'évolution du sol de mangrove, même riche en pyrite, ne conduit pas à la formation de sols très acides. Les bases échangeables du complexe peuvent également intervenir. Cependant, dans de nombreuses régions inter-tropicales, les sédiments proviennent de la couverture de sols ferrallitiques ou ferrugineux tropicaux, pauvres en bases, et où la kaolinite est le minéral argileux dominant. L'acidification peut donc se développer, que seules les pluies seront capables de lessiver en partie.

Le climat va donc jouer un autre rôle important sur l'intensité des processus d'oxydation et de lessivage. En zone équatoriale, l'accumulation secondaire de pyrite dans les marais à eau saumâtre ne sera suivie d'acidification que dans le cas d'un abaissement naturel important du niveau marin, d'un drainage artificiel, ou encore de l'intervention d'animaux remontant en surface le matériau d'horizons profonds riches en pyrite, comme les crabes de Bornéo (ANDRIESSE *et al*, 1972).

En zone tropicale, sans mouvement du niveau marin, la saison sèche entraîne l'abaissement de la nappe dans les zones internes et la pénétration plus ou moins profonde d'un front d'oxydation. Dans la variante sèche, le front d'oxydation s'enfonce profondément, et l'évaporation amène une concentration des sels solubles. La jarosite envahit les horizons intermédiaires mais l'acidité reste voisine de pH 4 à 5. En saison des pluies les acides semblent plus rapidement entraînés que les sels solubles. Dans la variante humide, où la nappe s'abaisse moins, le lessivage de l'acidité avec des eaux plus douces semble moins efficace, et les sols restent dangereusement acides.

En outre, le climat tropical alterné, par les variations importantes de concentration ionique qu'il provoque, peut être la cause de transformations des minéraux argileux, dégradations très souvent, mais aussi sans doute néogénèses (HERVIEU, 1964) (chapitre VII).

L'évolution naturelle ou artificielle peut donc conduire à la formation d'un type de sol particulier, le *sol sulfaté acide*. Mais les nombreuses recherches développées ces dernières années, tant en région tempérée que tropicale, et qui ont fait l'objet d'un important Symposium en 1972 à Wageningen (Pays-Bas), ont montré que cette formation n'était pas toujours automatique. La détermination, sur le terrain, d'un sol sulfaté acide « potentiel » n'est pas une entreprise aisée. En effet, aucune méthode de diagnostic, qu'elle repose sur la géomorphologie, la sédimentologie, l'examen des horizons du sol ou bien des analyses in situ ou au laboratoire, ne peut, employée seule, donner une certitude absolue.

Le plus souvent, c'est la combinaison de plusieurs méthodes, dont le choix peut d'ailleurs varier d'un site à l'autre, qui offre le plus de garanties (BRINKMAN et PONS, 1972). Même dans le cas où le matériau est dépourvu de composés neutralisants, l'acidification peut être diminuée par la simple présence de sels solubles, qui ne semblent pas jouer de rôle pour la neutralisation, mais sont des agents actifs de lessivage de l'acidité formée.

Une distinction peut ainsi être faite entre les régions à climat tropical humide ou

tropical sec. Dans les premières, l'évolution naturelle ne conduit que partiellement à la formation de sols sulfatés acides, mais les problèmes risquent d'être très importants en cas d'aménagement. Dans les secondes, l'évolution naturelle aboutit, au moins provisoirement, aux sols sulfatés acides, dont l'acidité est partiellement lessivée ; il s'agit plutôt de « pseudo » sols sulfatés, parfois riches en jarosite, mais sans acidité ni concentration en aluminium échangeable excessives (pseudo-acid sulfate soils*). Par contre, les sols de mangrove doivent toujours y être considérés comme *potentiellement acides* et n'être drainés qu'avec précautions.

Le tableau XXI présente un schéma de répartition des sols dans ces trois grandes régions climatiques intertropicales, excluant la présence éventuelle de composés neutralisants. On voit qu'à l'état naturel, sous climat équatorial, deux ensembles de sols prédominent : les sols *non potentiellement acides* dans la mangrove (Non Acid Marine Soils de PONS, 1970) et les *sols sulfatés acides potentiels* dans l'arrière-mangrove. Ces derniers peuvent se transformer en sols sulfatés acides par drainage ; ils existent d'ailleurs à l'état de paléosols sur des terrasses anciennes qui ont été drainées naturellement lors d'un abaissement du niveau marin, comme dans les Guyanes, et notamment en Surinam (VEEN, 1970). En zone tropicale humide on trouvera *sols sulfatés acides potentiels et actuels*, et en zone tropicale plus sèche davantage de *pseudo-sols sulfatés acides* à côté des potentiels. En résumé, le facies mangrove est *azonal* tandis que son évolution implique une certaine zonalité.

Les sols sulfatés acides et leurs variantes existent aussi bien dans les pays tempérés ou froids que dans les pays tropicaux, dans des régions aussi bien continentales que littorales, mais c'est au long des côtes intertropicales qu'ils sont le plus largement représentés. Une enquête provisoire de la F.A.O. (KAWALEC, 1972) fixe leur surface à plus de 10 millions d'hectares. Plusieurs études d'ensemble leur ont été consacrées, notamment celle de Van BEERS (1962) et celle de MOORMANN (1963), cette dernière traitant plus particulièrement des sols sulfatés acides tropicaux.

TABLEAU XXI

Répartition théorique des sols littoraux intertropicaux en fonction du climat

		Types de climats		
		Équatorial	Tropical humide	Tropical sec
Accumulation des sulfures	Primaire.....	×	× × ×	× × ×
	Secondaire.....	× × ×	×	×
Types de sols	Non potentiellement acides.	× × ×	×	
	Potentiellement acides.....	× × ×	× × ×	× × ×
	Sulfatés acides naturels....	×	× × ×	×
	Pseudo sulfatés acides.....		×	× × ×

× × × = dominant - × × = fréquent - × = possible

* Le terme de « Para-Acid Sulfate Soils » a été proposé à Wageningen.

C. L'IMPORTANCE DES FACTEURS EXTERNES ET INTERNES SUR LE DÉVELOPPEMENT DES DIFFÉRENTS TERMES DE LA SÉQUENCE

Trois principaux facteurs, d'importance inégale selon le lieu, interviennent dans l'organisation et le développement de la séquence de sols. Ils seront pris isolément mais on n'oubliera pas que leurs interactions sont la règle. Ce sont :

- *le milieu de pédogenèse* (LAMOUROUX, 1972), c'est-à-dire « l'environnement bio-physico-chimique qui conditionne l'évolution du sol... et les différenciations pédologiques ». Il commande le type d'évolution du matériau, ses gains et ses pertes, ses formes d'accumulations,
- *le régime hydrologique*, qui, dans ce milieu particulier, est influencé par le climat et les marées, et qui, partant d'un environnement marin, règle la salinité,
- *la nature du matériau*, qui, selon sa composition, réagit sur l'intensité de l'acidification.

1. Le milieu de pédogenèse

Dans la phase initiale il est typiquement *hydromorphe* puisque les sols sont presque constamment saturés. Le terme de *gley* est très souvent employé pour les sols sous mangrove et la notation CG est utilisée. Il est caractérisé par la présence de matière organique peu minéralisée, un état généralement réducteur et la présence de fer sous forme ferreuse, qui n'est que transitoire puisque la réduction des sulfates amène son blocage à l'état de sulfure.

2. Le régime hydrologique

A partir du matériau élaboré précédemment, le régime hydrologique conduit à une évolution de type *climatique*. Si le climat comporte une saison sèche plus ou moins marquée, salinisation et acidification pourront se développer. Il y a une compétition apparente entre ces deux processus. En région tropicale humide, même si l'aération est de courte durée, l'oxydation des pyrites étant rapide, l'acidification est possible, et la faible salinisation ne permet pas un lessivage efficace. En région sèche l'abaissement rapide de la nappe ne permet qu'une oxydation ménagée (au-dessous d'une certaine humidité l'oxydation est notablement freinée) et la présence accrue de sels favorise l'évacuation des acides. En région aride, enfin, les sulfures ne s'accumulent pas et les précipitations évaporitiques sont la règle.

3. La nature du matériau originel

La formation de sulfures de fer suppose une disponibilité des sédiments en cet élément. Dans les mangroves établies sur des sédiments très calcaires, dépourvus de fer (Bahamas, Floride) il ne se forme pratiquement pas de pyrite. Par contre, en bordure des zones ferrallitiques ou ferrugineuses des teneurs approchant 5 pour 100 en soufre réduit sont courantes. De même, l'intensité de l'acidification naturelle ou provoquée est réglée par la composition du matériau.

Au sein de la séquence climatique des variantes peuvent ainsi être introduites, mais cette dernière, sur des matériaux identiques, donne toujours le même type d'accu-

mulation : pyrite secondaire en climat équatorial, jarosite en climat tropical, gypse en climat aride.

D. LES CONSÉQUENCES GÉOCHIMIQUES

La diversification introduite par le gradient climatique réagit sur la géochimie des milieux littoraux, et notamment sur le devenir du fer et des minéraux argileux.

Pour le *fer*, il est probable qu'en région équatoriale les importantes sources que constituent les sols ferrallitiques fournissent aux cours d'eau d'importantes quantités qui ne sont que partiellement piégées dans la zone littorale, où la formation primaire de sulfures est faible. Il est probable que de grandes quantités de fer parviennent au milieu marin côtier et peuvent participer à des néogenèses de minéraux riches en fer, éventuellement à du matériel oolithique (GIRESSE, 1965-1969 - PORRENGA, 1967 - HARJOSUESASTRO, 1971 - ODIN *et al*, 1972).

De même, des études récentes en région littorale tempérée (CALLAME *et al*, 1970-1972) ont montré que le fer est très mobile dans la nappe intersticielle des sédiments et des sols, simplement à l'état dissous, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à des complexes avec la matière organique pour expliquer cette mobilité.

En région tropicale le *piégeage* semble plus efficace sous l'influence des cycles saisonniers d'oxydo-réduction. En région aride, les accumulations carbonatées de l'arrière-pays n'autorisent pas le transit du fer vers le littoral, ce que MILLOT (1967) exprime par : « les altérations arides... ne libèrent pas le fer ».

Pour les minéraux argileux des sols, la situation est plus complexe du fait de la grande diversité des apports. La notion d'*héritage* des bassins versants a été le plus souvent mise en avant dans de nombreuses études sédimentologiques récentes (CHAMLEY *et al*, 1966). Certaines transformations ont cependant été mises en évidence, soit expérimentalement, soit dans le milieu naturel (cf. chapitre VII). Il est en tous cas très probable que les silicates argileux ou non, réagissent au cours des processus d'acidification et de salinisation qui ont été étudiés dans ces sols. Il est possible que le milieu tropical sec soit le plus favorable à des néoformations.

IV. LES CONSÉQUENCES DE LA DIFFÉRENCIATION ZONALE DE LA SÉQUENCE SUR L'UTILISATION AGRONOMIQUE

L'utilisation des zones alluviales littorales nécessite généralement des aménagements importants, notamment en matière de drainage et de protection des eaux salées. Ainsi qu'il a été vu au début de cet exposé, il est difficile d'en prévoir les conséquences sur les sols en se basant simplement sur ce qui a été obtenu dans d'autres environnements sédimentologiques, pédologiques ou climatiques. En effet, suivant les régions, les techniciens de l'agriculture ont voulu d'abord lutter contre les dangers qui semblent les plus apparents : la salure dans les régions à tendance sèche, ou au contraire l'excès d'eau qui peut provoquer des phénomènes de réduction toxiques pour les plantes, dans les régions à tendance humide.

Mais très souvent, le phénomène combattu n'a pas été le plus nocif, ce sont au contraire d'autres phénomènes, plus ou moins masqués au cours de l'évolution naturelle, qui ont pu se développer, intensément parfois, dès les premières phases de l'aménagement. L'acidification, la libération de grandes quantités d'aluminium échangeable se sont ainsi révélés comme particulièrement dépressifs pour nombre de cultures.

Or, il semble qu'il soit possible de se rendre compte de ce que peuvent provoquer de tels aménagements :

- soit, pour une région donnée, en observant les sols évolués pour en inférer ce que peuvent devenir ceux qui ne le sont pas et orienter l'aménagement en favorisant, ou non, cette évolution,
- soit sur un plan plus large, en observant le type d'évolution naturelle qui se produit en région plus sèche. Mais de tels rapprochements ne peuvent avoir quelque validité que si les autres conditions sont identiques (nature du matériau, régime hydrologique). Ils ne fournissent qu'une orientation générale mais devraient permettre d'éviter certaines erreurs.

Bien que l'utilisation des sols de mangrove ne soit pas un fait nouveau, en particulier dans la culture traditionnelle, les chercheurs de disciplines variées réunis pour le Symposium de Wageningen ont dû constater qu'il n'existait que très peu d'expériences in situ de longue durée dans lesquelles les techniques d'aménagement avaient été suffisamment diversifiées et où surtout les facteurs naturels : climat, matériau, biologie avaient été distinctement caractérisés. C'est pourquoi une des principales recommandations de ce Symposium, à côté de la recherche de critères de diagnostic sûrs, si possible de terrain, pour la reconnaissance des sols sulfatés acides actuels ou potentiels, a été de préconiser des expériences de longue durée, contrôlant d'une manière permanente toutes les variables, dans des zones représentatives des domaines climatiques équatorial et tropical.

Au cours de l'étude présente, il n'a pas été possible de procéder à des recherches expérimentales en vraie grandeur. On a seulement pu suivre l'influence des aménagements réalisés sur un petit polder de quelques hectares, situé près de Médina, sur le marigot de Nyassia, à l'ouest de Ziguinchor, par la société hollandaise ILACO, travaux poursuivis ensuite par l'Institut de Recherches Agronomiques Tropicales (BEYE, 1969-1972). Cependant, grâce à d'assez grandes analogies avec la séquence étudiée à Balingore, quelques conclusions provisoires sur l'aménagement ont pu être dégagées et confrontées à l'évolution naturelle observée à Balingore. Elles sont résumées ci-dessous :

- l'influence du drainage artificiel est liée à la nature de la végétation originelle, et à l'état de maturation physique du sol, donc en un mot au stade évolutif atteint dans les conditions naturelles. Avec des procédures identiques, le sol devient plus acide si la végétation antérieure était une mangrove, notamment à *Rhizophora*. Il y a donc correspondance avec ce qui a été appelé *acidité potentielle* dans la séquence de Balingore. De même, à Médina, l'acidification maximum est obtenue pour les sols les plus riches en soufre sous forme réduite. Mais il n'y a pas de liaison nette entre l'indice de maturation et cette acidité potentielle, les vitesses relatives de la maturation physique et de la maturation chimique pouvant être plus ou moins accélérées par l'aménagement,
- l'intensité du drainage peut être mise en rapport avec l'intensité de l'acidification (le drainage profond avec pompage est le plus efficace), ainsi qu'avec les variations des formes du soufre. La baisse du stock réduit est surtout sensible dans la tranche

supérieure, et relativement plus nette dans le tanne, où il est originellement moindre, que dans la mangrove. De même l'acidification est liée à l'augmentation des sulfates solubles en saison sèche. L'amplitude annuelle de pH, de 2 à 3 unités, est supérieure à celle qui est observée à l'état naturel à Balingore. Il y a compétition entre la vitesse de l'apport d'eau par les pluies et la rapidité du drainage. Si cette dernière est supérieure, la remontée du pH liée au lessivage des sulfates par les pluies dure peu et la production de nouveaux sulfates se fait plus tôt qu'à Balingore. Le drainage limite la formation d'hydrogène sulfuré, qui n'augmente que faiblement en hivernage. Il peut par contre être encore assez concentré en profondeur, sans doute à cause des entraînements que favorise le drainage et de réductions secondaires. Enfin les teneurs en soufre élémentaire s'élèvent en hivernage, surtout dans les horizons riches en soufre réduit, et d'une manière proportionnelle à ce dernier, ce qui est en complet accord avec les résultats d'expériences d'oxydation sur les sols de Balingore. Ces résultats confirment par ailleurs l'indépendance des processus générateurs d'hydrogène sulfuré et de soufre élémentaire,

- l'action du drainage est loin d'oblitérer complètement la dynamique saisonnière car les résultats de celle-ci sont étroitement liés au régime des précipitations. Si le drainage et la sécheresse climatique semblent agir dans le même sens, la maturation des sols ne réagit pas de la même façon à ces deux facteurs. En année sèche, la maturation physique est rapide mais l'oxydation est incomplète et laisse des résidus non oxydés. Pour une oxydation complète il est nécessaire de favoriser une maturation lente, assez comparable à ce qui se passe dans l'évolution naturelle.

Dans toute perspective d'utilisation, il faut donc considérer, à côté du type d'évolution, gouverné en premier lieu par le climat local, et de son état de développement, la *nature du matériau sédimentaire* sur lequel s'exerce la pédogenèse. Si ce matériau n'est pas calcaire, ne contient pas suffisamment d'éléments neutralisants pour l'acidité, cette dernière sera liée à la profondeur du drainage, mais aussi à la végétation naturelle antérieure à l'aménagement, donc en raison directe de l'état d'évolution du sol.

Pour la Basse Casamance, au climat subguinéen et aux sols relativement bien évolués, le type d'aménagement à appliquer, susceptible de conduire au régime hydrique optimum, différera suivant le faciès à aménager :

- dans la mangrove on devra éviter un drainage trop intense, en particulier en saison sèche, et en saison des pluies il sera bon de favoriser la circulation des eaux de surface pour éviter les phénomènes de réduction,
- dans le tanne le drainage pourra être plus accentué, mais une mise en eau précoce sera nécessaire pour lutter contre la salinité, associée à un drainage qui permette d'éviter les réductions secondaires.

Dans ce type de région tropicale, où les apports d'eau douce, abstraction faite des pluies, sont parfois inexistantes, il semble que le faciès tanne soit *le plus favorable*, ce qui a été confirmé par des essais récents, tant en polder qu'en culture traditionnelle. Par contre, en région équatoriale, l'aménagement des marais à eau saumâtre est plus délicat, en égard à des difficultés de drainage et à des risques d'acidification accrus. Hormis le cas où des phénomènes d'alcalisation peuvent être redoutés, il apparaît que *la lutte contre le sel soit plus facile que contre l'acidité*, et aussi moins onéreuse, car dans ces sols le chaulage serait prohibitif.

CONCLUSIONS

La mangrove occupe un grand nombre d'atterrissements littoraux vaseux sur les côtes intertropicales. Ces sédiments ont comblé, au cours de la remontée du niveau marin, à l'Holocène, les estuaires de nombreux fleuves et les lagunes créées à l'abri de cordons littoraux liés aux courants de dérive.

A partir de ces sédiments colonisés par la mangrove, divers types de séquences évolutives ont été étudiées. Elles ont été regroupées ici, dans un souci de schématisation, en fonction des caractéristiques générales du climat. On distingue ainsi, du climat humide toute l'année au climat aride :

- un type de séquence dit *équatorial*, où, à la mangrove plus ou moins différenciée succède directement une forêt marécageuse d'eau douce, parfois précédée d'une formation saumâtre où la mangrove est décadente,
- un type de séquence dit *tropical humide*, où se reconnaît la succession *Rhizophora/Avicennia*, suivie d'une formation marécageuse à halophytes,
- un type de séquence dit *tropical sec*, opposant deux saisons contrastées de longueurs sensiblement égales, où à la mangrove succède le *lanne* sursalé, sans végétation, suivi d'une zone marécageuse à halophytes assez semblable à celle du type précédent.

En climat aride, la mangrove est réduite à sa plus simple expression et borde une formation de type *sebkha*. La variation continue du climat, le plus souvent en fonction de la latitude, introduit une *zonalité climatique*. En général, les séquences se modifient graduellement. Dans certains cas, le passage est plus tranché, par suite de variations plus brutales du climat (failles climatiques).

La pédogenèse est caractérisée par des processus de *salinisation*, de gradient régulièrement croissant en fonction de l'augmentation de la sécheresse, et par des processus d'*acidification* dont le caractère *potentiel* se manifeste surtout dans les zones de climats intermédiaires entre le climat franchement humide et le climat franchement sec, indiquant des discontinuités dynamiques pour ces extrêmes.

Par contre, la réalisation effective de l'acidification est sous la dépendance de la nature du matériau sédimentaire, et de ses teneurs en calcaire, en éléments échangeables et en minéraux altérables.

Les sols peu évolués sous la mangrove sont ainsi en général *potentiellement acides*, mais l'évolution ne conduit que dans certains cas, très nombreux il est vrai, aux *sols sulfatés acides*, souvent désignés sous le terme de « cat-clays ». La présence d'éléments neutralisateurs de l'acidité potentielle conduit à la formation de *pseudo* ou de *para*-sols sulfatés acides.

Le développement varié des processus liés à la zonalité climatique et à la nature chimique des matériaux gouverne les conséquences géochimiques de ce type particulier de pédogenèse :

- en séquence de type équatorial peut se développer l'accumulation de pyrite secondaire,
- en séquence de type tropical se généralise la succession pyrite/jarosite/oxydes de fer,
- en séquence de type tropical sec, ou en présence d'éléments neutralisants, le gypse peut se former en bout de séquence.

Ces différents caractères, potentiels sous la mangrove, ou plus ou moins développés dans les formations qui lui succèdent, commandent l'utilisation agronomique qui peut en être faite.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les régions littorales tropicales, relativement peu étudiées d'un point de vue fondamental, constituent souvent un *potentiel agricole indéniable*. Dans de nombreux cas, des zones alluviales récentes ont été comblées par des apports considérables de sédiments, liés à des phases érosives intenses dans les bassins versants des fleuves tropicaux, en particulier au cours des dernières phases du Quaternaire.

Ces régions sont caractérisées par une végétation spécifique, où domine la *mangrove, formation édaphique type*, dont l'influence sur l'évolution de ces sédiments est primordiale. Cette évolution est particulièrement *rapide*, au sein de ce milieu qui constitue en quelque sorte un *laboratoire naturel*, et peut être observée actuellement. Elle est liée à la *dynamique et à la nature des dépôts*, provoquant entre les sols une *filiation morphologique et lithologique*, et à la *dynamique de la végétation, filiation écologique*. Les sols sont organisés en *chronoséquences*, leur milieu de pédogenèse constitue une *biogéocoenose* caractéristique.

MÉTHODOLOGIE

La recherche d'indices probants d'une évolution pédogénétique et géochimique dans des matériaux récents dont les transformations sont forcément *discrètes*, implique le choix de séquences bien représentatives et suffisamment différenciées. La Basse Casamance, région méridionale du Sénégal, au climat comportant une saison sèche et une saison humide très tranchées, est apparue comme représentative d'une évolution assez poussée : à la mangrove, *étendue et différenciée*, organisée en ceintures presque monospécifiques des diverses espèces de palétuviers, succède, vers l'intérieur des ensembles sédimentaires, une zone nue et sursalée, puis une zone couverte d'halophytes, localement appelées *lannes*. Ces deux facies principaux, d'importance sensiblement égale, sont liés par une origine commune, le *second procédant du premier*. Ils s'opposent, au cours de l'évolution, tant par leur régime hydrique propre que par les manifestations de leur évolution.

Les types principaux d'évolution pédogénétique dans ce milieu, *hydromorphie* et *halomorphie*, imposent qu'à l'étude des propriétés du matériau originel solide soit jointe celle des solutions qui y transitent, et de leurs variations. Des observations périodiques, calquées sur les cycles saisonniers, ont été systématiquement réalisées : au laboratoire, sur des prélèvements en enceinte étanche, par extraction des eaux interstitielles, par lyophilisation des échantillons, mais surtout *in situ*, pour le pH, le potentiel d'oxydo-réduction, la salinité et l'étude des mouvements de la nappe.

L'accent a été mis sur l'étude des *composés du soufre*, dont le cycle joue un rôle évident sur la pédogenèse et la géochimie, à la fois par la variété de ces composés et de leur comportement, suivant qu'ils sont sous forme soluble, insoluble, ou gazeuse. L'explication des mécanismes a requis des développements expérimentaux, soit à partir d'échantillons frais, sur lesquels l'influence du séchage et de l'aération a été suivie, soit à partir d'échantillons *lyophilisés*, pour étudier le rôle de la teneur en eau.

L'étude a porté principalement sur une séquence de *sols jeunes* développés sur des sédiments récents d'âge holocène. Les sédiments sont de texture fine, hérités de la couverture pédologique des plateaux du Continental Terminal de Casamance (Sénégal), et constitués de *quartz, de kaolinite et d'oxydes de fer*. Ils ont été déposés dans le milieu fluvio-marin, à l'abri de lignes de cordons littoraux et sur les flancs de larges vallées où serpentent les affluents de la Casamance.

PÉDOGENÈSE INITIALE

La pédogenèse débute lors de la colonisation de ces sédiments fraîchement exondés par la *mangrove*. La matière organique produite entretient et développe les conditions d'anaérobiose liées à l'engorgement quasi-permanent, favorisant la réduction microbienne des sulfates de l'eau de mer et l'accumulation d'importantes quantités de sulfures de fer, principalement de pyrites.

Les sols formés en « tête » de séquence sont très organiques, fibreux, riches en sulfures de fer, à pH voisin de la neutralité et potentiel d'oxydo-réduction négatif. A partir de ce « matériau » se différencient les sols de la séquence mangrove-tanne, par suite des modifications progressives du régime hydrique et de la salinité. La conséquence écologique est la zonation de la végétation, d'une part au sein de la mangrove, pour les différentes espèces de palétuviers, d'autre part dans le tanne qui lui fait suite. Sur le plan pédologique, on observe le développement de propriétés physiques, résultant de la déshydratation et du tassement, de l'initiation de la structure, et celui de propriétés chimiques particulières, associant les effets de la salinisation et de l'acidification.

FACTEURS EXTERNES DE L'ÉVOLUTION

L'étude de l'influence de la marée et de l'alternance climatique saisonnière montre que la circulation de l'eau et les caractéristiques de la solution du sol rendent compte de *deux domaines* :

- celui de la *fraction mangrove* de la séquence, au régime de submersion bi-quotidien à bi-mensuel, au battement de la nappe de faible amplitude,
- celui de la *fraction tanne*, au régime de submersion annuel, entraînant, en saison sèche, un approfondissement notable de la nappe et la pénétration corrélative du front d'aération ou d'oxydation,

où se manifestent *deux types de circulation saisonniers* :

- celui de la saison sèche, où la nappe circule dans le sens mangrove-tanne,
- celui de la saison des pluies, ou hivernage, inverse du précédent.

L'action des marées dépasse le domaine de la mangrove et se fait sentir jusque dans le tanne, provoquant le freinage de la circulation des eaux et favorisant ainsi les échanges et les transformations. Les uns et les autres concernent les variations saisonnières de la salure, de la composition ionique de la nappe et de la solution du sol, enfin, de leurs teneurs en divers éléments solubles mineurs, mais d'importance capitale pour la connaissance de la géochimie des sols. Il s'agit principalement de la silice et de l'alumine, surtout présents en saison sèche, et du fer, au contraire plus abondant en hivernage, ces trois constituants se solubilisant d'une manière croissante de la mangrove au tanne.

CARACTÈRES PHYSICO-CHIMIQUES ESSENTIELS

L'évolution physico-chimique est illustrée par le déplacement des domaines de variation du pH et du Eh. Celui du Eh est gouverné par les hauteurs et les durées de

stationnement de la nappe au cours du cycle annuel ; il s'infléchit d'un profil à l'autre par suite du remplacement des couples redox dominants successifs. Celui du pH, lié au précédent, est commandé par des cycles saisonniers d'acidification, de lessivage et de neutralisation. Cette évolution cyclique saisonnière conduit à la différenciation séquentielle qui se traduit par le fait qu'alors que l'*acidité réelle*, mesurée in situ, *augmente* de la mangrove au tanne, l'*acidité potentielle*, mesurée après séchage à l'air, *diminue*.

Les études in situ ont permis de mettre en évidence le caractère *dynamique saisonnier* de l'évolution dans la chronoséquence, en particulier des cycles d'oxydo-réduction qui sont commandés par la combinaison fluctuante des marées et du climat. Dans le *facies mangrove*, ils sont réglés par les marées, et la *phase réductrice y est prépondérante* ; dans le *facies tanne*, le climat supprime les marées et développe la *phase oxydante*, mais les alternances climatiques font encore intervenir une phase réductrice temporaire.

Les mouvements de la nappe et les variations d'humidité qui y sont liées se répercutent sur le potentiel d'oxydo-réduction, et de là sur les variations du pH, *qu'elles ne suffisent cependant pas à expliquer*. Ces variations saisonnières du pH et du Eh sont fortement marquées par les irrégularités climatiques.

ACIDIFICATION ET TRANSFORMATIONS DU SOUFRE

L'acidification saisonnière ou évolutive résulte de transformations complexes des composés du soufre. Dans la mangrove dominant les formes réduites, surtout *pyrite* microcristalline et formes non cristallisées liées à la matière organique, alors que les sulfates sont rares. Dans les horizons supérieurs du tanne, où se développe l'oxydation, les sulfates solubles sont plus abondants et la forme oxydée dominante s'accumule sous forme de *jarosite*, sulfate basique de fer et de potassium ou sodium.

Des transformations des formes du soufre sont apparues au cours de ces cycles. Dans le *facies mangrove*, des formes à faible niveau d'oxydation, hydrogène sulfuré et soufre élémentaire, augmentent en période d'engorgement (saison des pluies), tandis que dans le *facies tanne*, l'augmentation des formes oxydées (sulfates solubles), est liée à une *acidification saisonnière*, qui se développe en saison sèche. Cependant, l'existence de cycles pour les formes solubles, relativement mineures, ne renseigne pas directement sur l'évolution du stock principal : soufre réduit ou oxydé insoluble, soufre organique.

Cet aspect de l'évolution a pu être éclairé par des expériences qui ont montré que l'oxydation des sulfures insolubles se produit en deux temps : une *phase de désagrégation*, qui a lieu au cours de la période d'engorgement, et dans laquelle *intervient une fraction de soufre lié à la matière organique*, et une *phase d'oxydation* proprement dite, pendant laquelle sont formés, puis insolubilisés, les sulfates. L'intervention des microorganismes dans ces processus s'est trouvée confirmée.

La confrontation des données de l'étude cyclique et de l'expérimentation a permis de se faire une idée du *sens* et des *mécanismes de l'évolution pluri-annuelle*, basée sur l'hypothèse de la filiation génétique des sols.

CONSÉQUENCES GÉOCHIMIQUES

Le comportement géochimique du soufre a d'importantes répercussions, non seulement sur les caractéristiques de la solution et du complexe absorbant des sols de la séquence, mais aussi sur les constituants minéraux, phylliteux ou non. Il commande la

redistribution du fer et de certains éléments en traces. Indirectement, par ses effets sur la solution du sol, il provoque l'attaque successive du quartz et de la kaolinite, libérant de la silice qui peut se déposer sous forme amorphe, et de l'alumine. Silice et alumine semblent concourir avec d'autres éléments solubles, alcalins et alcalino-terreux à la modification du cortège de minéraux argileux des sols. Dans le tanne apparaissent en effet des minéraux interstratifiés illite-montmorillonite.

GÉNÉRALISATION DE LA NOTION DE SÉQUENCE ÉVOLUTIVE

La séquence définie précédemment est représentative de l'évolution du complexe sédimentaire récent en Casamance. Elle présente des degrés de développement variables dont la complexité croît de l'aval vers l'amont et qui correspondent à des *facies dominants successifs* : mangrove récente, mangrove évoluée, tanne. Ses traces peuvent être également reconnues dans les basses terrasses correspondant à des étapes antérieures du comblement alluvial de la zone estuarienne. A la *séquence élémentaire transversale* mangrove-tanne se superpose une *séquence longitudinale* ordonnant des séquences élémentaires de degré d'évolution croissant.

La mise en place de ces séquences élémentaires, de degré d'évolution croissant de l'aval vers l'amont, suit les épisodes de comblement de la zone alluviale et la remontée plus ou moins régulière du niveau marin sur les côtes ouest-africaines.

La comparaison à d'autres séquences littorales développées sous des climats plus ou moins différents de celui de la Casamance permet de généraliser ce concept en l'intégrant dans une *zonalité climatique*. Cela permet d'expliquer, sur des bases génétiques, la répartition des sols du domaine littoral intertropical et de tenter d'en déduire les perspectives de développement agronomique.

ANNEXES ⁽¹⁾

ANNEXE I

DESCRIPTION DÉTAILLÉE DES PROFILS DE SOLS DE LA SÉQUENCE DE BALINGORE

(1) Les annexes II et III... Cf. note (1) p. 28.

PROFIL I

Situation : à 30 mètres de la rive gauche du marigot de Bignona.

Unité géomorphologique : banquette à pente très faible (0,3 ‰).

Microrelief : uni, parcouru de rigoles de ruissellement au reflux.

Végétation : Rhizophora mangle de taille et densité moyennes, sans tapis herbacé.

Faune : coquillages de Tympanotonus fuscatus.

Drainage : lent, engorgement permanent, submersion temporaire biquotidienne.

Type de sol : sol hydromorphe organique tourbeux eutrophe, sur vase argileuse très humifère et très pyriteuse.

Description :

- | | |
|------------|--|
| 0 - 23 cm | Gris bleuâtre (5 B 4/1), nombreuses larges taches brunes entourant les amas fibreux de radicelles ; argilo-organique ; structure fibreuse serrée ; poreux ; consistance élastique ; enracinement dense ; limite régulière distincte. |
| 23 - 35 cm | Gris bleuâtre, taches brunes moins nombreuses et plus petites que dans l'horizon sus-jacent, sur amas de radicelles ; argileux ; structure fibreuse à massive ; moyennement poreux ; plastique ; enracinement moyen, grosses racines très apparentes ; limite graduelle ondulée. |
| + de 35 cm | Gris moyen (10 YR 5/1), taches brunes comme ci-dessus, devenant plus rares en profondeur ; texture, structure et consistance identiques. |

Aperçu micromorphologique :

- | | |
|-----------|---|
| 0 - 23 cm | Nature organique évidente, les éléments argileux ne font que remplir les vides entre les fibres. La cristallisation de l'eau, lors de la lyophilisation, a finement divisé la matrice. Les amas de pyrite sont nets et les grains de quartz sont tous plus ou moins corrodés, ce qui apparaît très nettement en lumière polarisée. Nombreux tests de diatomées. |
|-----------|---|

PROFIL II

Situation : à 68 mètres du marigot et à une quarantaine de mètres du profil I.

Unité géomorphologique : banquette à pente très faible (0,3 ‰).

Microrelief : uni.

Végétation : mangrove.

strate arbustive : *Rhizophora mangle* clairsemés.

strate herbacée : tapis presque continu et très dense de *Paspalum vaginatum*.

Drainage : lent, engorgement permanent, battement de la nappe dans les 10 centimètres supérieurs.

Type de sol : sol hydromorphe organique tourbeux eutrophe, sur vase argileuse très humifère, très pyriteuse.

Description :

- | | |
|------------|--|
| 0 - 30 cm | Gris clair (10 YR 4/1) uniforme ; argileux ; structure massive ; plastique ; enracinement moyennement dense de <i>Paspalum</i> ; limite graduelle ondulée. |
| 30 - 45cm | Gris clair, en poches s'enfonçant dans l'horizon sous-jacent, et gris bleu identique au profil précédent ; argileux ; structure massive ; plastique ; quelques amas racinaires de <i>Rhizophora</i> ; limite nette, irrégulière. |
| + de 45 cm | Gris bleu, larges taches brunes sur amas racinaires fibreux ; argileux ; structure massive ; très plastique ; nombreuses grosses racines de <i>Rhizophora</i> . |

Aperçu micromorphologique :

- | | |
|-----------|--|
| 0 - 30 cm | Aspect très voisin du profil précédent, mais en lumière polarisée, une légère biréfringence se manifeste dans la matrice à proximité des grosses racines, indiquant une tendance à l'organisation. |
|-----------|--|

PROFIL III

Situation : à 118 mètres du marigot et à 50 mètres du profil II.

Unité géomorphologique : banquette à pente faible (0,5 ‰).

Microreliefs : uni à légèrement bosselé.

Végétation : mangrove.

strate arbustive : *Avicennia nitida* avec quelques *Rhizophora mangle* rabougris.

strate herbacée : tapis discontinu de *Scirpus littoralis*, en plages à l'écart des palétuviers ; le tapis de pneumatophores des *Avicennia* est presque continu.

Drainage : lent, engorgement permanent au-dessous de 15 centimètres de profondeur.

Type de sol : sol hydromorphe humique à gley salé.

Description :

- | | |
|------------|--|
| 0 - 20 cm | Brun foncé à noir (10 YR 2/2 à N 2/0), quelques rares fines taches rouille le long des cavités de pneumatophores ; argileux ; structure massive ; enracinement moyen de racines traçantes radiales d' <i>Avicennia</i> ; limite nette, régulière. |
| 20 - 35 cm | Gris clair (N 6/0) ; argileux ; structure massive ; très plastique ; enracinement moins dense ; limite graduelle, régulière. |
| 35 - 55 cm | Gris clair, en poches s'enfonçant dans l'horizon sous-jacent comme dans le profil précédent ; argileux ; structure massive ; très plastique ; enracinement faible, débris de racines de <i>Rhizophora</i> identifiables ; limite distincte, ondulée. |
| + de 55 cm | Gris bleu (5 B 4/1), identique aux couches profondes des profils précédents, montrant l'enracinement profond typique des <i>Rhizophora mangle</i> . |

Aperçu micromorphologique :

- | | |
|-----------|--|
| 0 - 20 cm | Les grains de quartz sont finement pulvérisés et les plus gros, très diaclasés, apparaissent parfois en voie de fractionnement ; les indices d'orientation et de contrainte (stress) de la matrice semblent plus nets que dans les profils précédents. |
|-----------|--|

PROFIL IV

Situation : à 160 mètres du marigot et une quarantaine de mètres du profil III.

Unité géomorphologique : bord de banquettes légèrement relevé, pente 3 ‰.

Microrelief : légèrement ondulé autour des arbres, craquelé.

Végétation : mangrove.

strate arborée : fermée à *Avicennia nitida* d'assez grande taille, bien développés.

strate herbacée : plantes halophiles succulentes, notamment *Sesuvium portulacastrum* au milieu des pneumatophores, et quelques touffes de *Paspalum vaginatum* à l'écart des palétuviers.

Drainage : lent à assez lent en surface, la nappe peut s'abaisser jusqu'à 20 à 30 centimètres de profondeur ; inondation périodique moins fréquente que dans les profils précédents.

Type de sol : sol hydromorphe humique à gley salé.

Description :

- | | |
|---------------|---|
| 0 - 3-5 cm | Gris-brun foncé (10 YR 4/2), petites taches rouille sur agrégats ; argileux ; structure grumeleuse fine, surstructure polyédrique grossière ; amorce de fentes tapissées de radicelles ; friable à sec ; plastique ; quelques fins cristaux de sel ; limite distincte, régulière. |
| 5 - 16-18 cm | Gris moyen (10 YR 5/1), taches rouille diffuses sur les fentes qui s'enfoncent jusque vers 10 à 15 centimètres de profondeur ; argileux ; structure massive à tendance prismatique de 4 à 5 centimètres de diamètre ; limite distincte, régulière. |
| 18 - 30 cm | Gris moyen à gris clair, sans taches ; argileux ; structure massive ; amorce de fentes peu ouvertes ; limite graduelle, ondulée. |
| 30 - 55-60 cm | Gris moyen, taches brunes en halo autour d'amas racinaires plus rares que dans le profil précédent ; argileux, faiblement organique ; limite distincte, régulière, en poches s'enfonçant dans l'horizon sous-jacent. |
| + de 60 cm | Gris-bleu ; fibreux ; identique aux horizons profonds des profils précédents. |

PROFIL V

Situation : à 193 mètres du marigot et une trentaine de mètres du profil IV.

Unité géomorphologique : bord de la banquette en contre-pente vers la dépression du tanne, pente faible (0,5 ‰) ; le profil est situé vers le haut de la pente, à 10 mètres du seuil séparant mangrove et tanne.

Microrelief : uni, à croûte salée en surface.

Végétation : sol nu, quelques *Avicennia* rabougris à la limite de la mangrove.

Drainage : moyen, inondation assez rare.

Type de sol : sol halomorphe salin acidifié.

Description :

- | | |
|------------|--|
| 0 - 3 cm | Brun (10 YR 4/4) ; argileux ; salin ; structure poudreuse en saison sèche, accumulation de fins cristaux de sels au contact avec l'horizon sous-jacent ; très plastique en saison humide ; enracinement nul ; limite brutale, régulière. |
| 3 - 13 cm | Gris (10 YR 5/1), taches beige-jaune (10 YR 6/8), nombreuses et larges, en amas et sur gros conduits racinaires, et fines taches rouille sur fentes et conduits racinaires plus fins ; argileux ; structure massive à débit cubique à prismatique de dimension moyenne ; plastique en saison humide ; enracinement nul ; limite tranchée, régulière. |
| 13 - 30 cm | Gris, taches jaune à jaune-beige plus grandes et plus nombreuses sur fentes et gros conduits racinaires ; fentes souvent recouvertes d'argile gris-beige ; argileux ; structure massive ; très plastique, consistance de « beurre » typique de « cat-clay » ; quelques débris racinaires ; limite graduelle irrégulière. |
| 30 - 50 cm | Gris clair (N 6/0), assez nombreuses taches jaune à jaune-beige, uniquement en amas autour des débris de racines de palétuviers ; argileux ; structure massive ; fluide ; enracinement fibreux de <i>Rhizophora</i> ; limite distincte, ondulée. |
| 50 - 65 cm | Gris clair en poches dans la matrice gris-bleu identique aux horizons profonds des profils précédents ; cavités des grosses racines remplies d'eau, servant de drains ; structure massive ; poreux ; grosses racines de <i>Rhizophora</i> ; limite graduelle, régulière. |
| + de 65 cm | Gris-bleu, fibreux, fluide. |

PROFIL VI

Situation : à 311 mètres du marigot et à 120 mètres du profil V.

Unité géomorphologique : cuvette du tanne, pente très faible à nulle ; profil au milieu de la pente.

Microrelief : craquelé et bosselé par structure en assiettes polygonales ; surface poudreuse en saison sèche, pellicule fluide en saison humide.

Végétation : tapis ras et assez dense d'*Heleocharis mutata* et *Heleccaris carribea*, quelques pages de *Philoxerus vermicularis*.

Drainage : lent ; battement de la nappe plus profond que dans les profils précédents, inondation de longue durée en saison des pluies.

Type de sol : sol hydromorphe salin acidifié.

Description :

- | | |
|------------|---|
| 0 - 3 cm | Brun clair (10 YR 3/3) ; argilo-limoneux ; salé ; structure grumeleuse grossière, fréquemment poudreuse en saison sèche, pellicule boueuse en saison humide, se desquamant en saison sèche ; enracinement dense ; limite brutale, régulière. |
| 3 - 10 cm | Gris (10 YR 5/1), fines taches beige-jaune (10 YR 6/8) tubulaires, devenant plus jaunes (2,5 Y 7/8) et plus arrondies vers la base ; argilo-limoneux ; structure en assiette polygonale à surface inférieure plus concave que la face supérieure, se débitant en polyèdres de dimensions moyennes, bien développés ; rares fentes à l'intérieur des éléments structuraux, qui sont séparés de larges fentes de 3 à 5 centimètres de large, plus ouvertes vers la base de l'horizon, légèrement rétractées en saison humide ; microporosité assez faible ; très dur en saison sèche, plastique en saison des pluies ; fort enracinement qui s'arrête nettement à la base de l'horizon ; limite brutale, régulière. |
| 10 - 30 cm | Gris clair (10 YR 4/2), assez nombreuses taches jaune vif (2,5 Y 7/8), souvent à proximité de conduits racinaires anciens ; argileux ; structure massive à tendance prismatique moyenne ; fentes à revêtements argilo-organique beige ; microporosité faible à nulle ; très plastique ; enracinement actuel nul ; limite graduelle, irrégulière. |
| 30 - 55 cm | Horizon de transition de couleur identique, à structure moins nette ; plus plastique ; se prolonge fréquemment en poches dans l'horizon sous-jacent ; limite graduelle à diffuse, ondulée. |
| 55 - 75 cm | Gris moyen (N 4/0), larges taches brun foncé entourées de halos brun clair ; argileux ; structure massive ; pas de fentes ; plastique ; revêtements ferrugineux sur conduits racinaires remplis d'une saumure ; quelques débris de grosses racines de <i>Rhizophora</i> ; limite diffuse, régulière. |
| + de 75 cm | Gris foncé à moyen, quelques taches brunes et bleuâtres ; fluide ; nombreuses grosses racines de <i>Rhizophora</i> ; identique aux horizons profonds des profils précédents. |
-

Aperçu micromorphologique :

- | | |
|-----------|--|
| 3 - 10 cm | Les cavités racinaires sont entourées d'argile orientée, et tapissées de revêtements ferrugineux très nets en lumière polarisée. |
|-----------|--|

PROFIL VII

Situation : à environ 400 mètres du marigot, légèrement au sud de l'alignement des profils précédents, à 100 mètres du profil VI.

Unité géomorphologique : dépression du tanne, pente nulle, profil au centre.

Microrelief : craquelé et bosselé par les assiettes polygonales, uni et poudreux par place sous l'influence de marées exceptionnelles ayant détruit la structure superficielle par foisonnement ; quelques légères traces de déflation éolienne.

Végétation : sol nu, uniquement recouvert d'un tapis d'algues en saison des pluies.

Drainage : lent, battement de la nappe jusqu'à 1 mètre de profondeur.

Type de sol : sol halomorphe salin acidifié.

Description :

- | | |
|------------|--|
| 0 - 5 cm | Brun (10 YR 4/4), assez nombreuses mouchetures jaune-olive clair (2,5 Y 6/6) ; argilo-limoneux ; structure squameuse puis lamellaire avec fentes de rupture ; microporosité faible à moyenne ; dur mais friable en saison sèche, fluide en saison des pluies ; enracinement nul ; limite brutale, régulière. |
| 5 - 14 cm | Gris foncé (N 4/0), nombreuses taches gris-olive clair (5 Y 6/4) au voisinage des fentes ; argileux ; structure prismatique large, bien développée, se fragmentant vers le sommet en assiettes polygonales ; fentes et méats caverneux à revêtements argilo-limoneux beiges (2,5 Y 4/4) ; quelques tubes racinaires durcis jaune vif marbrés de rouille à la périphérie ; très plastique et adhérent ; enracinement nul ; limite brutale, régulière. |
| 14 - 40 cm | Gris foncé, grosses taches jaune-olive (2,5 Y 6/8), entourant d'anciens conduits racinaires ; argileux ; structure prismatique encore nette ; revêtements argileux dans les fentes ; en coupe horizontale les nombreux tubes racinaires sont remplis de jarosite jaune pâle et légèrement ferruginisés et durcis à la périphérie ; matrice plastique et adhérente ; limite graduelle, régulière. |
| 40 - 55 cm | Gris-brun foncé (2,5 Y 3/2 à 10 YR 3/2), taches jaune vif de jarosite dans les conduits racinaires ; argileux ; structure massive, débit grossièrement polyédrique à faces mamelonnées revêtues de jarosite ; microporosité faible ; plastique et adhérent ; enracinement nul ; limite graduelle ondulée. |
| 55 - 60 cm | Horizon noir, discontinu, tourbeux, durci. |
| 60 - 75 cm | Gris foncé (N 4/0), bariolé de gris-brun foncé, quelques taches brunes (7,5 YR 5/4) entourant des amas racinaires jaune-olive ; argileux ; structure massive ; très plastique ; pénétrant en poches dans l'horizon sous-jacent jusque vers 90 cm de profondeur. |
| + de 75 cm | Gris foncé à gris bleuté ; argileux ; structure massive fibreuse ; poreux ; très plastique et adhérent ; nombreuses grosses racines de <i>Rhizophora</i> en voie de décomposition. |
-

Aperçu micromorphologique :

- | | |
|------------|---|
| 5 - 14 cm | Les grains de quartz sont finement divisés et répartis par pédoturbation dans une matrice litée ; on observe des stries biréfringentes et une faible ondulance. |
| 14 - 40 cm | Les conduits racinaires en coupe sont remplis de jarosite qui envahit progressivement la matrice, dont l'orientation se fait autour des cavités racinaires ; les revêtements ferrugineux sont très biréfringents en lumière polarisée, mais la jarosite ne l'est pas ; un réseau ferrugineux semble enrober des agrégats de quelques millimètres ; dans les plus grosses cavités, la cristallisation de la jarosite est très nette. |

PROFIL VIII

Situation : à l'extrémité opposée de la dépression du tanne par rapport au profil V.

Unité géomorphologique : bourrelet éolien (« lunette ») construit par le vent à la suite de déflation éolienne à la surface du tanné ; profil au sommet de la butte.

Microrelief : bosselé par quelques termitières, légèrement raviné.

Végétation : fourré dense.

strate arbustive : Phoenix rectinata, Lanea nigritana, Terminalia macroptera et Ficus vogelii.

strate herbacée : Hygrophila senegalensis, Spondias mombun, et Paspalum vaginatum dans la partie périphérique basse au contact du tanne, bordé de Schizachyrium compressum et Schizachyrium brevifolium.

Drainage : moyen, pas d'inondation.

Type de sol : sol hydromorphe à pseudogley, à taches et concrétions.

Description :

- | | |
|------------|--|
| 0 - 5 cm | Gris-brun (10 YR 3/2), quelques fines taches ocre ; argilo-limoneux ; structure grumelleuse fine, moyennement développée ; friable : fort enracinement ; limite distincte, régulière. |
| 5 - 18 cm | Gris-brun plus clair (10 YR 6/2), assez nombreuses taches ocre ou jaune-ocre ; argilo-limoneux ; structure massive à débit polyédrique fin, faces conchoïdales ; revêtements limoneux fins sur les agrégats ; microporosité faible ; dur ; enracinement plus faible ; limite distincte, ondulée. |
| 18 - 40 cm | Brun (10 YR 4/3), assez nombreuses taches brun-jaune (10 YR 1/8) de forme irrégulière ; argilo-limoneux ; structure massive à débit polyédrique grossier ; fentes en zig-zag ; revêtements plus rares ; assez plastique ; enracinement faible à nul ; limite nette, régulière. |
| 40 - 58 cm | Brun, bariolé de brun-jaune (10 YR 4/2 et 10 YR 5/6), nombreuses fines taches rouille et ocre fréquemment durcies, début de concrétionnement ; argilo-limoneux ; structure massive ; plastique ; très adhérent ; limite brutale, régulière. |
| 58 - 95 cm | Gris à gris-brun, quelques larges taches brunes vers la base de l'horizon ; argileux ; fluide ; quelques débris de racines ; limite graduelle, régulière. |
| + de 95 cm | Gris clair, passant rapidement à gris foncé ; argileux ; fluide ; nombreuses racines de Rhizophora, identique aux horizons profonds des profils du tanne et du profil IV. |

Notes :

- L'horizon intermédiaire en voie de concrétionnement (40 - 58 cm) s'incurve en suivant grossièrement la surface topographique et se termine en biseau à la périphérie de la lunette.
 - La limite graduelle à 95 cm est parfois plus tranchée et marquée de débris de pneumatophores d'Avicennia, ceux-ci ayant été recouverts par les sédiments apportés par le vent.
-

Aperçu micromorphologique :

- | | |
|------------|--|
| 18 - 40 cm | Des couches d'argile orientée, fortement biréfringentes, délimitent les portions de la matrice ; les grains de quartz sont tous très fins et anguleux. |
|------------|--|

BIBLIOGRAPHIE

- AARNIO B., 1922. — Über Salzböden des humiden Klimas in Finnland. *Int. Mitt. f. Bodenk.* XII, pp. 180-185.
- ABEYWICKRAMA B. A., 1964. — The estuarine vegetation of Ceylon. *Actes du Colloque de Dacca*, UNESCO, pp. 207-210.
- ADAM J. G., 1961. — Contribution à l'étude de la flore et de la végétation de l'Afrique Occidentale : la Basse-Casamance, 1^{re} partie, *Bull. I.F.A.N.*, XXIII-A n° 4, pp. 911-993.
- ADAM J. G., 1962. — Contribution à l'étude de la flore et de la végétation de l'Afrique Occidentale : la Basse-Casamance, 2^e partie, *Bull. I.F.A.N.*, XXIV-A n° 1, pp. 116-153.
- AHMAD N., JONES R. L., BEAVERS A. H., 1963. — Some mineralogical and chemical properties of the principal inorganic coastal soils of British Guiana. *Soil Sc.*, 96, pp. 162-174.
- ALEGRE R., 1965. — Généralisation de la méthode d'addition pour l'analyse quantitative par diffraction X. *Bull. Soc. Franç. Minér. Crist.*, LXXXVIII, pp. 569-574.
- ALLEN J. R. L., 1965. — Late quaternary Niger delta and adjacent areas: sedimentary environment and lithofacies. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 49, 5, pp. 457-600.
- ANDRIESESSE J. P., VAN BREEMEN N., BLOKHUIS W. A., 1972. — The influence of mudlobsters (*Thalassina anomala*) on the development of acid sulphate soils in mangrove swamps in Sarawak (East Malaysia). Inter. Symp. Acid-Sulphate Soils. Wageningen. The Netherlands.
- ASSEMIEN P., 1969. — Pollen fossile de Rhizophora à Bogue (Basse vallée du Sénégal). *Pollen et Spores*, vol. 11, n° 1, pp. 73-81.
- AUBERT G., 1963. — La classification des sols. La classification pédologique française. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. *Pédol.*, n° 3, pp. 1-7.
- AUBERT G., 1965. — La classification pédologique utilisée en France. *Pédologie. Symp. Intern. 3. Class. des Sols*, pp. 25-26.
- AUBERT G., BOULAIN J., 1967. — La Pédologie. *Que sais-je?*, n° 352, 128 p.
- AUGUSTINUS P. G. E. F., SLAGER S., 1971. — Soil formation in swamp soils of the coastal fringe of Surinam. *Geoderma*, 6, pp. 203-211.
- AVIAS J., 1953. — Sur la formation actuelle de gypse dans certains marais côtiers de Nouvelle-Calédonie. *C.G.I.*, Alger 1952, Sect. IV, pp. 7-11.
- BAAS-BECKING L. G. M., FERGUSON F. J., 1955. — Biological processes in the estuarine environment. I/Ecology of the sulphur cycle. *Kon. Ned. Acad. Wetens-chap. Proc. B*, 58, pp. 160-172.
- BAAS-BECKING L. G. M., KAPLAN I. R., 1956. — III/Electrochemical considerations regarding the sulphur cycle. *Kon. Ned. Acad. Wetenshap. Proc. B*, 59, pp. 85-96.
- BAAS-BECKING L. G. M., KAPLAN I. R., MOORE D., 1960. — Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *J. Geol.*, 68, pp. 243-284.
- BAGNOULS F., GAUSSEN H., 1957. — Les climats biologiques et leur classification. *Ann. de Géographie*, n° 355, pp. 193-200.
- BALDENSBERGER J., 1969. — Étude de la sulfo-oxydation dans les sols formés sur alluvions fluvio-marines en milieu tropical. *Rapp. O.R.S.T.O.M.*, Dakar, 54 p., 26 fig.
- BALDENSBERGER J., 1972. — The use of a respirometric method for the evaluation of sulfur oxidation in soils. Inter Symp. Acid-Sulphate Soils. Wageningen. The Netherlands.
- BALTZER F., 1969. — Les formations végétales associées au delta de la Dumbea (Nouvelle-Calédonie) *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. *Géol.*, I, 1, pp. 59-84.

- BALTZER F., 1970. — Datation absolue de la transgression holocène sur la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie sur échantillon de tourbes à palétuviers. *C.r. Acad. Sc. Paris*, 271, sér. D., pp. 2251-2254.
- BALTZER F., 1971. — Relais de la silice en solution par une smectite détritique dans le transport vers la mer des produits d'altération d'un bassin versant tropical sur roches ultrabasiqes. *C.r. Acad. Sc. Paris*, 273, pp. 929-932.
- BALTZER F., LAFOND L. R., 1971. — Marais maritimes tropicaux. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XIII, 2, pp. 173-196.
- BALTZER F., LE RIBAULT L., 1971. — Néogénèse de quartz dans les bancs sédimentaires d'un delta tropical. Aspect des grains en microscopie électronique et optique. *C.r. Acad. Sc. Paris*, 273, 4, pp. 1083-1086.
- BARBAROUX L., CHAUVEAU M., MOREL Y., OTTMANN F., 1971. — Quelques applications de la lyophilisation à l'étude des sédiments meubles ou en suspension en lames minces ou au microscope électronique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XIII, 4, pp. 369-378.
- BARIAND P., BERTHELON J. P., CESBRON F., SADRZADEH M., 1973. — Un nouveau sulfate hydraté d'aluminium : la khademite de Saghand (Iran). *C.r. Acad. Sc. Paris*, 277, sér. D, pp. 1585-1588.
- BASTIANSEN R., MOUM J., ROSENQUIST J. Th., 1957. — Bidrag til belysning at visse bygningstekniske problemer ved Osloomradets alunskifere. *Public. n° 22, Norges Geotekniske Inst.*, pp. 1-70.
- BECK J. V., 1973. — The microbial oxidation of sulfide minerals. Abs. Symp. on Environmental Biogeochemistry. Logan (U.S.A.).
- BEN-YAAKOV S., 1973. — pH buffering of pore water of recent anoxic marine sediments. *Limnology and Oceanogr.*, 18, 1, pp. 86-94.
- BENNEMA J., 1953. — Pyriet en koolzuur kalk in de droogmakerij Groot Mijdrecht. *Boor en Spade*, 6, pp. 134-149.
- BERNER R. A., 1963. — Electrode studies of hydrogen sulfide in marine sediments. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 27, pp. 563-575.
- BERNER R. A., 1964. — Iron sulfides formed from aqueous solution at low temperature and atmospheric pressure. *J. of Geol.*, 72, 3, pp. 293-306.
- BERNER R. A., 1970. — Sedimentary pyrite formation. *Am. J. of Sc.*, 2, 68, pp. 1-23.
- BERNER R. A., 1971. — Principles of chemical sedimentology. Mc Graw-Hill, 240 p.
- BEYE G., 1969. — Le dessalement des sols dans les polders de Medina et Dieba. *IRAT, Sect. Casamance, Sta. Riz. Djibelor, multig.*, 43 p.
- BEYE G., 1972. — L'acidification des sols de mangrove de Basse-Casamance après leur mise en polder. Effet du type d'aménagement. Int. Symp. Acid Sulphate Soils. Wageningen. The Netherlands.
- BILLY G., 1954. — Étude des courbes normales de dispersion. *C.D.U. Paris*, 204 p.
- BLOOMFIELD C., 1969. — Sulphate reduction in waterlogged soils. *J. of Soil Sc.* 20, 1, pp. 207-221.
- BLOOMFIELD C., 1972. — The oxidation of iron sulphide in soils in relation to the formation of acid sulphate soils, and of ochre deposits in field drains. *J. of Soil Sc.*, 23, 1, pp. 1-16.
- BLOOMFIELD C., COULTER J. K., KANARIS-SOTIRIOU R., 1968. — Oil palms on acid-sulphate soils in Malaya. *Trop. Agric., Trin.*, 45, 4, pp. 289-300.
- BOCQUIER G., 1964. — Présence et caractères de solonetz solodisés tropicaux dans le bassin tchadien. *Trans. 7^e Congr. I.S.S.S.*, Bucarest, V, pp. 687-693.
- BOCQUIER G., 1973. — Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, n° 62, 350 p.
- BOCQUIER G., PAQUET H., MILLOT G., 1970. — Un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques : l'invasion remontante de la montmorillonite. *C.r. Acad. Sc. Paris*, 270, pp. 460-463.
- BOISSEZON P. de, 1970. — Étude du complexe absorbant des sols ferrallitiques forestiers de Côte d'Ivoire. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Péd.*, VIII, 4, pp. 391-418.
- BONFILS P., 1950. — Étude morphologique des sols rizicoles de la Basse Côte de Guinée. *O.R.S.T.O.M., multig.*, 40 p.
- BOSTRÖM K., 1967. — Some pH-controlling redox reactions in natural waters. *Adv. in Chem. Ser. 67, Amer. Chem. Soc.*, pp. 286-311.

- BOULAINÉ J., 1954. — La sebkha de Ben Ziane et sa lunette ou bourrelet. *Rev. Geom. Dyn.*, 3, pp. 102-123.
- BOULAINÉ J., 1957-a. — Étude des sols des plaines du Chelif. *Thèse Sc. Alger, Serv. Ét. Scient. Alger*, 582 p.
- BOULAINÉ J., 1957-b. — Relations entre le sol et la plante dans les rizières. *Pédologie et Agrologie*, n° 3, D.H.E.R., Alger, 20 p.
- BOULAINÉ J., 1960. — Les maladies physiologiques du riz. *Bull. Inf. Rizic. France*, pp. 1-16.
- BOULAINÉ J., 1969. — Sol, pedon et genon. Concepts et définitions. *Bull. Ass. Fr. Ét. Sol*, n° 2, pp. 31-40.
- BOULÈGUE V., 1973. — Mise en évidence et dosage des polysulfures au cours de l'oxydation de l'hydrogène sulfuré dans l'eau de mer. *C.r. Acad. Sc. Paris*, 275, sér. C, pp. 1335-1338.
- BOULET R., GUICHARD E., VIEILLEFON J., 1971. — Observations pédologiques et leur relation avec les faits géomorphologiques dans le delta du Sénégal. Comparaison avec les observations effectuées au Niger. *Bull. ASEQUA*, Dakar, n° 29, pp. 99-110.
- BOURCART J., 1956. — Transgressions et regressions marines. *Bull. Soc. belg. Geol. Paleont. Hydrol.*, LXV, pp. 138-164.
- BOWLER J. M., 1967. — Pleistocene salinities and climatic change. Evidence from lakes and lunettes in southeastern Australia.
- BOYE M., 1962. — Les paléotuviers du littoral de Guyane française. *Cah. d'Outre-Mer*, Bordeaux, XV, pp. 271-290.
- BRIGAUD F., 1965. — Le climat du Sénégal. *Ét. Sénégalaises*, n° 9, fasc. 3, pp. 8-106.
- BRINKMANN R., 1969. — Ferrolisis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 3, pp. 199-206.
- BRINKMANN R., PONS L. J., 1968. — A pedogeomorphological classification and map of the holocene sediments in the coastal plain of the three Guianas. *Soil Surv. Paper*, n° 4, Neth. Soil. Surv. Inst. Wageningen, 40 p.
- BRINKMAN R., PONS L. J., 1972. — Recognition and prediction of acid sulphate soil conditions. *Int. Symp. Acid Sulphate Soils*. Wageningen.
- BROWN L. A., 1934. — Oxidation reduction potentials in soils. I/Principles and electrometric determination. *Soil Sci.*, 37, pp. 65-76.
- BROWN J. B., 1970. — A chemical study of some synthetic potassium-hydronium jarosites. *Canad. Mineralogist*, 10, 4, pp. 696-703.
- BRUMMER G., GRUNDWALDT H. S., SCHROEDER D., 1971. — Beiträge zur Genese und Klassifizierung der Marschen. II/Zur Schwefelmetabolik in Schlickten und Salzmarschen. *Zeitsch. Pflanz. Bodenk.* 128, 3, pp. 208-220.
- BRUMMER G., GRUNDWALDT H. S., SCHROEDER D., 1971. — III/Gehalte, Oxydationsstufen und Bindungsformen des Schwefels in Koogmarschen. 129, 12, pp. 92-108.
- BRUNET R., 1967. — Les phénomènes de discontinuité en Géographie. *Mém. Doc. Vol. 7, Cent. Rech. Doc. Cartog. Géog. C.N.R.S.*, Paris, 2^e éd., 117 p.
- BRUNET-MORET Y., 1970. — Études hydrologiques en Casamance. *O.R.S.T.O.M., multig.*, 52 p., 104 fig.
- BUBENICEK L., 1964. — Oxydo-réduction en sédimentologie. *Bull. B.R.G.M.*, 4, pp. 1-36.
- BUURMAN P., VAN BREEMEN N., HENSTRAS S., 1973. — Recent silicification of plant remains in acid sulphate soils. *N. Jb. Miner. Mh.*, 3, pp. 117-124.
- CADILLAC H., 1965. — Étude agropédologique de quelques dépressions rizi-cultivables de la région de Bignona. *Rapp. O.R.S.T.O.M., multig.*, 54 p.
- CAILLÈRE S., HENIN S., 1963. — Minéralogie des argiles. Masson, Paris, 355 p.
- CALLAME B., 1968. — Contribution à l'étude des potentiels d'oxydo-réduction dans les sédiments marins. *Cah. Océanogr. COEC*, 20, 4, pp. 305-319.
- CALLAME B., DUPUIS J., 1970. — Le fer et l'oxygène dans la nappe intersticielle des sols littoraux (Vendée). *C.r. Acad. Sc.*, Paris, 270, pp. 1096-1099.
- CAMPBELL L. L., POSTGATE J. R., 1965. — Classification of the spore-forming sulphate-reducing bacteria. *Bact. Rev.*, 29, 359 p.
- CAMPBELL L. L., KASPRZYCKI M. A., POSTGATE J. R., 1966. — *Desulfovibrio* sp. n. : a new dissimilatory sulphate-reducing bacterium. *V. Bact.* 92, 1122 p.

- CAROZZI A. V., 1960. — Microscopic sedimentary petrography. J. Wiley and Sons, N. Y., 465 p.
- CATE R. B., SUKHAI A P., 1964. — A study of aluminium in rice soils. *Soil Sci.*, 98, 2, pp. 85-93.
- CHAMLEY H., PAQUET H., MILLOT G., 1966. — Minéraux argileux des sédiments marins littoraux et fluviaux de la région de Tuléar. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, 19, 3-4, pp. 191-204.
- CHANTRET F., 1967. — Identification de la pyrite et de la matière organique par analyse thermique différentielle associée à l'analyse des gaz en continu. *C.r. Acad. Sc. Paris*, 264, pp. 1825-1828.
- CHANTRET F., 1969. — L'analyse thermique différentielle associée à l'analyse en continu de l'anhydride sulfureux et de l'oxyde de carbone. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallog.*, 92, pp. 462-467.
- CHAO T. T., HARWARD M E., FANG S. C., 1964. — Iron and aluminium coatings in relation to sulphate adsorption characteristics of soils. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 28, 5, pp. 632-635.
- CHARREAU C., 1963. — Aperçu sur les sols alluviaux rencontrés au Sénégal et les problèmes de mise en valeur. 5^e Réunion CROACUS, Freetown (Sierra Leone).
- CHARREAU C., FAUCK R., 1965. — Les sols du Sénégal, in *Études Sénégalaises*, Saint-Louis, n° 9, fasc. 3, pp. 115-154.
- CHAUDHRY I. A., CORNFIELD A. H., 1966. — Determination of total S in soil and plant. *The Analyst*, 91, pp. 528-530.
- CHAUVEL A., MONNIER G., 1967. — Sur la signification générale de l'analyse granulométrique en pédologie : examen des problèmes posés par la caractérisation de la texture de certains sols tropicaux. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 264, pp. 1669-1972.
- CHAUVEL A., FAUCK R., 1969. — Sur la mise en évidence et la caractérisation d'un horizon B dit « de comportement » dans les sols rouges de Casamance (Sénégal). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 269, pp. 2080-2083.
- CHEVERRY C., 1974. — Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sols en milieu continental subaride dans des sédiments argileux et organiques. *Thèse*, Strasbourg, *multig.*, 275 p.
- CLAISSE G., 1972. — Étude de l'altération du quartz en milieu tropical humide. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 274, pp. 2956-2959.
- CLARK W. M., 1928. — Studies on oxidation-reduction. *Bull. Hygien. Lab. Pub. Health*, 151 p.
- CLARK J. S., GOBIN C. A., SPROUT P. N., 1961. — Yellow mottles in some poorly drained soils of the Lower Fraser Valley, British Columbia. *Can. J. Soil. Sci.*, 41, pp. 218-227.
- CLARKE L. O., HANNON N. S., 1967. — The mangrove swamp and salt marsh communities of the Sydney district. I/Vegetation, soils, climate. *J. Ecol.*, 55, pp. 753-771.
- CONNEL W. E., PATRICK W. H., 1969. — Reduction of sulfate to sulfide in waterlogged soils. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 33, pp. 711-715.
- COPELAND L. E., BRAGG R. H., 1958. — Quantitative X-ray diffraction analysis. *Analytical Chem.*, 30, 2, pp. 195-201.
- DAVIS J. H., 1940. — The ecology and geologic role of mangroves in Florida. *Pap. Tortugas Lab.*, 32, pp. 303-412.
- DEBYSER J., 1961. — Contribution à l'étude géochimique des vases marines. *Thèse*, Paris, I.F.P. Sedim. Éd. Technip, Paris, 239 p.
- DEMOLON A., 1944. — Dynamique du sol. Dunod, Paris, 520 p.
- DENT J. M., 1947. — Some soil problems on empoldered rice lands in Sierra Leone. *Emp. J. Exp. Agric.*, 15, pp. 206-212.
- DERIJARD R., 1966. — Contribution à l'étude du peuplement des sédiments sablo-vaseux et vaseux intertidaux compactés ou fixés par la végétation de la région de Tuléar (République Malgache). *Ét. Malgaches*, XVII, 94 p.
- DOMMERMUES Y., 1968. — La biologie des sols. *Que sais-je?* n° 399, P.U.F.
- DOMMERMUES Y., MANGENOT F., 1970. — Écologie microbienne du sol. Masson, Paris.
- DOST H., 1963. — La mise en carte et la classification des sols au Surinam. Proc. Congr. Agric. Research Guianas, Paramaribo, *Bull.* 82, pp. 119-123.
- DOYNE H. C., GLANVILLE R. R., 1933. — Some swamp rice growing soils of Sierra Leone. *Trop. Agric. (Trinidad)*, 10, pp. 132-138.

- DREVER J. T., 1971-a. — Chemical, weathering in a subtropical igneous terrain, Rio Ameca, Mexico. *J. Sed. Petrol.*, 41, 4, pp. 951-961.
- DREVER J. T., 1971-b. — Early diagenesis of clay minerals, Rio Ameca Basin, Mexico. *J. Sed. Petrol.*, 41, 4, pp. 982-994.
- DUCHAUFOUR Ph., 1965-1970. — Précis de Pédologie. 2^e et 3^e éditions. Masson, Paris.
- DUCHAUFOUR Ph., 1972. — Processus de formation des sols. *C.R.D.P.*, Nancy, 182 p.
- DUNCAN D. W., LANDESMAN J., WALDEN C. C., 1967. — Role of Thiobacillus ferrooxydans in the oxidation of sulfide minerals. *Can. J. Microb.*, 13, pp. 397-403.
- DURAND J. H., 1967. — Les sols des bassins paraliques de la côte ouest de Madagascar. *Agr. Trop.*, 12, pp. 1176-1186.
- EDELMAN C. H., 1950. — Soils of the Netherlands. North Holland Publ. Co, Amsterdam, 178 p.
- ELOUARD P., 1968. — Le nouakchottien, étage du Quaternaire de Mauritanie. *Ann. Fac. Sci. Dakar*, 22, 2, pp. 121-138.
- ELOUARD P., FAURE H., HEBRARD L., 1969. — Quaternaire du littoral mauritanien entre Nouakchott et Port Étienne. *Bull. ASEQUA*, Dakar, n° 23-24, pp. 15-24.
- EMBERGER L., GAUSSEN H., KASSAS P., DE PHILIPPIS, BAGNOÛLS F., 1962. — Carte bioclimatique de la zone méditerranéenne. Recherches sur les zones arides. *UNESCO*, Paris, t. 21.
- EMERIT M., 1960. — Étude granulométrique de la mangrove de Joal (Sénégal). *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, 5, pp. 107-115.
- ENTE P. J., 1964. — Initial decalcification due to oxidation of sulfides in young marine soils in the Netherlands. *C. R. 8^e Cong. I.S.S.S.*, Bucarest, 2, pp. 779-783.
- FAIRBRIDGE R. W., 1967. — Phases of diagenesis and authigenesis, in Diagenesis of sediments. *Developments in sedimentology. Elsevier*, Amsterdam, pp. 19-90.
- FAUCK R., 1970. — Évolution du quartz dans les sols rouges ferrallitiques développés sur les roches sableuses et gréseuses de l'Afrique Occidentale. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 271, pp. 2273-2276.
- FAUCK R., 1973. — Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique Occidentale. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, n° 61, 257 p.
- FAURE H., ELOUARD P., 1967. — Schéma des variations du niveau de l'Océan Atlantique sur la côte ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 265, pp. 784-787.
- FAURE H., HEBRARD L., 1973. — Shorelines fluctuations in Senegal and Mauritanie during holocene time. *IX Intern. INQUA Congr.*, 14 p.
- FAURE H., VIEILLEFON J., DIOP C. A., 1974. — Évolution de la ligne de rivage holocène en Casamance (Sud du Sénégal). *Bull. ASEQUA*, n° 42-43, Dakar, *mullig.*, pp. 91-99.
- FLEMING J. F., ALEXANDER L. T., 1961. — Sulfur acidity in South Carolina tidal marsh soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 25, 2, pp. 94-95.
- FLICOTEAUX R., MEDUS J., 1974. — Existence d'une lacune entre les termes marins du Paléogène et du Néogène du Sénégal méridional démontrée par les microfaunes et les microflores. *VI^e Colloque Africain de Micropaléontologie*, Tunis, mars 1974.
- FOSBERG F. R., 1961. — Vegetation-free zone on dry mangrove coasts. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 424-D, pp. 216-218.
- FRANCIS-BŒUF C., 1947. — Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaires. *Ann. Inst. Océanog. Monaco*, 23, pp. 150-344.
- FRINK C. R., 1972. — Aluminium chemistry in acid sulfate soils. *Int. Symp. Acid Sulphate Soils*. Wageningen. The Netherlands.
- GARDNER L. R., 1970. — A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite. *Amer. Mineral.*, 55, pp. 1380-1389.
- GARRELS R. M., CHRIST L. C., 1965. — Solutions, minerals and equilibria. Harper et Row, Weatherhill, 450 p.
- GARTNER H. R., VON SCHELLMANN W., 1970. — Rezente Sedimente im Küstenbereich der Halbinsel Kaloum, Guinea. *Tchermaks Miner. Petrog. Mitteil.*, III, 10, pp. 349-367.
- GAVAUD M., 1966. — Étude pédologique du Niger Ouest. *O.R.S.T.O.M.*, Dakar, *mullig.*, 513 p.
- GAVAUD M., 1972. — Interprétation chronologique des systèmes de sols des dunes fixées du Niger Méridional. *Actes 6^e Congr. Panaf. Prehisl.* Dakar, 1967, pp. 376-380.
- GAVAUD M., BOULET R., 1967. — Note sur la description de la structure des sols sur le terrain. *Bull. Bibliog. Pédol.*, XVI, 3, pp. 10-13.

- GIFFARD P. L., 1971. — Évolution des peuplements forestiers du Sénégal. *CTFT*, Dakar.
- GIGLIOLI M. E. C., THORNTON I., 1965. — The mangrove swamps of Keneba, Lower Gambia river basin. I/Descriptive notes on the climate, the mangrove swamps and the physical composition of their soils. *J. Appl. Ecol.*, 2, pp. 81-103.
- GIGLIOLI M. E. C., KING D. F., 1966. — The mangrove swamps of Keneba, Lower Gambia river basin. III/Seasonal variations in the chloride and water content of swamp soils. *J. appl. Ecol.*, 3, pp. 1-19.
- GIGOUT M., 1949. — Définition d'un étage ouljien. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 229, pp. 551-552.
- GILLESPIE L. J., 1920. — Reduction potentials of bacterial cultures and of water-logged soils. *Soil Sci.*, 9, pp. 199-216.
- GIRESE P., 1965. — Oolithes ferrugineuses en voie de formation au large du Cap Lopez (Gabon). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 260, pp. 2550-2552.
- GIRESE P., 1965. — Observations sur la présence de glauconie actuelle dans les sédiments ferrugineux peu profonds du bassin gabonais. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 260, pp. 5597-5600.
- GIRESE P., 1969. — Étude des différents grains ferrugineux authigènes des sédiments sous-marins au large du delta de l'Ogooué (Gabon). *Sciences de la Terre*, XIV, n° 1, Nancy, pp. 27-62.
- GONI J., PARENT C., 1966. — Étude géochimique d'une tranche de sédiments fins actuels (Baie de la Vilaine, Morbihan). *Bull. B.R.G.M.*, n° 5, pp. 19-62.
- GOTOH S., YAMASHITA K., 1966. — Oxidation-reduction potential of a paddy soil in situ with special references to the production of Fe, Mn and sulfide. *Soil Sci. Plant. Nutrit. Japan*, 12, 6, pp. 24-32.
- GOTOH S., PATRICK W. H., 1972. — Transformations of manganese in a water-logged soil as affected by redox potential and pH. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36, pp. 738-742.
- GRANGER H. C., WARREN C. G., 1969. — Unstable sulfur compounds and the origin of roll-type Uranium deposits. *Econ. Geol.*, 64, pp. 160-171.
- GRAS R., 1956. — La toxicité des sols sous mangrove. *Bull. Bibliog. Pédol. O.R.S.T.O.M.*
- GUILCHER A., 1954. — Rapport sur les causes de l'envasement du Rio Kapatchez (Guinée). Dakar, *multig.*, 29 p.
- GUILCHER A., 1959. — Origine et dépôt de la vase marine peu profonde. *Inform. Géog.* 23, n° 1, pp. 17-22.
- GUILCHER A., 1965. — Questions de morphologie climatique en Mélanésie équatoriale. *Bull. Ass. Géog. Fr.*, n° 338-339, pp. 28-40.
- GUISAN S., 1788. — Traité sur les terres noyées de la Guyane, appelées communément Terres Basses. Imprimerie du Roy, Cayenne, 360 p.
- HARJOSOESASTRO R., 1971. — Note on chamosite in sediments of the Surinam shelf. *Geol. in Mijnbouw*, 50, 1, pp. 29-33.
- HARMSEN G. W., 1954. — Observations on the formation and oxidation of pyrite in the soil. *Plant. & Soil*, V, 4, pp. 324-348.
- HART M. G. R., 1959. — Sulfur oxidation in tidal mangrove soils in Sierra Leone. *Plant. & Soil*, 11, pp. 215-236.
- HART M. G. R., 1961. — A turbidimetric method for determining elemental sulphur. *Analyst*, 7, pp. 472-475.
- HART M. G. R., 1962. — Observations on the source of acid in empoldered mangrove soils. I/ Formation of elemental sulphur. *Plant. & Soil*, XVII, 1, pp. 87-98.
- HART M. G. R., 1963. — Observations on the source of acid in empoldered mangrove soils. II/ Oxidation of soil polysulphides. *Plant. & Soil*, XIX, 1, pp. 106-114.
- HÉBRARD L., 1957. — Prospection d'ilménite en Casamance. Rapports de quinzaine. *Service des Mines AOF*, Dakar, dactylo.
- HÉBRARD L., 1965. — Note sur les formations quaternaires de la région de Mbour-Joal (Sénégal). *Bull. ASEQUA*, n° 6, Dakar, *multig.*, pp. 12-21.
- HÉBRARD L., 1972. — Un épisode quaternaire en Mauritanie à la fin du Nouakchottien : le Taffolien 4000-2000 ans avant le Présent. *Bull. ASEQUA*, n° 33-30, Dakar, *multig.*, pp. 5-16.

- HELGESON H. C., 1969 — Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 267, pp. 729-804.
- HEM J. D., 1968. — Graphical methods for studies of aqueous aluminum hydroxide, fluoride and sulfate complexes. *Geol. Surv. Water-Supply Pap.*, 1827-B, 33 p.
- HEM J. D., ROBERSON C. E., LIND C. J., POZZER W. L., 1973. — Chemical interactions of aluminium with aqueous silica at 25 °C. *Geol. Surv. Water Supply Paper*, 1827-E, 57 p.
- HERVIEU J., 1964. — Caractéristiques des sédiments récents et des sols alluviaux dans le delta du Mangoky. *Actes Coll. Dacca*, pp. 73-82.
- HERVIEU J., 1966-a. — Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical. *Thèse Orsay, O.R.S.T.O.M.*, 465 p.
- HERVIEU J., 1966-b. — Influence du milieu de sédimentation sur l'évolution granulométrique des sédiments fluviatiles en régime tropical. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 263, pp. 1439-1442.
- HERZNER R. A., 1930. — Beiträge zur Physicalischer Chemie unserer Kulturboden. III/Adsorption und redoxpotential. *Zeitsch. Pflanz. Bodenk.* 18-A, pp. 249-264.
- HESS W. R., 1966. — Phase equilibria in some minerals in the $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system at 25 °C and 1 atmosphere. *Am. J. Sci.*, 264, pp. 289-309.
- HESSE P. R., 1961. — Some differences between the soils of Rhizophora and Avicennia mangrove swamps in Sierra Leone. *Plant. & Soil*, 14, pp. 335-346.
- HESSE P. R., JEFFERY J. W. O., 1963. — Certaines propriétés des sols de mangrove en Sierra Leone. *Agron. Trop.*, 18, pp. 803-805.
- HILL E. S., 1940. — The Lunette, a new landform of eolian origin. *Aust. Geographer*, 3, pp. 15-21.
- HOLSTER W. T., KAPLAN I. R., 1966. — Isotope geochemistry of sedimentary sulphates. *Chem. Geol.*, 1, pp. 93-135.
- HORN M. E., HALL V. L., CHAPMAN S. L., WIGGINS M. M., 1967. — Chemical properties of the coastal alluvial soils of the Republic of Guinea. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 31, 1, pp. 108-114.
- HORN M. E., CHAPMAN S. L., 1968. — Clay mineralogy of some acid-sulfate soils on the Guinea coast. *Trans. 9^e Congr. I.S.S.S., Adélaïde, Austr.*, III, pp. 31-40.
- HUISMAN L., 1964. — Groundwater in deltas. *Actes Coll. Dacca*, pp. 157-168.
- JACQ V., 1972. — Biological sulphate reduction in the spermosphere and rhizosphere of rice in some acid sulphate soils of Senegal. *Int. Symp. Acid Sulphate Soils, Wageningen*. The Netherlands.
- JACQUES-FÉLIX H., CHÉZEAU R., 1960. — Sols et groupements végétaux de la zone littorale de Guinée dans leurs rapports avec la riziculture. *Agron. Trop.*, 15, 3, pp. 325-341.
- JEFFERY J. W. O., 1960. — Iron and the Eh of waterlogged soils with particular references to paddy. *J. Soil Sci.*, 11, 1, pp. 140-148.
- JEFFERY J. W. O., 1961. — Defining the state of reduction of a paddy soil. *J. Soil Sci.*, 12, 1, pp. 172-175.
- JEFFERY J. W. O., 1961. — Measuring the state of reduction of a waterlogged soil. *J. Soil Sci.*, 12, 6, pp. 317-325.
- JONES L. H., HANDRECK K. A., 1963. — Effects of iron and aluminium oxides on silica in solution in soils. *Nature*, 198, pp. 852-853.
- JORDAN H. D., 1964. — The relation of vegetation and soil to development of mangrove swamps for rice growing in Sierra Leone. *J. appl. Ecol.*, 1, pp. 209-212.
- JOUIS E., LECACHEUX M. L., 1962. — Une méthode néphélogométrique rapide pour le dosage du soufre dans les sols. *Ann. Agron.*, 13, pp. 483-489.
- KAPLAN I. R., EMERY K. O., RITTENBERG S. C., 1963. — The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments off Southern California. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 27, pp. 297-331.
- KAPPEN H., QUENSELL E., 1915. — Über die Umwandlungen von Schwefel und Schwefelverbindungen im Ackerboden, ein Beitrag zur Kenntnis des Schwefelkreislaufes. *Landwirtschaftliche Versuchs-Stationen*, 86, pp. 1-34.
- KAWALEC A., 1972. — Distribution régionale des sols sulfatés acides dans le monde. *Int. Symp. Acid Sulphate Soils, Wageningen*. The Netherlands.
- KELLER P., 1969. — The effect of ClNa and SO₄ on sulphur oxidation in soil. *Plant. & Soil*, XXX, 1, pp. 15-22.

- KEMP A. L. W., THODE H. G., 1968. — The mechanism of the bacterial reduction of sulphate and of sulphite from isotope fractionation studies. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 32, pp. 71-91.
- KERIN D., 1964. — Complexometric determination of sulfur in soil. *Agrochimica*, 8, 3, pp. 180-187.
- KITTRICK J. P., 1969. — Soil minerals in the Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O system and a theory of their formation. *Clays, Clay Minerals*, 17, pp. 157-167.
- KITTRICK J. P., 1971. — Stability of montmorillonite. I/Belle Fourche and clay spur montmorillonite. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35, pp. 140-145.
- KIVINEN E., 1949. — Über sulfatböden in Finland. *Z. Pfl. Ernährung und Düngung*, 45, pp. 38-40.
- KOVES E., VAMOS R., 1960. — Sulphate reduction in the soil. *Acta Microbiol. Acad. Sci. Hungary*, 7, 193 p.
- KUNZE G. W., OAKES H., 1957. — Field and laboratory studies of the Lufkin soil, a planosol. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 21, 3, pp. 330-335.
- LAFOND A., 1949. — Oxidation-reduction potential as a characteristic of forest humus types. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 14, pp. 337-340.
- LAMOUREUX M., 1972. — Essai de structuration pour une classification des sols et milieux de pédogenèse. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, X, 3, pp. 243-260.
- LARIVIÈRE J. W. M., 1966. — The microbial sulphur cycle and some of its implications for the geochemistry of sulphur isotopes. *Geol. Rundschau*, 55, 3, pp. 568-581.
- LENEUF N., 1970. — Observations stéréoscopiques sur les figures de corrosion du quartz dans certaines formations superficielles. *Comm. Sem. Spectroscopie des Sols*. Grignon (non publié).
- LEPRUN J. C., 1971. — Nouvelles observations sur les formations dunaires sableuses fixées du Ferlo nord-occidental (Sénégal). *Bull. ASEQUA*, Dakar, n° 31-32, pp. 69-78.
- LERIBAUT L., 1971. — Comportement de la pellicule de silice amorphe sur les cristaux de quartz en fonction des différents milieux évolutifs. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 272, pp. 2649-2652.
- LÉVÊQUE A., 1963. — Mémoire explicatif de la carte des sols des Terres Basses de Guyane Française. *O.R.S.T.O.M., Mém. n° 3*, 88 p.
- LI P., CALDWELL A. C., 1966. — The oxidation of elemental sulfur in soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30, pp. 370-372.
- LINARES DE SAPIR O., 1971. — Shell middens of lower Casamance and problems of Diola proto-history. *West Afric. J. Archaeology*, Nigeria, 1, pp. 23-54.
- LOVE L. G., 1967. — Early diagenetic iron sulphides in recent sediments of the Wash (England). *Sedimentology*, 9, 4, pp. 327-352.
- LYNN W. C., WHITIG L. D., 1966. — Alteration and formation of clay minerals during cat-clay development. *Clays. Clay Minerals*, 14^e Conf., pp. 241-248.
- MAC KEAGUE J. A., 1965. — Relationship of water table and Eh to properties of three clay soils in the Ottawa Valley. *Can. J. Soil Sci.*, 45, pp. 49-62.
- MAC KEAGUE J. A., CLINE M. G., 1963. — Silica in soils. *Adv. in Agron.*, 15, pp. 339-396.
- MAC KENZIE F. T., GARRELS R. M., 1965. — Silicates: reactivity with sea-water. *Science*, 150, pp. 69-70.
- MAC KENZIE F. T., GARRELS R. M., BRICKER O. P., BICKLEY F., 1967. — Silica in Sea water: control by silica minerals. *Science*, 155, pp. 1404-1405.
- MAC LEAN E. O., OWEN E. J., 1969. — Effects of pH on the contribution of organic matter and clay to soil cation exchange capacities. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, pp. 855-858.
- MAC LUSKIE H., 1952. — The reclamation of mangrove swamp areas for rice cultivation, with reference to the Scarcies delta in Sierra Leone. *World Crops*, 4, pp. 129-132.
- MAC MASTER R. L., LACHANCE T. P., ASHRAF A., 1970. — Continental shelf geomorphic features off portuguese Guinea, Guinea and Sierra Leone (West Africa). *Marine Geol.*, 9, pp. 203-213.
- MAC NAE W., 1963. — Mangrove swamps in South Africa. *J. Ecol.*, 51, pp. 1-25.
- MAGNE R. A., BERTHELIN J. R., DOMMARGUES Y. R., 1973. — Microbial solubilization of uranium from ores, granite and granite sands. *Abs. Symp. Environmetal Biogeochemistry*, Logan, U.S.A.
- MAIGNIEN R., 1961. — Les sols des plaines alluviales de la Casamance aux environs de Sedhiou. *Rapp. O.R.S.T.O.M., multig.*, 42 p.
- MARIUS C., 1969. — Notice explicative n° 37 : carte pédologique Cayenne à 1/50.000, *O.R.S.T.O.M.*, 60 p.

- MARIUS C., 1971. — Note sur les sols de mangroves de l'estuaire du Gabon. *Rapport O.R.S.T.O.M.*, Libreville, G.78, *multig.*, 23 p.
- MARIUS C., 1973. — Les sols de l'estuaire du Saloum. *O.R.S.T.O.M.*, Dakar, *multig.*, 25 p.
- MARIUS C., TURENNE J. F., 1968. — Problèmes de classification et de caractérisation des sols formés sur alluvions marines récentes dans les Guyanes. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VI, 2, pp. 151-202.
- MARTIN L., 1969. — Datation de deux tourbes quaternaires du plateau continental ivoirien. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 269, pp. 1925-1927.
- MARTIN L., DELIBRIAS G., 1972. — Schéma des variations du niveau de la mer en Côte d'Ivoire depuis 25.000 ans. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 274, pp. 2848-2851.
- MARTIN L., TASTET J. P., 1972. — Le Quaternaire du littoral et du plateau continental de Côte d'Ivoire. Rôle des mouvements tectoniques et eustatiques. *Bull. ASEQUA*, Dakar, n° 33-34, pp. 17-32.
- MASSIBOT J. A., CARLES L., 1946. — Mise en valeur des « tannes » rizicultivables du Sine (Sénégal). *Agron. Trop.*, 1, 9-10, pp. 451-466.
- MASSOUMI A. M., 1968. — Étude expérimentale sur le mécanisme du mouvement capillaire de l'eau et des sels solubles dans le sol. *Thèse, O.R.S.T.O.M.*
- MELVILLE G. E., FRENEY J. R., WILLIAMS C. H., 1971. — Reaction of organic sulfur compounds in soil with tin and hydrochloric acid. *Soil Sci.*, 112, 4, pp. 245-248.
- MERKLE F. G., 1960. — Oxidation-reduction processes in soil, in *Chemistry of the soil*, 3^e éd., pp. 200-218.
- MICHARD G., 1967. — Signification du potentiel redox dans les eaux naturelles. *Mineral Deposita*, 2, pp. 14-36.
- MICHEL P., 1960. — Recherches géomorphologiques en Casamance et en Gambie méridionale. *B.R.G.M., multig.*, 53 p.
- MICHEL P., 1971. — Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique. *Thèse Fac. Lettres Strasbourg, multig.*, 1169 p.
- MILLOT G., 1946. — Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MILLOT G., 1967. — Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires. *Sedimentology*, 8, pp. 259-280.
- MILLOT G., FAUCK R., 1970. — Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 272, pp. 4-7.
- MOORMANN F. R., 1963. — Acid sulfate soils (cat-clays) of the tropics. *Soil Sci.*, 95, 4, pp. 271-275.
- MOREY G. W., FOURNIER R. O., ROWE J. J., 1962. — The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25 to 300 °C. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 26, pp. 1029-1043.
- MORRIS J. C., STUMM W., 1967. — Redox equilibria and measurement of potential in the aquatic environment in *Equilibrium concepts in natural water systems* Symp. Pittsburgh 1966, *Adv. Chem. Ser.*, Washington, 67, pp. 270-285.
- MOSER U. S., OLSON R. V., 1953. — Sulfur oxidation in four soils influenced by soil moisture tension and sulfur bacteria. *Soil Sci.*, 76, pp. 251-257.
- MUKHOPADHYAY A., FISHER T. R., SMITH G. E., 1967. — Submergence and liming effect on soil. I/Changes in pH, Eh and Mn uptake by rice plants. *Soil Sci.*, 104, 2, pp. 107-112.
- NAKAI N., JENSEN M. L., 1964. — The kinetic isotope effect in the bacterial reduction and oxidation of sulphur. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 28, pp. 1893-1912.
- NAUROIS R. (de), ROUX F., 1965. — Les mangroves d'Avicennia les plus septentrionales de la côte occidentale d'Afrique. *Bull. IFAN*, XXVII, A, n° 3, pp. 843-857.
- NICHOLAS D. J. D., 1967. — Biological sulphate reduction. *Miner. Deposita*, 2, pp. 169-180.
- NISSENBAUM A., RAFTER T. A., 1967. — Sulfur isotopes in altered pyrite concretions from Israel. *J. Sedim. Petrol.*, 37, pp. 961-962.
- NISSENBAUM A., PRESLEY B. J., KAPLAN I. R., 1972. — Early diagenesis in a reducing fjord, Saanich Inlet, British Columbia. I/Chemical and isotopic changes in major components of interstitial water. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 36, pp. 1007-1027.
- ODIN G. S., GIRESSE P., 1972. — Formation des minéraux phylliteux (berthiérine, smectites ferri-fères, glauconite ouverte) dans les sédiments du golfe de Guinée. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 275, pp. 177-180.

- OGATA G., BOWER C. A., 1965. — Significance of biological sulfate reduction in soil salinity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29, pp. 23-25.
- PAGEL H. (von), INSA I., 1970. — Physikalisch-chemische und chemische Eigenschaften einiger Mangroveböden Guineas. Beiträge zur tropischen und subtropischen Landwirtschaft und Tropenveterinär, Medizin, 2, pp. 93-105.
- PARASHIVA MURTHY A. S., FERREL R. E., 1973. — Distribution of major cations in estuarine sediments. *Clays and clay minerals*, 21, pp. 161-165.
- PATRICK W. H., TURNER F. T., 1968. — Chemical changes in waterlogged soils as a result of oxygen depletion. *Trans. 9^e Congr. I.S.S.S. Adelaide*, Austr., IV, pp. 53-65.
- PEARSALL W. H., MORTIMER O., 1939. — Oxidation and reduction potential in waterlogged soils, waters and muds. *J. Ecol.*, 27, pp. 483-501.
- PEECH M., BATJER L. P., 1933. — A critical study of the methods for measuring oxidation reduction potentials of soils. *N.Y. Agric. Exp. Stn. Bull.*, 625, pp. 1-23.
- PÉGUY Ch. P., 1961. — Précis de climatologie. Masson, Paris, 347 p.
- PETERS R., 1960. — In Chemistry of the soil. F. E. Bear.
- PIERCE R. S., 1953. — Oxidation reduction potential and specific conductance of ground water: their influence on natural forest distribution. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17, pp. 61-67.
- PITTS G., ALLAM A. I., HOLLIS J. P., 1972. — Aqueous iron-sulfur systems in rice-field soils of Louisiana. *Plant. et Soil*, 36, pp. 251-260.
- PLAZIAT J. C., 1970. — Huîtres de mangrove et peuplements littoraux de l'Éocène inférieur des Corbières. Les mangroves fossiles comme élément déterminant de paléocéologie littorale et de paléoclimatologie, *Geobios*, Lyon, 3, 1, pp. 7-27.
- PONNAMPERUMA F. N., CASTRO R. U., 1964. — Redox systems in submerged soils. *Trans. 8^e Congr. I.S.S.S.*, Bucarest, III, pp. 379-386.
- PONNAMPERUMA F. N., MARTINEZ E., LOY T., 1966. — Influence of redox potential and partial pressure of CO₂ on pH values and the suspension effect of flooded soils. *Soil Sc.*, 101, 6, pp. 421-431.
- PONNAMPERUMA F. N., TIANCO E. M., LOY T., 1967. — Redox equilibria in flooded soil. I/The iron hydroxides systems. *Soil Sci.*, 103, 6, pp. 374-382.
- PONS L. J., 1956. — Some aspects of the improvement of pyrite containing old marine soils in the Netherlands. *Trans. 6^e Congr. I.S.S.S.*, Paris, B, pp. 727-734.
- PONS L. J., 1963. — Pyrites as a factor controlling chemical « ripening » and formation of « cat-clay ». *Bull. Agric. Exp. Stn. Paramaribo*, Suriname, 82, pp. 141-162.
- PONS L. J., 1970. — Acid sulphate soils (soils with cat-clay phenomena) and the prediction of their origin from pyrite muds. *Int. agric. Inst. Regional Soil Science, Wageningen*, Public. n° 16, pp. 93-107.
- PONS L. J., KEVIE W. (van der). — Acid sulphate soils in Thailand. *Rapp. FAO SSR-81*, 65 p.
- PONS L. J., ZONNEVELD I. S., 1965. — Soil ripening and soil classification. *Int. Agric. Inst. Wageningen, Public.*, n° 13, 128 p.
- PORRENGA D. H., 1967. — Clay mineralogy and geochemistry of recent marine sediments in tropical areas. *Publ. Univ. Amsterdam*, n° 9, 145 p.
- POSTGATE J. R., 1965. — Recent advances in the study of the sulfate reducing bacteria. *Bact. Rev.*, 29, pp. 425-441.
- PRATT P. F., 1961. — Effect of pH on the cation-exchange capacity of soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 25, 2, pp. 96-98.
- PRICE W. A., 1963. — Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis. *J. Sed. Petrol.*, 33, 3, pp. 766-778.
- QUISPÉL A., 1947. — Measurements of the oxidation-reduction potentials of normal and inundated soils. *Soil Sci.*, 63, pp. 265-275.
- QUISPÉL A., HARMSÉN G. W., OTZEN D., 1952. — Contribution to the chemical and bacteriological oxidation of pyrite in soil. *Plant. et Soil*, 4, 1, pp. 43-55.
- RAMEZOV N. P., 1930. — Die oxydierenden und reduzierenden Prozesse in den Podsolböden. *Zeitsch. Pflanz. u. Bodenk.*, 15-A, pp. 34-44.

- RASMUSSEN K., 1961. — Uorganiske svovlforbindelsers omsaetninger i jordbunden. (Transformations of inorganic sulphur compounds in soil). *Thèse*, Copenhagen, 176 p.
- REES C. E., 1973. — A steady state model for sulphur isotope fractionation in bacterial reduction processes. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37, pp. 1141-1162.
- RICKARD D. T., 1972. — Sedimentary iron sulphide formation. *Int. Symp. Acid Sulphate Soils, Wageningen*. The Netherlands.
- RIVIÈRE A., 1952. — Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes. *Bull. S.G.F.*, 6^e sér., t. II, 1-3, pp. 155-167.
- RIVIÈRE A., VERHNET S., 1959. — États d'oxydo-réduction dans les milieux naturels. Technique de détermination directe du rH. Quelques résultats en milieu lagunaire. *Cah. Océanog. COEC*, 11, n° 5, pp. 309-314.
- ROBERT M., 1973. — Sur une séquence d'évolution expérimentale des glauconites. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 277, pp. 989-991.
- ROBERTS W. M. B., 1967. — Sulphide synthesis and ore genesis. *Mineral. Deposita*, 2, pp. 188-199.
- RODIER J., 1964. — Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. *O.R.S.T.O.M.*, Paris, 137 p.
- ROST C. O., 1922. — Occurrence of sulfides in Minnesota peat soils. *Soil Sci.*, 14, pp. 167-174.
- ROUTHIER P., 1963. — Les gisements metallifères. I, Masson, Paris, 867 p.
- SAKAI H., 1957. — Fractionation of sulphur isotopes in nature. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 12, pp. 150-169.
- SAVORY H. J., 1953. — A note on the ecology of Rhizophora in Nigeria. *Kew Bull.*, pp. 127-128.
- SCHNELL R., 1967. — Les groupements halophiles de la zone intercotidale. *Mém. IFAN*, 18, pp. 197-217.
- SCHOLANDER P. F., HAMMEL H. T., HEMMINGSEN E., GAREY W., 1962. — Salt balance in mangroves. *Plant. Physiol.*, 37, 6, pp. 722-729.
- SCHOLL W., 1964. — Recent sedimentary record in mangrove swamps and rise in sea level over the southwestern coast of Florida. *Marine Geol.*, 2, 4, pp. 343-364.
- SCHWERTMANN U., 1961. — Über das Vorkommen und die Entstehung von Jarosit in Marschböden (Maibolt). *Die Naturwissenschaft*, 6, pp. 159-160.
- SCHWERTMANN U., JACKSON M. L., 1964. — Influence of hydroxy aluminum ions on pH titration curves of hydronium-aluminum clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 28, pp. 179-183.
- SEGALEN P., 1964. — Le fer dans les sols. *O.R.S.T.O.M., Initiations, Documentations Techniques*, 150 p.
- SEGEBERG H., 1937. — Die Azidität des Moorböden, Insbesondere die durch Ferrodissulfid hervorgerufene, und ihre analytischen Bestimmung. *Zeitschr. Pflanz. u. Bodenk.*, 4, pp. 50-64.
- SENEZ J. C., 1962. — Rôle écologique des bactéries sulfato-réductrices. *Publ. Staz. zool. Naples*, 32, pp. 427-441.
- SIEVER R., WOOD FORD N., 1973. — Sorption of silica by clay minerals. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37, 8, pp. 1851-1880.
- SIFFERT B., 1962. — Quelques réactions de la silice en solution : la formation des argiles. *Mém. Serv. Cart. Géol. Alsace Lorraine*, n° 21, 86 p.
- SINGH S. S., BRYDON J. E., 1969. — Solubility of basic aluminium sulfates at equilibrium in solution and in the presence of montmorillonite. *Soil Sci.*, 107, pp. 12-16.
- SLAGER S., JONGMANS A. G., PONS L. J., 1970. — Micromorphology of some tropical alluvial soils. *J. Soil Sci.*, 21, 2, pp. 233-241.
- SLAGER S., Van SCHUYLENBORGH J., 1970. — Morphology and geochemistry of three clay soils of a tropical coastal plain (Surinam). *Agric. Res. Rep.*, 734, 34 p.
- SMITH S. J., 1972. — Relative rate of chloride movement in leaching of surface soils. *Soil Sci.*, 114, 4, pp. 259-263.
- SMITTEBERG J., HARMSSEN G. W., QUISPÉL A., OTZEN D., 1951. — Rapid methods for determining different types of sulphur compounds in soil. *Plant. et Soil*, 3, pp. 353-360.
- SOARES DE CARVALHO G., 1963. — Formaões detriticas e morfologia do litoral setentrional da provincia da Guiné. *Garcia de Orta*, 11, 3, pp. 501-521.

- STAIMESSE J., 1967. — Contribution à l'étude des sols jaunes de Basse-Casamance. *Rapp. O.R. S.T.O.M.*, Dakar, *multig.*, 110 p.
- STARKEY R. L., 1966. — Oxidation and reduction of sulfur compounds in soils. *Soil Sci.*, 101, 4, pp. 297-306.
- STÖBER W., 1967. — Formation of silicic acid in aqueous suspensions of different silica modification. in *Equilibrium concepts in natural water systems. Adv. Chem. Ser.*, 67, pp. 161-182.
- STRAKHOV N. M., 1957. — Méthodes d'étude des roches sédimentaires. *Trad. Franç. Ann. Serv. Information B.R.G.M.*, 1958, 509 p.
- STUMM W., MORGAN J. J., 1970. — Aquatic chemistry. Wiley & Sons, N.Y., 563 p.
- STURGIS M. B., 1936. — Changes in the oxidation-reduction equilibrium in soils as related to the physical properties of the soil and the growth of rice. *Louisiana Bull.*, 271, pp. 1-37.
- SWOBODA A. R., THOMAS G. W., 1965. — The movement of sulfate salts in soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29, 3, pp. 540-544.
- SZABOLCS I., LESZT'AK J., 1968. — The movement of different salt solutions in soil profiles, *Publ. int. A.S. Hydrol., UNESCO, Symp. Wageningen*, 83, pp. 611-621.
- TAKENO S., ZOKA H., NIHARA T., 1970. — Metastable cubic iron sulfide, with special reference to mackinawite. *Amer. Mineral.*, 55, 9-10, pp. 1639-1649.
- TERMIER H. & G., 1960. — Érosion et sédimentation. Masson, Paris.
- TESSIER F., 1952. — Contribution à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie Ouest du Sénégal. *Bull. Direct. Mines Gov. Gén. de l'AOF*, n° 14, 2 tomes.
- THODE H. G., HARRISON A. G., MONSTER J., 1960. — Sulphur isotopes fractionation in early diagenesis of recent sediments of Northeast Venezuela. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 44, 11, pp. 1809-1817.
- THODE H. G., MONSTER J., DUNFORD H. B., 1961. — Sulphur isotope geochemistry. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 25, pp. 159-174.
- THOMB B. G., 1967. — Mangrove ecology and deltaic geomorphology. Tabasco Mexico, *J. Ecol.*, 55, 2, pp. 301-343.
- THORNTON I., GIGLIOLI M. E. C., 1965. — The mangrove swamps of Keneba, Lower Gambia river Basin. II/Sulphur and pH in the profiles of swamp soils. *J. appl. Ecol.*, 2, pp. 257-269.
- TIN M., SUTTLE A. D., SACKETT W. M., 1973. — Uranium concentrations in marine sediments. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37, pp. 35-51.
- TOMLINSON T. E., 1957. — Changes in a sulphide containing mangrove soil on drying and their effect on the ability of the soil to support the growth of rice. *Emp. J. exp. Agric.*, 25, pp. 108-118.
- TOMLINSON T. E., 1957. — Relationship between mangrove vegetation, soil texture and reaction of surface soil after empoldering saline swamps in Sierra Leone. *Trop. Agric.*, 34, 1, pp. 41-50.
- TOMLINSON T. E., 1957. — Seasonal variation of the surface pH value of some rice soils of Sierra Leone. *Trop. Agric.*, 34, 4, pp. 287-294.
- TOVBORG JENSEN A., 1943. — Determination of particle size by the X-ray powder method. *Kgl. Danske Vidsk. Selskabs mat. fys. medd.*, 20, 8, pp. 1-10.
- TRICART J., 1954. — Influence des sols salés sur la déflation éolienne en Basse-Mauritanie et dans le delta du Sénégal. *Rev. Géom. Dyn.*, V, 3, pp. 124-132.
- TRICART J., 1962. — Les discontinuités dans les phénomènes d'érosion. *A.I.H.S.*, n° 59, pp. 233-243.
- TRICHET J., SVORONOS D. R., 1968. — Étude des premiers stades d'altération d'un verre volcanique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, pp. 1207-1209.
- TRUOG E., TAYLOR J. R., PEARSON R. W., WEEKS M. E., SIMONSON R. V., 1936. — Procedure for special type of mechanical and mineralogical analysis. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 1, 101 p.
- U.S.D.A., 1954. — Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. *Agric. Handbook*, n° 60, 160 p.
- VAN AMSON F. W., 1966. — Some aspects of clay soils in the Demerara formation of Surinam. *Bull. n° 84, Land bonwproefstn.* Surinam, 49 p.
- VAN BEERS J.W. F., 1962. — Acid sulphate soils. *Bull. Int. Inst. for Land Recl. Improv.*, Wageningen, 3, 31 p.

- VAN BEMMELEN J. M., 1863. — Bouwstoffen tot de Kennis van de Kleigronden der Provincie Groningen. *Derde Dell.*, 2^e part., Mulder, Rotterdam, pp. 1-249.
- VAN BREEMEN N., 1971. — Methods of analysis. Soil Survey, Thailand, *Lab. inf. Pap.*, n° 3, 23 p.
- VAN BREEMEN N., 1972. — Soil forming processes in acid sulphate soils. *Int. Symp. Acid Sulphate soils*. Wageningen.
- VAN BREEMEN N., 1973. — Dissolved aluminum in acid sulfate soils and in acid mine waters. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 37, pp. 694-697.
- VAN DER KEVIE W., 1972. — Morphology, genesis, occurrence and agricultural potential of acid sulphate soils in Central Thailand. *Thai. J. Agric. Sci.*, 5, 3, pp. 165-182.
- VAN DER PLAS L., VAN SCHUYLENBORGH J., 1970. — Petrochemical calculations applied to soils with special reference to soil formation. *Geoderma*, 4, 4, pp. 357-386.
- VAN DER SPEK J., 1950. — Kattklei. Verlag. Landbk. Onderz., 5, 2, 40 p.
- VEEN A. W. L., 1970. — On geogenesis and pedogenesis in the old coastal plain of Surinam (South America). *Publ. Fys. Geogr. Bodemk. Lab. Univ. Amsterdam*, n° 14, 176 p.
- VERGER F., 1969. — Marais et wadden du littoral français, Biscaye, Bordeaux, 541 p.
- VERHOOP J. A. D., 1940. — Chemische en microbiologische omzettingen van ijzersulfiden in den bodem. Veenman et Zonen, Wageningen, 116 p.
- VIEILLEFON J., 1961. — Notices sur les cartes pédologiques de reconnaissance. 7 — Feuille Antoinbe. *O.R.S.T.O.M.*, Tananarive, 58 p.
- VIEILLEFON J., 1963. — Notices sur les cartes pédologiques de reconnaissance. 8 — Antosohihy. *O.R.S.T.O.M.*, Tananarive, 57 p.
- VIEILLEFON J., 1968-a. — Étude des variations du pH et du rH dans les sols de mangrove de Casamance, in *VI^e Conf. bienn. Ass. sc. o. afr. (W.A.S.A.)*, Abidjan, *multig.*, 10 p.
- VIEILLEFON J., 1968-b. — Mise au point bibliographique sur le dosage des composés soufrés dans les sols formés sur alluvions fluvio-marines. *O.R.S.T.O.M.*, Dakar, *multig.*, 18 p.
- VIEILLEFON J., 1969. — La pédogenèse dans les mangroves tropicales. Un exemple de chronoséquence. *Science du sol*, 2, pp. 115-148.
- VIEILLEFON J., 1970-a. — Le problème des repères stratigraphiques en Casamance. *Bull. ASEQUA*, n° 26, pp. 13-23.
- VIEILLEFON J., 1970-b. — Intérêt de la lyophilisation pour l'imprégnation des sols gorgés d'eau. *Sémin. Microscopie des Sols*, Grignon (non publié).
- VIEILLEFON J., 1971-a. — Contribution à l'étude du cycle du soufre dans les sols de mangrove. Ses rapports avec l'acidification naturelle ou provoquée. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, IX, 3, pp. 241-270.
- VIEILLEFON J., 1971-b. — Sur l'intérêt des techniques de lyophilisation pour l'analyse des sols engorgés. *C. R. Hebd. Séances Acad. Agric. France*, 57, pp. 1078-1084.
- VIEILLEFON J., 1972-a. — Sur l'existence de bourrelets éoliens ou « lunettes » dans les mangroves de Casamance. *Actes 6^e Congr. Panafr. Préhist.*, Dakar, 1967, pp. 436-441.
- VIEILLEFON J., 1972-b. — Sur quelques transformations sédimentologiques et minéralogiques dans les sols sulfatés acides du Sénégal. *Int. Symp. Acid Sulphate Soils, Wageningen*. The Netherlands.
- VIEILLEFON J., 1973. — Rôle du soufre dans la pédogenèse et l'évolution des caractères physico-chimiques dans les sols hydromorphes littoraux des régions tropicales. Gley et Pseudogley, *Trans. Comm. V-VI I.S.S.S.*, Stuttgart, 1971, pp. 103-114.
- VIEILLEFON J., BOURGEAT F., 1965. — Notices sur les cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200.000^e. Feuille Ambilobe. *O.R.S.T.O.M.*, Tananarive, n° 22, 92 p.
- VIEILLEFON J., CHANTRET F., TRICHET J., 1973. — Caractérisation des formes du soufre dans les sols de mangrove. Mise en évidence d'une fraction liée à la matière organique. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 276, pp. 2629-2632.
- VIEILLEFON J., CHEVERRY C., 1974. — Pédogenèse et transformations des composés du soufre dans deux sols tropicaux en voie de différenciation. *Comm. Congr. Inter. Sc. Sol*, Moscou, août 1974.
- VIZIER J. F., 1969. — Choix et mise au point d'une méthode de dosage du fer ferreux applicable aux sols hydromorphes minéraux. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VII, 3, pp. 435-445.

- VLEK P., 1971. — Some morphological, physical and chemical aspects of acid sulphate soils in Thailand. *Soil Surv. Rept. n° 84, Land Dev. Dept. Thailand*, 37 p.
- VOLK N. J., 1939. — The determination of redox potentials of soil. *J. Amer. Soc. Agron.*, 31, pp. 344-351.
- WATTS J. G. D., 1960. — Sea water as the primary source of sulphate in tidal swamps in Sierra Leone. *Nature*, 186, pp. 308-309.
- WEIL R., 1955. — Reproduction expérimentale des sulfures métalliques des sédiments biogènes. *C. R. Congr. Soc. Savantes*, pp. 117-125.
- WEISS H. E., 1967. — Introduction à l'étude botanique des mangroves de la région de Tuléar (Madagascar). *Thèse Marseille, multig.*, 268 p.
- WICKLANDER L., HALLGREN G., JONSSON E., 1950. — Studies on gyttja soils. III/Rate of sulfur oxidation. *Ann. Roy. Agric. College Suède*, 17, pp. 425-440.
- WILLIS L. G., 1932. — Oxidation reduction potentials and the H ion concentration of a soil. *J. Agr. Res.*, 45, pp. 571-575.
- YUAN T. L., 1963. — Some relationships among hydrogen, aluminium and pH in solution and soil systems. *Soil Sci.*, 95, 3, pp. 155-163.
- ZOBELL C. E., 1946. — Oxidation reduction potential of marine sediments. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 30, pp. 477-513.
- ZUUR A. J., 1936. — Over dem bodemkundige Bestelheid van de Wieringermeer. *Minis. Waterstaat, s'Gravenhage*, pp. 1-113.

LISTE DES TABLEAUX

I. Variations des précipitations (mm) à Bignona de 1965 à 1971.....	11
II. Évolution de l'indice de maturation physique dans la séquence.....	32
III. Évolution de la durée globale de submersion.....	47
IV. Valeurs du Eh à différentes profondeurs en fonction des temps d'engorgement et d'aération.....	75
V. Acidité actuelle et potentielle de vases récentes.....	110
VI. Comparaison des teneurs en pyrite réelles et calculées (en S ‰).....	145
VII. Rapports isotopiques des composés du soufre.....	146
VIII. Rapports isotopiques de certaines formes du soufre dans le profil VI.....	147
IX. Cations échangeables dans le profil VI.....	163
X. Évolution du pourcentage des particules $< 0,4 \mu$ par rapport au total des particules $< 40 \mu$	166
XI. Teneurs en kaolinite d'après l'analyse thermopondérale.....	172
XII. Résultats des analyses par attaque triacide sur les profils I, V et VII (en % du sol séché à 105° C).....	188
XIII. Composition normative du profil V (en %)......	189
XIV. Comparaison des valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ sur le profil V.....	189
XV. Fe_2O_3 dans la solution du sol en juillet (mgr/l).....	191
XVI. Teneurs en uranium de plusieurs profils de la séquence (en ppm du sol lyophilisé).....	194
XVII. Teneurs en éléments traces dans le profil VII (ppm).....	194
XVIII. Variations du pH et du Eh avec la profondeur (vases récentes des îles aux Oiseaux).....	202
XIX. Caractéristiques du complexe absorbant des basses terrasses argileuses...	212
XX. Répartition des séquences littorales en fonction des caractéristiques générales du climat.....	235
XXI. Répartition théorique des sols littoraux intertropicaux en fonction du climat.....	243

TABLE DES FIGURES

1. — Zones alluviales de Basse Casamance.....	8
2. — Isohyètes moyennes annuelles.....	10
3. — Répartition des sols dans la région de Balingore.....	18
4. — Répartition des formations végétales.....	19
5. — Coupe topographique de la séquence de Balingore.....	21
6. — Teneur en eau en % du sol sec.....	28
7. — Évolution de la densité apparente.....	28
8. — Relation entre la densité apparente et la teneur en eau à saturation....	30
9. — Structure superficielle en assiettes ou en coupelles des profils du tanne .	31
10. — Morphologie des profils.....	34
11. — Filiation des horizons dans la séquence.....	35
12. — Plan et coupe de la lunette.....	37
13. — Profils hydriques saisonniers.....	44
14. — Fluctuations de la nappe dans la séquence et précipitations.....	46
15. — Durée globale de la submersion.....	47
16. — Marées sur la Casamance.....	49
17. — Marées sur le marigot de Bignona à Balingore.....	50
18. — Mouvements de la nappe au profil III.....	51
19. — Baisse de la nappe au centre du tanne.....	52
20. — Action de la marée sur la baisse de la nappe.....	52
21. — Précipitations et évaporation en bac Colorado.....	53
22. — Variations saisonnières de la conductivité électrique.....	56
23. — Répartition des ions majeurs en début d'hivernage.....	58
24. — pH de l'eau intersticielle.....	66
25. — Amplitudes annuelles de variation du pH <i>in situ</i>	68
26. — Variations saisonnières du pH.....	70
27. — Valeurs moyennes du Eh à 5 périodes de l'année.....	72
28. — Variations pondérées du Eh.....	76
29. — Fréquences des valeurs du Eh.....	77
30. — Fréquences du stationnement de la nappe à différentes profondeurs....	78
31. — Relation fréquence de la hauteur de la nappe et fréquence Eh.....	79
32. — Variations pondérées du pH.....	80
33. — Fréquences des valeurs du pH.....	81
34. — Relations fréquence Eh/fréquence pH.....	83
35. — Domaines de variation du Eh et du pH.....	84
36. — Décroissance de l'acidité potentielle.....	86
37. — Relation pH-SO ₄ (sols séchés à l'air).....	86
38. — Relation pH-SO ₄ (sols humides incubés).....	86

39. — Droites d'étalonnage pour la pyrite.....	95
40. — Évaluation de la taille des cristaux de pyrite par la largeur des pics....	95
41. — Courbe d'étalonnage pour la jarosite.....	98
42. — Répartition des formes du soufre en hivernage (sols non lyophilisés)....	98
43. — Soufre de la pyrite et de la jarosite en hivernage (sols non lyophilisés)..	100
44. — Répartition des formes du soufre en saison sèche (sols non lyophilisés)..	101
45. — Répartition des formes du soufre en début d'hivernage (sols lyophilisés).	102
46. — Répartition des formes du soufre en saison sèche (sols lyophilisés).....	104
47. — Schéma de la formation des pyrites.....	108
48. — Teneurs en carbone et en soufre totaux dans les vases récentes.....	111
49. — Schéma de la succession des palétuviers.....	112
50. — Schéma des voies d'oxydation de la pyrite.....	119
51. — Variations du Eh et du pH au cours du séchage.....	122
52. — Baisse du pH au cours de l'incubation.....	123
53. — Baisse du pH en fonction de la teneur en eau.....	123
54. — Évolution du pH de la production de sulfates.....	124
55. — Teneur en matière organique dans la séquence.....	128
56. — Relation entre la fraction oxydable par séchage à l'air et le carbone organique.....	129
57. — Relation entre le soufre oxydable à 350°C et le carbone organique.....	130
58. — Dégagement du Co ₂ et du SO ₂ au cours de l'analyse thermique.....	132
59. — Relations entre différentes formes du soufre.....	134
60. — Répartition de diverses formes du soufre avant et après séchage.....	136
61. — Diminution de la pyrite et augmentation de la jarosite au cours du séchage.	138
62. — Relation entre l'augmentation des formes oxydées et la fraction réduite non cristallisée.....	138
63. — Relation entre l'augmentation des formes oxydées et la diminution de l'ensemble des formes réduites au cours du séchage.....	139
64. — Schéma d'évolution des formes du soufre au cours des alternances d'engorgement et d'aération.....	140
65. — Conditions d'existence de différents types de jarosite.....	141
66. — Diagramme de stabilité des composés du soufre et du fer.....	142
67. — Évolution des teneurs en pyrite et en jarosite.....	144
68. — Relations entre le pH après séchage et les teneurs en soufre total ou en pyrite.....	150
69. — Relation entre la fraction de soufre oxydable à l'air et la limitation de ions H ⁺	152
70. — Courbes de neutralisation par la sonde de différents extraits de sols....	153
71. — Courbes de neutralisation par la sonde d'échantillons lyophilisés et séchés.	155
72. — Variations des teneurs en soufre élémentaire, soufre des sulfates solubles et de la jarosite.....	156
73. — Relations entre le pH et les teneurs en jarosite dans les expériences d'incubation et dans les sols lyophilisés.....	157
74. — Relations entre la production de sulfates et la désorption des cations...	158
75. — Variations saisonnières de la composition ionique de la solution du sol et de l'extrait aqueux.....	159
76. — Relation entre la teneur en carbone organique et la capacité d'échange.	161
77. — Évolution de la fraction fine des sols de la séquence.....	165
78. — Diagrammes de rayons X de la fraction argileuse.....	170

79. — Diagrammes d'analyses thermiques.....	171
80. — Silice et alumine dans la solution du sol.....	173
81. — Teneurs saisonnières en silice et en alumine.....	174
82. — Relations entre le pH et les teneurs en silice et en alumine dans la solution du sol.....	175
83. — Appareil pour percolation.....	176
84. — Mise en solution de la silice du quartz à différents pH.....	178
85. — Relation entre $\text{Log} (\text{H}_4\text{SiO}_4)$ et $\text{Log} (\text{Al}^{3+}) + 3 \text{ pH}$ dans la solution du sol du tanne.....	180
86. — Relation entre le pH et la somme $\text{Log} (\text{H}_4\text{SiO}_4) + \text{Log} (\text{AL}^{3+})$	181
87. — Diagramme de stabilité de ALOHSO_4	183
88. — Relation entre $\text{Log} (\text{H}_4\text{SiO}_4)$ et $\text{Log} (\text{SO}_4^{-}) - 2 \text{ pH}$	184
89. — Diagrammes de stabilité de diverses montmorillonites.....	186
90. — Le fer dans la solution du sol.....	192
91. — Répartition du fer de la pyrite et de la jarosite.....	193
92. — Progression de l'envasement.....	200
93. — Représentation schématique des faciès dominants.....	216
94. — Répartition des faciès dominants.....	217
95. — Esquisse géomorphologique de la Basse Casamance.....	222
96. — Types de courbes cumulatives logarithmiques.....	223
97. — Types de courbes de fréquence.....	224
98. — Esquisse des principaux dépôts naturels et artificiels de coquillages en Casamance.....	225
99. — Répartition mondiale de la mangrove.....	230
100. — Diagrammes ombrothermiques de quelques stations tropicales.....	237
101. — Degré de développement des séquences littorales en fonction des temps et du climat.....	238

TABLE DES MATIÈRES

PRÉFACE.....	IX
SOMMAIRE.....	VII
ENGLISH ABSTRACT.....	XI
INTRODUCTION.....	1

PREMIÈRE PARTIE

ÉLÉMENTS DU MILIEU NATUREL. CHOIX ET ÉTUDE D'UNE SÉQUENCE DE SOLS DANS LE DOMAINE FLUVIO-MARIN DE BASSE CASAMANCE (SÉNÉGAL)

CHAPITRE I. — La Casamance. Présentation de la zone d'étude.....	7
I. Structure géologique.....	7
II. Géomorphologie.....	9
III. Climat.....	10
A. Caractéristiques générales.....	10
B. Régime des précipitations.....	11
IV. Végétation.....	11
A. Végétation des sols drainés.....	14
B. Végétation des sols soumis à l'inondation ou la submersion périodiques.....	14
V. Origine du matériau. Les sols du bassin versant de la Casamance.....	15
VI. Le complexe sédimentaire récent. Choix d'une séquence.....	15
CHAPITRE II. — Différenciation des profils et principales caractéristiques des sols de la séquence de Balingore.....	17
I. Environnement de la séquence.....	17
II. Description morphologique.....	20
A. Morphologie générale.....	20
B. Variations saisonnières de l'état de surface.....	21
C. Végétation.....	21
D. Profils de sols caractéristiques.....	22
1 Profils de la mangrove.....	22
2 Profils du tanne.....	25

III. Maturation des sols et propriétés physiques.....	27
A. Déshydratation et tassement.....	27
B. Structure et consistance.....	30
IV. Nomenclature des horizons des sols de la séquence de Balingore.....	33
V. Différenciation particulière dans la lunette.....	36
A. Morphologie et origine.....	36
B. Description du profil VIII.....	38
VI. Principales caractéristiques chimiques des sols de la séquence de Balingore. Problèmes posés par leur interprétation.....	38
A. Composition granulométrique.....	38
B. Matière organique.....	39
C. pH.....	39
D. Sels solubles.....	39
Conclusions des études préliminaires.....	40
CHAPITRE III. — Régime hydrique et salinité dans la séquence de Balingore.....	43
I. Étude du régime hydrique.....	43
A. Profils hydriques des carottes.....	43
B. Étude des mouvements de la nappe.....	45
1 Les mouvements de la nappe dans les relevés périodiques....	45
2 Conséquences sur la zonation végétale dans la séquence.....	47
C. Influence des facteurs externes sur les mouvements de la nappe...	48
1 La marée.....	48
2 L'alternance climatique saisonnière.....	53
II. Étude du régime salin des sols de la séquence de Balingore.....	54
A. Évolution de la salinité dans le cours et l'estuaire de la Casamance.	54
B. Évolution de la salinité de la nappe de la séquence.....	55
1 Salure globale.....	55
2 Composition ionique.....	57
3 Rapport des anions chlorures et sulfates.....	57
C. Composition ionique de la solution du sol dans la séquence.....	59
Conclusions.....	60

DEUXIÈME PARTIE

ÉTUDE DE L'ACIDITÉ ET DU POTENTIEL D'OXYDO-RÉDUCTION DES SOLS. LEURS RAPPORTS AVEC LES TRANSFORMATIONS DES COMPOSÉS DU SOUFRE. INFLUENCE DU COMPORTEMENT GÉOCHIMIQUE DU SOUFRE SUR LES CONSTITUANTS DU SOL ET LA REDISTRIBUTION DE CERTAINS ÉLÉMENTS

CHAPITRE IV. — Étude des variations de l'acidité et du potentiel redox des sols de la séquence de Balingore.....	65
Généralités.....	65

I. Étude préliminaire du pH dans la séquence de Balingore.....	67
A. Le pH des échantillons carottés.....	67
B. Les mesures systématiques in situ.....	69
II. Relations entre le pH et les variations du régime hydrique et du Eh..	71
A. La mesure du Eh dans les sols de la séquence de Balingore.....	71
1 Le Eh des échantillons carottés.....	71
2 Les mesures du Eh in situ.....	73
3 Interprétation générale des variations du Eh.....	73
B. Influences réciproques des variations du Eh et du pH.....	80
1 Interprétation générale des variations du pH.....	80
2 Les relations Eh-pH.....	82
III. Introduction de la notion d'acidité potentielle.....	84
A. L'acidité des sols de polders établis sur des mangroves.....	85
B. Les causes de l'acidification.....	85
1 Relations entre le pH et la teneur en sulfates.....	85
2 Origine des sulfates produits.....	87
Conclusions sur l'étude des variations du pH et du Eh.....	88
CHAPITRE V. — Origine du soufre et répartition de ses différentes formes dans la	
séquence de Balingore.....	91
I. Méthodes d'analyse des formes du soufre.....	91
A. Récolte et préparation des échantillons de la séquence de Balingore.....	92
B. Méthodes chimiques d'analyse employées dans cette étude.....	93
1 Soufre total.....	93
2 Sulfates dans la solution du sol.....	93
3 H ₂ S et sulfures solubles.....	93
4 Soufre élémentaire.....	93
5 Sulfures insolubles et polysulfures.....	93
6 Jarosite.....	93
C. Analyses thermiques.....	93
D. Analyses roentgenographiques.....	93
1 Dosage de la pyrite.....	93
2 Dosage de la jarosite.....	96
II. Répartition actuelle des formes du soufre dans la séquence.....	97
A. Étude sur des échantillons non lyophilisés.....	97
1 Série prélevée en hivernage.....	99
2 Série prélevée en saison sèche.....	103
B. Étude sur des échantillons lyophilisés.....	103
1 Série prélevée en hivernage.....	103
2 Série prélevée en saison sèche.....	105
Conclusions.....	105
III. Les mécanismes de l'accumulation des sulfures.....	106
A. La sulfato-réduction bactérienne.....	106
B. Formation et accumulation des sulfures de fer.....	107

1 Généralités sur la formation des sulfures de fer.....	107
2 L'accumulation du soufre dans les sols de mangrove sous l'influence des séquences de végétation.....	109
Conclusions.....	115
CHAPITRE VI. — Transformations des formes réduites du soufre au cours de l'oxydation.....	117
I. Généralités. Les facteurs de l'oxydation.....	117
II. Les mécanismes de l'oxydation dans les sols de mangrove.....	120
A. Rôle des microorganismes dans l'oxydation des formes réduites dans la séquence de Balingore.....	120
1 Mise en évidence de l'action des microorganismes sur l'oxy- dation des sulfures, la production de sulfates et le pH.....	120
2 Action du pH.....	120
3 Action des apports de substrats soufrés.....	120
4 Nature des microorganismes présents.....	121
B. Étude expérimentale de l'oxydation.....	121
1 Intensité de l'acidification au cours du séchage en fonction du développement de la végétation.....	121
2 Influence de l'humidité du sol.....	121
3 Influence du pH de départ.....	125
III. Évolution des formes du soufre au cours du séchage et de l'aération... ..	127
A. Comparaison des échantillons frais aux échantillons séchés à l'air..	127
B. Mise en évidence d'une fraction du soufre liée à la matière organique intervenant au cours de l'oxydation.....	128
1 Évolution de la matière organique dans la séquence.....	128
2 Relations entre la matière organique et certaines fractions du soufre.....	129
C. Mise en évidence de la fraction organique par analyse thermique..	130
1 Expérience de calcination à 350 °C.....	130
2 Analyse des gaz en continu.....	131
D. Mise en évidence d'un processus alterné de désagrégation et d'oxydation de la pyrite.....	135
1 Relation entre la fraction résiduelle insoluble (S ₄) et les teneurs en pyrite et en jarosite.....	135
2 Essai de bilan des transformations induites par le séchage....	137
IV. Importance de la formation des sulfates insolubles.....	140
V. Tentative de bilan du soufre dans la séquence.....	143
A. Accumulation secondaire de pyrite.....	143
B. Étude sommaire du fractionnement isotopique du soufre au cours des transformations de ses différentes formes dans la séquence....	145
Conclusions.....	147
CHAPITRE VII. — Influence du comportement géochimique du soufre sur l'évo- lution des constituants du sol.....	149

I. Évolution de la solution du sol et du complexe absorbant.....	149
A. Le pH de la solution du sol.....	149
1 Relation entre l'acidité potentielle et diverses fractions du soufre.....	151
2 Titration de l'acidité totale. Effet du lessivage.....	152
3 Influence de la formation de jarosite sur le pH.....	155
B. Effet de l'oxydation sur la composition ionique de la solution du sol.	156
C. Évolution des propriétés du complexe absorbant.....	160
1 Capacité d'échange.....	160
2 Bases échangeables.....	162
Conclusions.....	163
II. Les transformations du matériau originel.....	164
A. Hypothèses sur la nature et l'origine du matériel sédimentaire....	164
B. Évolution de la taille et de la nature des constituants minéraux...	164
1 Étude de la taille des éléments texturaux.....	164
2 Étude des minéraux argileux.....	169
C. Problèmes posés par les transformations des constituants minéraux.	172
1 Répartition de la silice et de l'alumine.....	173
2 Les causes de la mise en solution de la silice et de l'alumine...	174
3 Régulation de la teneur en alumine en solution.....	182
D. Essai d'interprétation.....	185
E. L'apport des analyses totales.....	187
1 Résultats des analyses.....	187
2 Discussion.....	188
Conclusions.....	190
III. Redistribution du fer et des éléments en traces.....	191
A. États et mouvements du fer.....	191
1 Le fer total.....	191
2 Le fer dans la solution du sol.....	191
3 Évolution du fer au cours de l'oxydation de la pyrite.....	192
B. Répartition des éléments en traces.....	193
Conclusions.....	195

TROISIÈME PARTIE

LA NOTION DE CHRONOSÉQUENCE MANGROVE-TANNE ET SON IMPORTANCE POUR LA COMPRÉHENSION DE L'HISTOIRE ET DE LA RÉPARTITION DES SOLS DES MARGES LITTORALES EN CLIMAT TROPICAL

CHAPITRE VIII. — Généralisation de la séquence mangrove-tanne en Basse Casamance. Sa place dans l'histoire géomorphologique régionale au Quaternaire.....	199
---	-----

I. Extension à l'ensemble de la Basse Casamance des résultats de l'étude de la séquence de Balingore.....	199
A. Les dépôts actuels.....	201
B. Le facies mangrove.....	202
1 Sur alluvions argileuses.....	202
2 Sur alluvions sableuses.....	206
C. Le facies tanne.....	206
1 Sur alluvions argileuses.....	206
2 Sur alluvions sableuses.....	207
D. Les basses terrasses.....	208
1 Sur alluvions argileuses.....	208
2 Sur alluvions sableuses.....	213
Conclusions.....	215
II. Récurrence de la séquence mangrove-tanne au Quaternaire récent...	218
A. Intérêt paléogéographique de la séquence mangrove-tanne.....	219
B. Données connues sur la géomorphologie régionale.....	220
C. Nouvelles datations.....	224
1 Problèmes posés par l'échantillonnage des objets datés.....	224
2 Critique des résultats.....	226
D. Évolution géomorphologique au Quaternaire récent.....	227
1 Remontée du niveau marin.....	227
2 Principaux épisodes de formation de la séquence mangrove-tanne.....	227
Conclusions.....	228
CHAPITRE IX. — La séquence mangrove-tanne comme exemple de l'évolution morphopédogénétique des régions littorales intertropicales.....	231
I. Les séquences pédologiques littorales à mangrove d'autres régions intertropicales.....	231
A. Sols littoraux des régions à climat tropical sec très contrasté.....	232
B. Sols littoraux des régions tropicales humides.....	233
C. Sols littoraux des régions équatoriales perhumides.....	234
D. Conjugaison des effets du temps et du climat sur la répartition des sols dans les séquences littorales.....	236
II. Comparaison à d'autres types de séquences évolutives tropicales et arides.....	238
A. Les toposéquences continentales.....	238
1 Les analogies.....	239
2 Les différences.....	239
B. Les toposéquences des polders lacustres.....	240
III. Les conséquences morphopédogénétiques et géochimiques du développement de la mangrove.....	241
A. Les relations avec la géomorphologie et les variations du niveau marin.....	241

B. Les relations avec la pédogenèse.....	241
C. L'importance des facteurs externes et internes sur le développement des différents termes de la séquence.....	244
1 Le milieu de pédogenèse.....	244
2 Le régime hydrologique.....	244
3 La nature du matériau originel.....	244
D. Les conséquences géochimiques.....	245
IV. Les conséquences de la différenciation zonale de la séquence sur l'utili- sation agronomique.....	245
Conclusions.....	248
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	249
ANNEXE I : description des profils caractéristiques.....	255
BIBLIOGRAPHIE.....	265
LISTE DES TABLEAUX.....	279
TABLE DES FIGURES.....	281
TABLE DES MATIÈRES.....	285

IMPRIMERIE A. BONTEMPS
LIMOGES (FRANCE)
Dépôt légal : 1^{er} trimestre 1977

Les Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer tendent à constituer une documentation scientifique de base sur les zones intertropicales et méditerranéennes, les pays qui en font partie et sur les problèmes posés par leur développement.

CAHIERS ORSTOM (séries périodiques)

- **biologie**: études consacrées à diverses branches de la biologie végétale et animale: agronomie, biologie et amélioration des plantes utiles, entomologie agricole, nématologie.
- **entomologie médicale et parasitologie**: systématique et biologie des arthropodes d'intérêt médical et vétérinaire, parasitologie, épidémiologie des grandes endémies tropicales, méthodes de lutte contre les vecteurs et les nuisances.
- **géologie**: pétrologie et cycles des éléments (géochimie) - hydrogéologie - altération et érosion - sédimentologie - stratigraphie - orogénèse continentale - métallogénèse - paléogéographie - structure et évolution des fonds océaniques.
- **hydrologie**: études, méthodes d'observation et d'exploitation des données concernant les cours d'eau intertropicaux et leurs régimes.
- **océanographie**: hydrologie, physico-chimie, hydrodynamique, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, niveaux de production, dynamique des stocks, prospection faunistique (Sud-ouest Pacifique, Canal de Mozambique et environs, Atlantique Tropical Est).
- **hydrobiologie**: physico-chimie, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, dynamique des stocks, action des insecticides sur la faune (Bassin Tchadien, Côte d'Ivoire).
- **pédologie**: problèmes soulevés par l'étude des sols: morphologie, caractérisation physico-chimique et minéralogique, classification, relations entre sols et géomorphologie, problèmes liés aux sels, à l'eau, à l'érosion, à la fertilité.
- **sciences humaines**: études géographiques, sociologiques, économiques, démographiques et ethnologiques.

MÉMOIRES ORSTOM: consacrés aux études approfondies (synthèses régionales, thèses...) dans les diverses disciplines scientifiques (82 titres parus).

ANNALES HYDROLOGIQUES: depuis 1959, deux séries sont consacrées: l'une, aux Etats africains d'expression française et à Madagascar, l'autre aux Territoires et Départements français d'Outre-Mer.

FAUNE TROPICALE: collection d'ouvrages principalement de systématique, pouvant couvrir tous les domaines géographiques où l'ORSTOM exerce ses activités (19 titres parus).

INITIATIONS/DOCUMENTATIONS TECHNIQUES: mises au point et synthèses au niveau, soit de l'enseignement supérieur, soit d'une vulgarisation scientifiquement sûre (27 titres parus).

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'ORSTOM: cette collection, diverse dans ses aspects et ses possibilités de diffusion, a été conçue pour s'adapter à des textes scientifiques ou techniques très variés quant à leur origine, leur nature, leur portée dans le temps ou l'espace, ou par leur degré de spécialisation (48 titres parus).

Les études en matière de géophysique (gravimétrie, sismologie, magnétisme...) sont publiées, ainsi que certaines données (magnétisme) dans des séries spéciales: **GÉOPHYSIQUE** et **OBSERVATIONS MAGNÉTIQUES**.

L'HOMME D'OUTRE-MER: cette collection, exclusivement consacrée aux sciences de l'homme, est réservée à des textes d'auteurs n'appartenant pas à l'ORSTOM, mais dont celui-ci assure la valeur scientifique (co-édition Berger-Levrault) (10 ouvrages parus).

De nombreuses **CARTES THÉMATIQUES**, accompagnées de **NOTICES**, sont éditées chaque année, intéressant des domaines scientifiques ou des régions géographiques très variées.

BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE (périodicité mensuelle; ancienne dénomination jusqu'en 1970: Bulletin signalétique d'entomologie médicale et vétérinaire) (XXIII^e année).

**OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER**

Direction Générale
24, rue Bayard, 75008 PARIS
Service Central de Documentation
70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY

ISBN : 2-7099-0446-2

BONTEMPS LIMOGES (FRANCE)
O. R. S. T. O. M. Éditeur
D. L. éditeur : 1^{er} trim. 1977
D. L. Imprimeur : n° 29013