



**HAL**  
open science

# Horizons de surface de sols ferrugineux tropicaux cultivés d’Afrique de l’Ouest (Burkina Faso et Mali) : étude des microstructures par l’approche fractale

Philippe Dutartre

► **To cite this version:**

Philippe Dutartre. Horizons de surface de sols ferrugineux tropicaux cultivés d’Afrique de l’Ouest (Burkina Faso et Mali) : étude des microstructures par l’approche fractale. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 1993. Français. NNT : 1993NAN10307 . tel-01747155

**HAL Id: tel-01747155**

**<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01747155>**

Submitted on 29 Mar 2018

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L’archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d’enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



## AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : [ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr](mailto:ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr)

## LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

[http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg\\_droi.php](http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php)

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

UNIVERSITE DE NANCY I - U.F.R. S.T.M.P.  
FORMATION DOCTORALE DES SCIENCES DE LA TERRE

# THESE

présentée à la faculté des Sciences pour l'obtention du titre de  
**DOCTEUR de l'Université de Nancy I**  
Spécialité : Pédologie

## **HORIZONS DE SURFACE DE SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX CULTIVES D'AFRIQUE DE L'OUEST (BURKINA FASO ET MALI) ETUDE DES MICROSTRUCTURES PAR L'APPROCHE FRACTALE**

par

**Philippe DUTARTRE**



déposée en vue de soutenance publique le 09 Novembre 1993  
devant la commission d'examen composée de :

Monsieur A.J. HERBILLON. Professeur de l'Université de Nancy I	<i>Président</i>
Monsieur F. BARTOLI. Directeur de Recherche CNRS-Nancy	
Monsieur J. CHRETIEN. Directeur de Recherche INRA-Dijon	<i>Rapporteur</i>
Monsieur P. CURMI. Chargé de Recherche INRA-Rennes	<i>Rapporteur</i>
Monsieur N. LENEUF. Professeur Honoraire de l'Université de Dijon	
Monsieur R. NICOU. Délégué CIRAD-CA à Ouagadougou	

Centre de Pédologie Biologique du C.N.R.S.  
U.P.R.6431 associée à l'Université de Nancy I  
B.P. 5  
54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cédex.

*à Corinne*

*J'espère que je pourrai être aussi patient  
et compréhensif qu'elle ne l'a été quand  
viendra son tour de soutenir sa thèse*

*à mes parents*

## Remerciements

Ce travail n'aurait pas pu être réalisé sans le soutien financier du Ministère de la Recherche et de la Technologie ni le contrat européen "mécanismes d'agrégation des sols tropicaux pauvres en argiles gonflantes" mis en oeuvre par le CIRAD-CA.

Je tiens ici à exprimer ma reconnaissance et mes remerciements aux nombreuses personnes qui m'ont aidé depuis mon arrivée au centre, en DEA, en 1989. Parmi les membres de mon jury :

- A.J. HERBILLON, Professeur et Directeur du centre de pédologie Biologique du CNRS et qui a accepté d'être président,

- J. CHRETIEN, Directeur de Recherche à l'INRA-Dijon. Suite à un entretien avec lui j'ai pu entrer dans le groupe des Pédologues. Une collaboration s'est mise en place au début de ce travail de thèse qui m'a permis de découvrir et de me familiariser avec les techniques d'analyse d'images,

- P. CURMI, Directeur de Recherche à l'INRA-Rennes que j'ai rencontré pour la première fois lors de la soutenance de cette thèse et qui a accepté d'être un de mes rapporteurs,

- N. LENEUF, Professeur émérite de l'Université de Bourgogne qui, en 198, alors que je commençais une licence de Géologie, m'a fait découvrir cette discipline qu'est la Pédologie. J'ai été particulièrement honoré qu'il participe à la clôture de mon cursus universitaire,

-R. NICOU, Délégué CIRAD-CA à Ouagadougou. De notre première rencontre j'ai gardé un profond souvenir. Avec son épouse, il m'a alors accueilli au Burkina Faso dans un pays étranger pour moi tant par sa culture que par son climat. Ils m'ont permis de mener à bien mon travail d'échantillonnage dans les meilleures conditions qu'il est possible d'avoir,

- enfin, pour clore cette liste, je n'oublie pas F. BARTOLI, mon directeur de thèse avec qui j'ai travaillé pendant cinq années et dont les discussions, parfois longues, quelques fois houleuses, m'ont permis de mener à bien ce travail. Je l'en remercie vivement.

Intégré dans son équipe, les rapports que j'ai pu entretenir avec ces trois techniciens, Renée PHILIPPY, G. BURTIN et M. DOIRISSE, m'ont apporté une grande expérience tant sur le plan professionnel que sur le plan humain. Je suis sûr que Véronique GOMENDY, nouvelle recrue de l'équipe, sera aussi contente que moi d'avoir passée ces années en son sein.

Mes premiers pas dans la recherche avaient commencé une année plus tôt dans une étude plus axée sur les matières organiques des sols. Je tiens à remercier ici tout les MOX (matières organiques et xénobiotiques), F ANDREUX et ses judicieux conseils et corrections, Bernadette GERARD sans qui le carbone organique ne serait pas ce qu'il ait, Colette LAMY, Thérèse OREL, J.M. PORTAL...

Je ne peux pas citer ici toutes les autres personnes du CPB et j'espère qu'elles ne m'en tiendront pas rigueur. Je leur exprime toute ma gratitude pour leur accueil amical et toutes les formes de collaborations qu'ils ont pu m'apporter tout au long de ces années passées avec eux.

Les étudiants ne sont bien sûr pas oubliés dans mes pensées

Merci encore à toutes les personnes qui m'ont aidé dans ce travail :

- M DUBUIS et Sylvie NICQUET du CIRIL sans qui les données d'analyse d'image n'auraient pas pu être réalisées,

- Mme L. LAVILLE TIMSIT et P LECOMTE du BRGM avec lesquels j'ai beaucoup appris sur le terrain,

- Jacqueline JOFFRIN et A. KOHLER du MEB, dont les précieux conseils et enseignements m'ont permis d'acquérir cette autonomie fortement utile pour manipuler sur ce type d'appareil,

- mes meilleurs souvenirs vont également à A ANGE, premier coordinateur du projet, M FORTIER qui nous a permis d'obtenir des données de porosimétrie mercure et G BOURGEON, coordinateur final du projet que je ne saurais assez remercier.

- W HOOGMOED à qui j'exprime toutes mes amitiés ainsi qu'à son épouse Annelies

- je n'oublie pas non plus K GUYOTTE et F. CISSOKO (IER Mali) ainsi que O BADIORI et O. KORODJOUA (INERA Burkina Faso) et toute la population du petit village de Saria.

Dans ces remerciements je pense beaucoup à Laurent et Hervé à qui je souhaite bonne chance

# SOMMAIRE

<b>INTRODUCTION</b>	01
<b>CHAPITRE I : ETUDE DES SOLS DANS LEURS ENVIRONNEMENTS</b>	07
<b>I-1 LOCALISATION</b>	09
<b>I-2 CLIMAT</b>	10
<b>I-3 COUVERTURE VEGETALE</b>	12
<b>I-4 GEOLOGIE</b>	14
I-4-1 Mali	14
I-4-2 Burkina Faso	15
<b>I-5 ALTERATION ET GEOMORPHOLOGIE</b>	16
<b>I-6 MORPHO-PEDOLOGIE</b>	17
I-6-1 Mali	17
I-6-2 Burkina Faso	18
<b>I-7 PEDOLOGIE</b>	18
<b>I-8 DESCRIPTION DES SITES D'ECHANTILLONNAGE</b>	19
I-8-1 Mali	19
I-8-2 Burkina Faso	20
<b>CHAPITRE II : ETUDE DES TEXTURES, DES CONSTITUANTS ET DES PROPRIETES PHYSICO-CHIMIQUES ET STRUCTURALES</b>	21
<b>II-1 INTRODUCTION</b>	21
<b>II-2 ANALYSES DES TEXTURES ET DES CONSTITUANTS</b>	21
II-2-1 Méthodologie	21
II-2-2 Teneurs en gravillons	27
II-2-3 Granulométrie et constituants minéraux : nature, origine et réactivité	28
II-2-4 Constituants organiques : nature et réactivité	41
<b>II-3 PROPRIETES PHYSICO-CHIMIQUES ET STRUCTURALES</b>	51
II-3-1 Méthodologie	51
II-3-2 pH et cations échangeables : influence des matières organiques, impact sur les rendements	53
II-3-3 Stabilités structurales : influence des matières organiques, impact sur l'infiltration et sur les rendements	58
<b>II-4 CONCLUSIONS</b>	64
<b>CHAPITRE III : ETUDE DES MICROSTRUCTURES</b>	69
<b>III-1 INTRODUCTION</b>	71
<b>III-2 TYPOLOGIE</b>	71
III-2-1 Revue bibliographique et méthodologie	71
III-2-2 Etude des microstructures des horizons de surface	76
III-2-3 Conclusion	87

<b>III-3 ANALYSE D'IMAGE ET GEOMETRIE FRACTALE</b>	087
III-3-1 Porosités et dimensions fractales de masse (et de pore)	089
III-3-1-1 Notions de géométrie fractale	089
III-3-1-2 Analyse d'image et modélisation de la porosité	095
III-3-1-3 Porosités et dimensions fractales de masse : résultats et discussion	102
III-3-1-4 Modélisation de la porosité : résultats et discussion	112
III-3-2 Utilisation conjointe de la géométrie fractale et des géostatistiques en analyse d'image	121
III-3-2-1 Notions de géostatistiques et relation géostatistiques - géométrie fractale	121
III-3-2-2 Méthodologie	125
III-3-2-3 Utilisation conjointe des géostatistiques et de la géométrie fractale : Résultats et discussions	130
<b>CONCLUSIONS GENERALES</b>	145
<b>REVUE BIBLIOGRAPHIQUE</b>	

---

# INTRODUCTION



Cette recherche s'inscrit dans le cadre du projet européen "mécanismes d'agrégation des sols tropicaux pauvres en argiles gonflantes" débuté en 1989 et terminé en 1992, dont le maître d'oeuvre fut l'I.R.A.T (CIRAD-CA). Six partenaires y furent associés parmi lesquels quatre organismes européens (l'I.R.A.T., Le B.R.G.M., L'Université Agronomique de Wageningen et le Centre de Pédologie Biologique du C.N.R.S. où la majeure partie de ce travail de thèse a été réalisé) ainsi que deux organismes nationaux impliqués dans la recherche agronomique en Afrique (l'I.N.E.R.A. au Burkina Faso et l'I.E.R. au Mali). Les principaux domaines d'activité de chacun d'entre eux ont été reportés sur la figure 1.



Fig 1 : Carte de localisation et domaines d'activité des équipes.

Ce travail collectif s'inscrit dans une problématique de conservation du sol. Comme l'ont déjà fait remarquer Henin *et al* (1969) ou encore Charreau et Nicou (1971), les facteurs physiques interviennent au côté et en association avec d'autres facteurs, notamment chimiques et climatiques, pour contrôler la productivité agricole. Les considérer de façon indépendante relève d'une décision arbitraire, mais commode, sinon nécessaire, pour les étudier.

Les interactions entre facteurs de productivité végétale sont fortes dans une région donnée ; elles permettent d'expliquer, pour une large part, la précarité de la production agricole dans les zones soudaniennes. Ainsi, la dégradation de la structure des sols sous l'effet de la culture peut souvent être considérée comme la cause primaire de la perte de fertilité des sols (Combeau et Quantin, 1963 ; Fauck *et al*, 1969 ; Pieri, 1989). Cette dégradation s'accompagne d'une diminution de la porosité et de la stabilité structurale allant jusqu'à l'effondrement de l'architecture de la surface du sol. Elle devient alors responsable de l'accroissement du ruissellement des eaux pluviales et de l'érosion qui peut en résulter. Ainsi, s'enclenche la destruction des sols cultivés, ressource naturelle non renouvelable à l'échelle humaine.

Les sols tropicaux des savannes soudaniennes, pauvres en argiles gonflantes, apparaissent très sensibles à cette primo-dégradation physique. Ils sont particulièrement menacés par les systèmes de culture actuels où, sous les effets combinés de l'augmentation de la densité humaine et de la diminution de la productivité des terres, la place accordée aux jachères tend à diminuer.

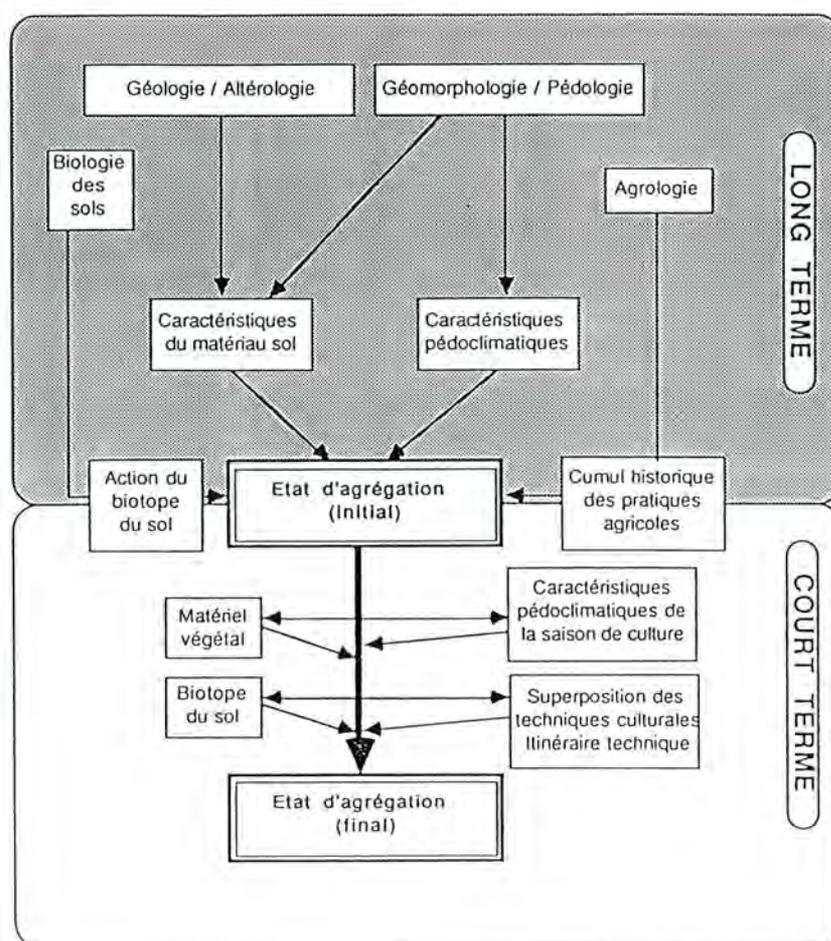


Fig 2 : Conception générale du projet CEE : états d'agrégation et échelles d'intervention des facteurs d'agrégation et de désagrégation.

La dégradation n'affecte pas de façon uniforme les terrains concernés. Ses causes ne semblent donc pas avoir partout la même influence sur les facteurs qui régissent la structure. Il convient donc d'aborder ces problèmes avec un perpétuel souci de spatialisation des effets et/ou des mécanismes mesurés ou étudiés.

Ce projet s'articulait autour de deux grande parties (Fig 2): (i) l'étude des facteurs d'agrégation et de désagrégation des sols et (ii) l'étude des états structuraux de ces sols en y intégrant tout spécialement des changements d'échelle, d'espace et de temps.

Dans ce contexte, ce travail porte surtout sur l'étude des *microstructures des horizons de surfaces des sols ferrugineux tropicaux cultivés*. Plus précisément, la partie de l'horizon de surface non perturbée par la pluie, située à près de 10 centimètres de profondeur, a été étudiée.

L'interface sol-atmosphère, c'est-à-dire les premiers centimètres et surtout les premiers millimètres du sol où se forment différents types de croûtes, n'a fait l'objet que d'observations très partielles. L'étude des croûtes a déjà été largement abordée par ailleurs, notamment par l'ORSTOM (Cazenave et Valentin, 1989).

Les sols sableux et gravillonnaires sont très pauvres en argiles (< 15%) et pris en masse, en saison sèche (Nicou, 1978). Ils se caractérisent par une porosité intergranulaire de l'ordre de 40 à 50%, sans fissures (Fauck, 1972 ; Nicou, 1974).

Notre principal effort d'analyse a porté sur l'étude des microstructures, de l'échelle de 10 microns à celle du millimètre, à l'aide de lames minces observées en microscopie électronique à balayage (électrons rétrodiffusés) et de la géométrie fractale.

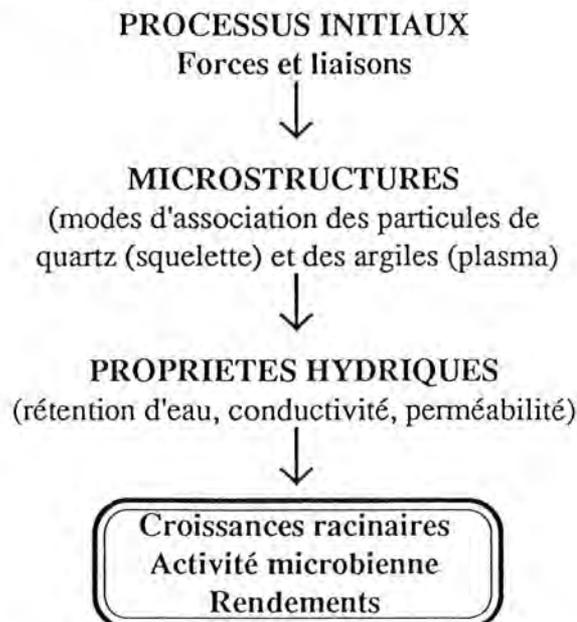


Fig 3 : Caractérisation des microstructures des sols ferrugineux tropicaux : source d'information sur les mécanismes d'agrégation sous-jacents et sur les propriétés hydriques qui en découlent.

L'objectif de caractériser ainsi les microstructures à l'aide de la géométrie fractale est double : (i) obtenir des informations sur les lois d'échelle de ces milieux poreux et sur les mécanismes d'agrégation sous-jacents (aspect fondamental) et (ii) en déduire des lois de comportement notamment celles ayant trait aux propriétés hydriques des sols et aux facteurs de contrôle de la croissance des plantes (aspect fondamental mais surtout appliqué : agronomie) (Fig 3).

**CHAPITRE I**

**ETUDE DES SOLS  
DANS LEURS  
ENVIRONNEMENTS**



## - I-1 : LOCALISATION

Les sites d'études, dans chacun des pays, sont localisés autour des stations agronomiques expérimentales de N'Tarla (Mali) et de Saria (Burkina Faso)(Fig 1-1). Les secteurs couvrent chacun 420 km<sup>2</sup>. Au Mali, 14 points d'observations ont été traités, autour de la station, sur trois essais paysans du site de Molobala. Situé à 400 km à l'Est de Bamako et à 35 km au Sud-Sud-Ouest de Koutiala, cette station, d'une altitude variant de 310 à 400 m, est à 12°10'N de latitude et 5°20'W de longitude.

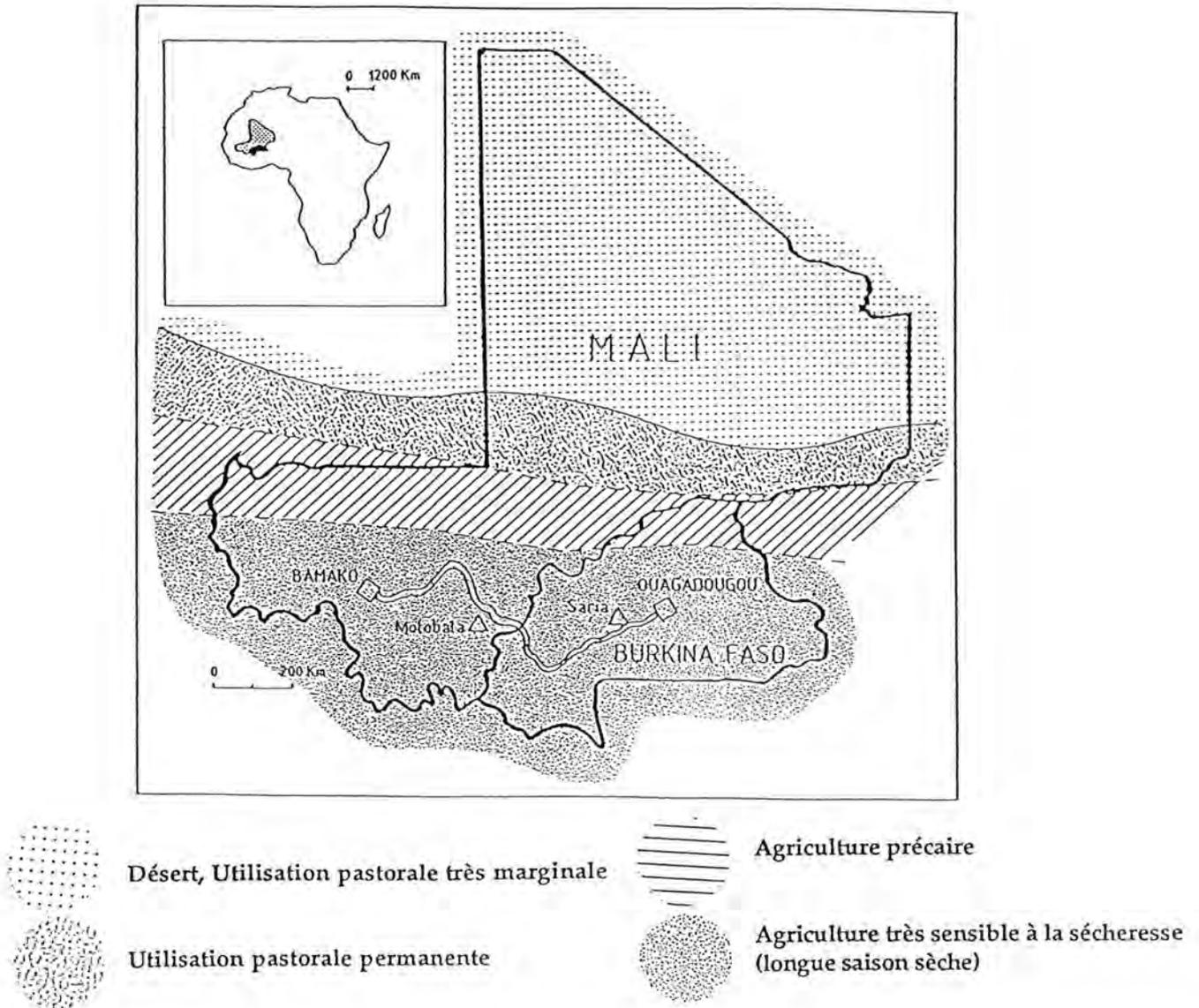


Fig 1-1 : Localisation des stations expérimentales de Molobala (Mali) et de Saria (Burkina Faso) sur la carte des grandes zones agroclimatiques de l'Afrique de l'Ouest.(Pieri, 1989)

Au Burkina Faso, 24 points d'observations ont été étudiés sur des essais paysans, entre la station et le village de Vili, et 45 autres points sur un essai contrôlé de la station même. Située à 80 km à l'Ouest de Ouagadougou et à 23 km à l'est de Koudougou, elle est à la même latitude (12°16'N) que celle de N'Tarla. Sa longitude est de 2°9'W et son altitude varie de 240 à 340 m.

## - I-2 : CLIMAT

Le climat de la zone de travail est de type soudano-sahélien (Pieri, 1989) ou tropical atténué (Peguy, 1970). Deux grands anticyclones<sup>1</sup>, parmi les quatre agissant en Afrique de l'Ouest, sont responsables de la bi-saisonnalité caractéristique des climats tropicaux :

- l'anticyclone de Sainte-Hélène avec des masses d'air tièdes et humides (H=40%) de secteur Sud-Sud Ouest, de type mousson. En cinq mois, généralement de mai à septembre, 600 à 1000 mm de pluie (820 mm à Saria et 830 mm à Molobala<sup>2</sup>) tombent sur cette zone ; le plus fréquemment sous forme de violentes tornades.

Au cours d'une tornade, l'intensité des pluies est moyenne (10 à 30 mm/h pendant quelques minutes) dans sa phase préliminaire, passe par un maximum (40 à 100 mm/h pendant 20 mn avec des paroxysmes à 150-200 mm/h) dans son cœur, puis devient faible (10 puis 5 à 1 mm/h pendant des périodes de 1 à 2 heures) dans sa traîne (Casenave et Valentin, 1989).

L'état structural des sols est très affecté par de tels régimes de pluie. On note l'apparition d'effet de splash, d'encroûtement de surface, de ruissellement et d'érosion.

- l'anticyclone du Sahara et ses alysiées continentaux secs (H<10%) et chaudes, de secteur Nord-Nord Est, de type harmattan. Son action s'étend d'octobre à avril. Les précipitations sont quasiment nulles et les températures peuvent dépasser les 40° C. Le rayonnement au sol atteint 400 à 600 cal/m<sup>2</sup>/jour. Cette saison est qualifiée de sèche ou d'hivernage.

On appelle front intertropical (F.I.T.), ou inter-tropical convergence zone (I.T.C.Z.), la trace au sol de la limite d'action harmattan-mousson. Cette limite, de direction Est-Ouest, se déplace au cours d'année. Le régime des pluies et les irrégularités inter-annuelles sont liés à la variabilité de propagation de ce front. Lorsqu'il est en position méridionale, un déficit pluviométrique se généralise et est à l'origine de l'apparition de périodes de sécheresse, comme celles de 1910-1916, 1941-1945 et la dernière qu'il est d'usage de faire commencer en 1968. Calculés, pour les 25 dernières années, de 1961 à 1985, et comparés à la normale, les déficits sont de 18% au Mali et 13% au Burkina Faso<sup>3</sup> (Le Borgne, 1990).

---

<sup>1</sup> Ils portent les noms des Açores, du Sahara, de Sainte Hélène et du Transvaal

<sup>2</sup> moyenne sur 12 ans (G. Mars, rapport interne)

<sup>3</sup> on note déjà un déficit de 27% à Ouagadougou en 1965

Les dessèchements<sup>4</sup> répétés et prolongés provoquent une prise en masse des horizons superficiels.

Pour comparer la pluviométrie des années d'échantillonnage aux moyennes sur plus de 30 ans de la station la plus proche, il a été réalisé (Bourgeon, 1992) des graphes combinant la pluviométrie des années 1988, 1989, 1990 et 1991, représentée par des histogrammes, et la pluviométrie moyenne, représentée par une courbe (Fig 1-2).

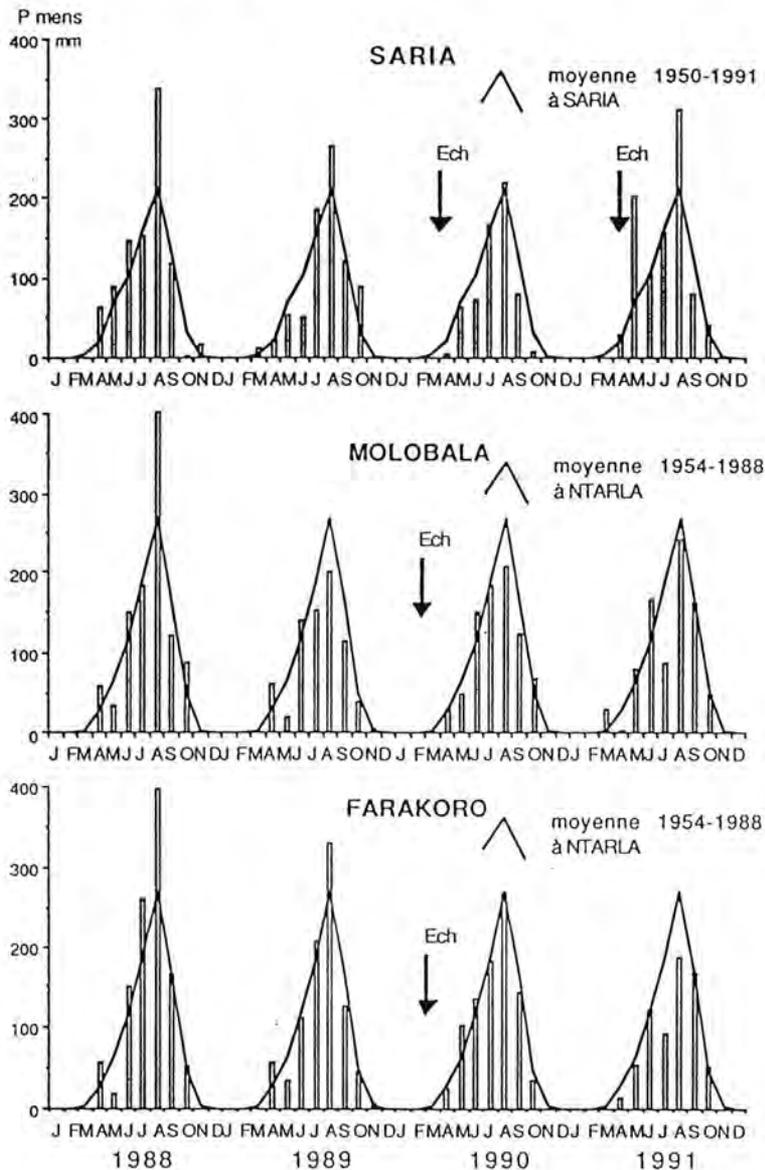


Fig 1-2 : Pluviométrie, sur 4 années, sur les stations de Saria (Burkina Faso) et de Molobala (Mali), comparée à la moyenne sur plus de 30 ans. Ech ↓ = date de prélèvement.

<sup>4</sup> il convient d'être prudent dans l'emploi de ce terme car, à l'échelle du siècle, l'analyse des séries chronologiques des pluviométries ne permet pas de conclure à l'existence d'une "tendance" au dessèchement (Eldin, 1984 in Pieri, 1989).

Par rapport aux moyennes établies sur plus de 30 ans, seule l'année 1988 présente une pluviosité nettement exceptionnelle dans les deux régions concernées par le projet. Il s'agit de l'année qui a précédé la première campagne d'observations et d'enquêtes.

Les saisons pluvieuses 1989 et 1990, qui ont précédé les campagnes de prélèvement en milieu paysan, ont été très proches de la normale. Les conditions d'échantillonnage sont donc représentatives sur le plan de la pluviosité.

### - I-3 : COUVERTURE VEGETALE

L'occupation des sols a pris un essor considérable depuis la seconde moitié du siècle.

Au Burkina Faso, elle est dense et ancienne avec une multiplication des concessions depuis 1952. L'analyse de la couverture pédologique par les photos aériennes montre qu'en 1952 l'occupation des terres était déjà très importante avec notamment un fort aménagement des parcelles dans les hauts de versant. Depuis, ces zones ont été abandonnées au profit des remblais alluviaux largement défrichés entre 1981 et 1988. Cet état peut être rattaché à l'abaissement des nappes phréatiques et à un meilleur drainage de ces terres sous les effets de la décennie de sécheresse qui a frappé récemment cette région. L'agriculture est vivrière et manuelle. L'élevage bovin, réduit, est largement géré par les Peuls.

Au Mali, l'occupation est plus forte. En 1952, l'agriculture était largement itinérante. Vingt pour cent des surfaces cultivées étaient emblavées et gérées en petites parcelles, généralement dans les bas fonds, autour des villages. A partir des années 70, l'introduction du coton a considérablement transformé l'agriculture. Alors que les surfaces parcellaires péri-villageoises restaient quasiment les mêmes, une expansion spectaculaire a eu lieu dans les parties hautes du modelé. En 1988, il est estimé à 60% la part de la surface cultivée. Cette introduction du coton s'est accompagnée par de rapides progrès de la culture attelée, aujourd'hui quasiment généralisée. L'élevage bovin est important et autochtone.

La végétation, de type savanne arbustive, boisée à l'origine, est maintenant très clairsemée, en particulier sur le secteur de Saria (Burkina Faso) où presque la totalité de la surface disponible est cultivée. Les deux principaux types de cultures sont le sorgho (*Sorghum bicolor*) et le mil (*Pennisetum americanum*) qui sont les céréales constituant la base de l'alimentation. Parmi les cultures secondaires on rencontre le niébé (*Vigna unguiculata*), et le maïs (*Zea mays*) utilisé comme culture de rente.

Autour de Molobala (Mali), la savanne est mieux conservée dans l'ensemble. Les cultures sont plus diversifiées. L'introduction du coton (*Gossypium hirsutum*), à vocation commerciale, s'est considérablement développée depuis plusieurs années. A Molobala son rendement est de 1300 Kg/ha alors que celui du sorgho et du mil n'est que de 1000 Kg/ha.

Les cultures sont très souvent associées par deux, ou plus, sur une même parcelle. Une telle pratique diminue le risque d'échec cultural et permet d'offrir un avantage substantiel au niveau des rendements totaux mais aussi une plus grande stabilité au cours de plusieurs saisons. Le système de rotation triennal se développe de plus en plus.

Les jachères tendent à diminuer de par l'augmentation du besoin en terre. Elles sont pourtant nécessaires pour pallier l'appauvrissement des sols et lutter contre l'érosion.

L'évolution des rendements est grandement corrélée aux apports de fertilisants (Morel et Quantin, 1972 ; Pieri, 1989). A Saria (Burkina Faso) (Fig 1-3). Trois traitements ont été sélectionnés pour la suite de cette étude : un traitement témoin T, un traitement T2 (Paille enfouie + fumure minérale faible) que nous résumerons par le terme "traitement à fumure minérale" et un traitement T5 (40t/ha/an de fumier les années paires + fumure minérale forte) résumé par le terme "traitement à fumure organique". Pour le sorgho, ils sont de l'ordre de 315 kg/ha/an pour le traitement témoin (T), de 1280 kg/ha/an avec de la fumure minérale (T2) et atteignent 2920 kg/ha/an avec l'apport de fumure organique (T5). Pendant les deux années de prélèvement ils sont supérieurs avec respectivement 514, 1440 et 3540 kg/ha/an.

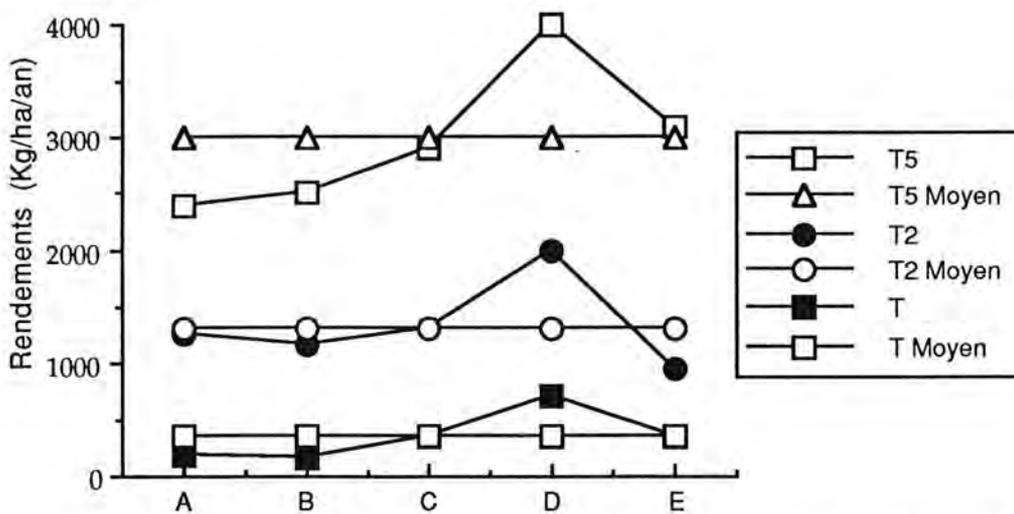


Fig 1-3 : Evolution des rendements, en sorgho (grains), sur la station burkinabées de Saria, depuis 1963, dans les parcelles soumises à différents traitements (T, T2 et T5).  
 A = 1963-1970 (phase initiale) - B = 1971-1978 (après acidification) - C = 1979-1983 (après chaulage) - D = 1988 - E = 1989.

A Molobala (Mali), les rendements en sorgho sont de l'ordre de 1000 à 1200 kg/ha/an et ceux de coton de 1100 à 1200 kg/ha/an (Sissoko, 1992). Comparativement à ceux des sols témoins des années précédentes, ils sont également supérieurs.

L'effet de la fumure organique sur les rendements est spectaculaire alors que celui de la fertilisation minérale, bien que significatif, est plus modéré (Fig. 1-4).

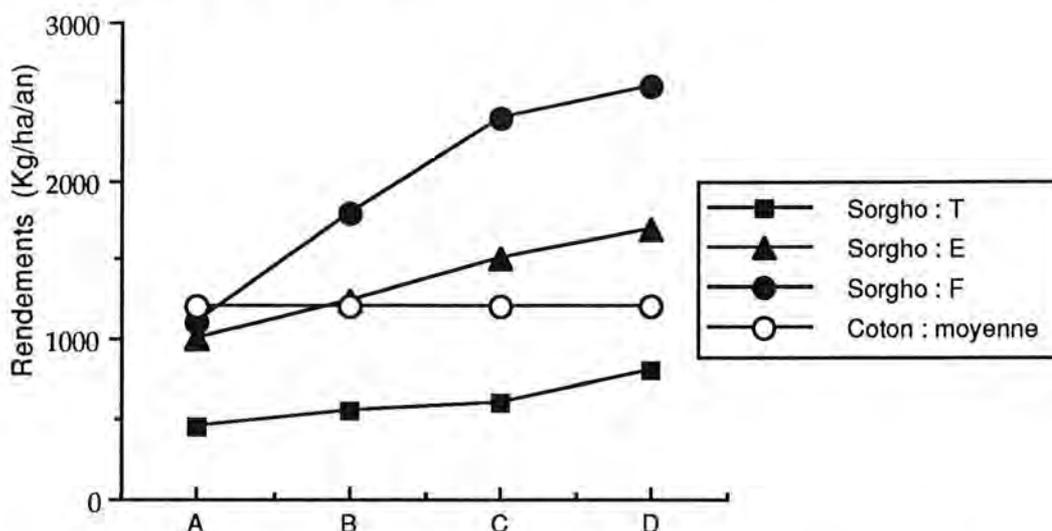


Fig 1-4 : Evolution des rendements en coton (fibres) et en sorgho (grains) sur le site malien de Molobala dans des sols soumis à différents traitements : T = sans engrais - F = fumier - E = engrais minéral. A, B, C et D correspondent à des cycles culturaux d'un an.

## - I-4 : GEOLOGIE

### - I-4-1 : Mali :

Autour de Molobala, les formations géologiques, attribuées au Précambrien A (600-1000 M.A.), sont sédimentaires et schisto-gréseuses. Elles présentent la stratification quasi-horizontale suivante (Bassot *et al*, 1981) (Fig1-5) :

- **Grès de Bandiagara (400 à 800 m)**: Sédiment fluviatile quartzitique et arkosique à tendance conglomératique, à banc continu, au sommet, et à séquence à granulométrie décroissante, à la base, avec stratifications entrecroisées abondantes. Certaines couches présentent une forte quantité de ciment silico-ferrugineux alors que cette abondance est faible dans d'autres. Cette forte recristallisation les rend, dans l'ensemble, beaucoup plus durs que ceux de Koutiala.

- **Grès de Koutiala (20 à 200 m)** : Sédiment marin rose ou jaune, à grains hétérogènes, moyens à grossiers, très friable, car moins silicifié, ce qui se traduit, dans le paysage, par de grandes régions sablonneuses.

- **Schistes (marins) de Toun (100 à 300 m)** : Plaquettes de schistes, relictuelles, ferrugineuses, violacées, intimement mêlées aux nodules et gravillons latéritiques épandus en surface. Présence également de dolomies argileuses, jaspes et grès fins.

Un épisode volcanique, d'âge Permien (200-300 M.A.), s'est traduit, dans le paysage, par la présence de dolérites.

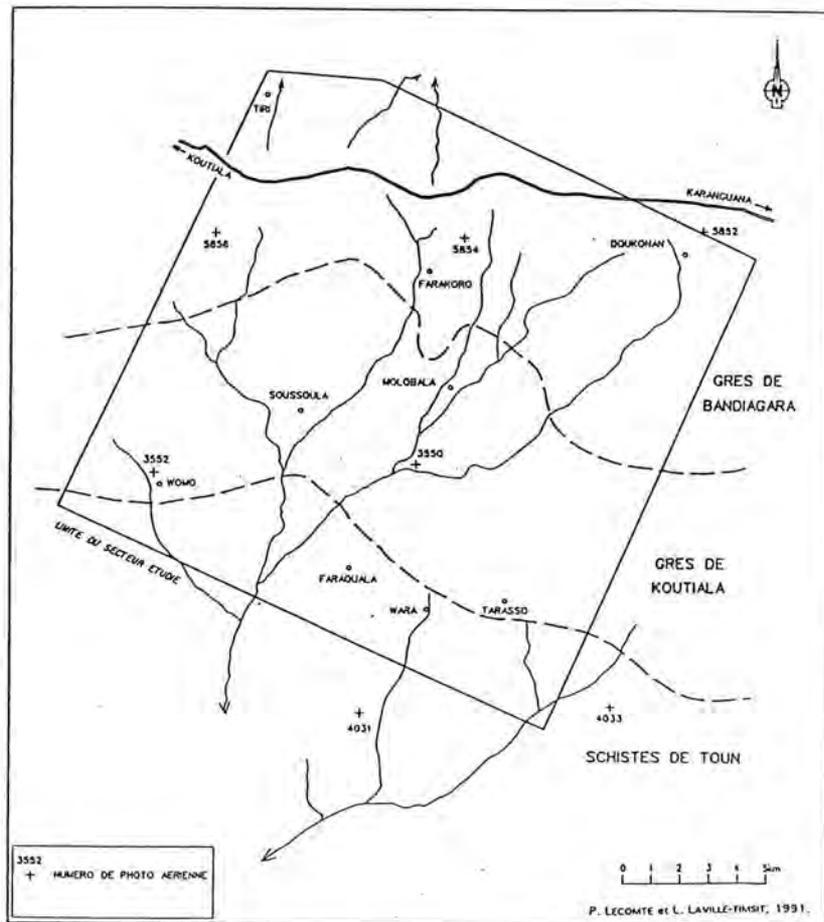


Fig 1-5 : Molobala : esquisse géologique du secteur étudié (Lecomte et Laville Timsit, 1991)

#### - I-4-2 : Burkina Faso :

Plus ancienne qu'au Mali (Précambrien D = 2600 M.A.), les formations géologiques sont cristallines plus ou moins métamorphisées. Le substratum est formé d'un ensemble de migmatites et granites, de type granodiorites calco-alcalins, indifférenciés avec des filons de pegmatites. Ces couches ont été métamorphisées lors d'une première orogénie datée de 2600 M.A. En leur sein se trouve dispersés des septa de roches vertes (s.l.), schisteuses et laminées, de type ortho-amphibolite, pyroxène (Fig1-6).

Une seconde orogénie, attribuée au Précambrien C (2200 M.A.) a mis en place un massif intrusif à tonalite appelé massif de Saria.

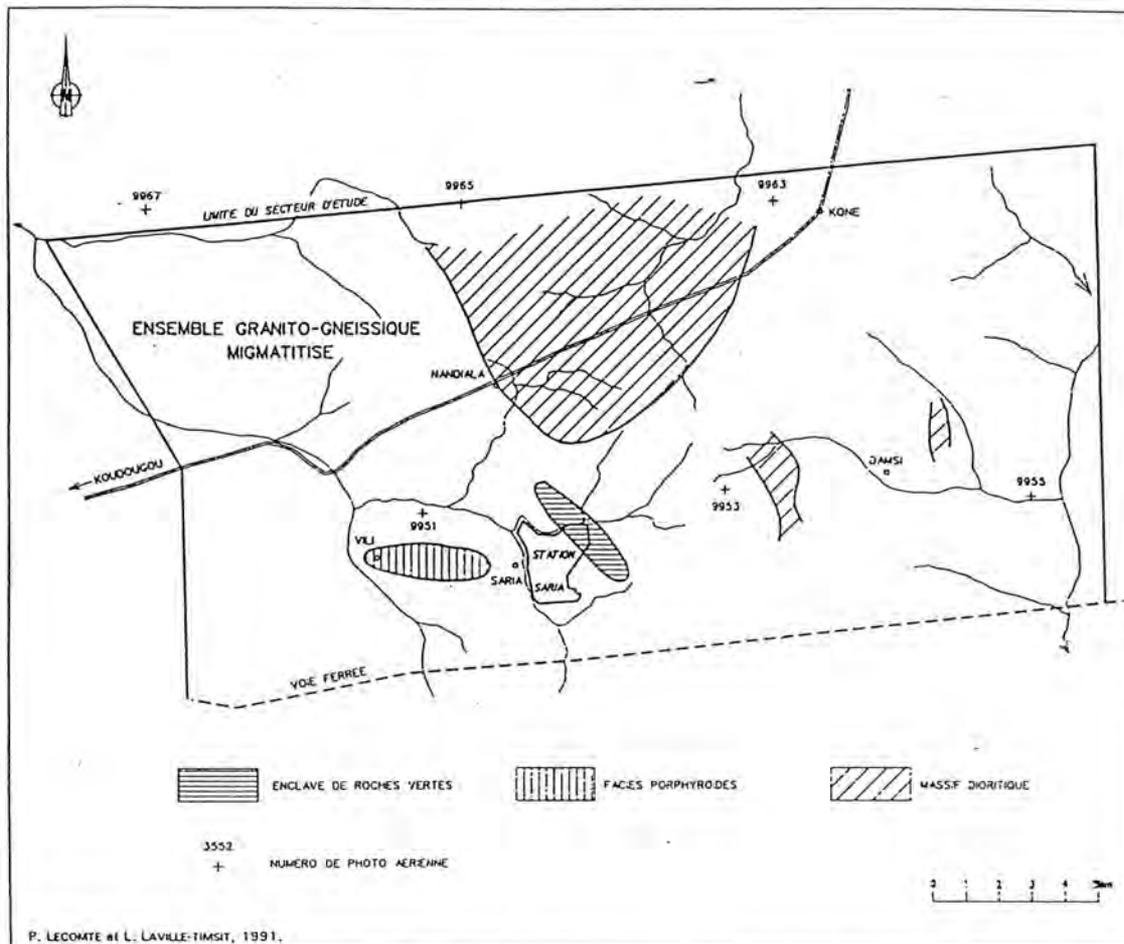


Fig 1-6 : Saria : esquisse géologique du secteur étudié. (Lecomte & Laville Timsit, 1991)

## - I -5 : ALTERATION ET GEOMORPHOLOGIE

Le principal type d'altération observé en Afrique de l'Ouest est la latérisation (Bocquier *et al*, 1984 ; Nahon, 1986 ; Freyssinet, 1991). Les éléments solubles (alcalins, alcalino-terreux, minéraux primaires) des formations géologiques sont lessivés. Les éléments, tels les oxydes de fer ou l'alumine, s'accumulent in situ ce qui confère aux paysages leur coloration rouge typique. Leur concentration, par évolution minéralogique, provoque un phénomène de cuirassement.

Cette cuirasse latéritique est elle-même dégradée en éléments meubles friables, déferruginisés.

Le profil type généré par ces phénomènes d'altération se caractérise par, de haut en bas, un horizon de surface déferruginisé, un ensemble cuirasse-carapace, un horizon à argile tachetée de néoformation, de type kaolinite, et par la roche mère altérée (ou saprolite).

Si les deux secteurs étudiés appartiennent au même canevas altérologique de cuirassement latéritique, ils ont, cependant, dans le détail, une série de traits spécifiques qui les différencient et qui résultent essentiellement de la différence du contexte géologique.

Dans le secteur de Saria (Burkina Faso) le profil d'altération est très développé sur le substrat granitique et présente la séquence complète. Le cuirassement, qui s'étend quasiment partout, est caractéristique du plateau Mossi. La morphologie régionale y est homogène : les formes sont amples au niveau des interfluves, avec une surface légèrement bosselée dans le détail (de l'ordre déca à hectométrique).

Dans le secteur de Molobala (Mali), les profils d'altération sont peu développés, en relation avec un substrat schisto-gréseux minéralogiquement pauvre. De plus, chaque entité lithologique induit des caractéristiques qui lui sont propres, tant au niveau du développement du profil d'altération qu'au niveau du modelé. Le cuirassement n'est pas partout présent et les formes du relief montrent une morphologie nettement différenciée selon la nature du profil, latérisé ou non, et du substrat. Elle est tabulaire sur les grès, molle et envasée sur les schistes.

## - I - 6 : MORPHO-PEDOLOGIE

La cartographie de reconnaissance effectuée conjointement par le C.I.R.A.D. (A. Angé et R. Bertrand) et le B.R.G.M. (L. Laville-Timsit et P. Lecomte) a permis de différencier des unités morpho-pédologiques (U.M.) de référence.

### - II-6-1 : Mali :

Mis à part les affleurements de grès (U.M.I), on distingue (Pl. I) :

- un plateau sommital cuirassé au sommet de grès de Bandiagara dit **haute surface cuirassée** (U.M.II)
- un versant complexe avec recoupements de la pile de grès en plusieurs surfaces d'érosion. La première entaille des produits d'altération de type ferrallitique et donne naissance à un **haut glacis et haut versant** (U.M.III) aux sols fortement tronqués. Aujourd'hui, un horizon de transit très sableux recouvre directement les horizons de ce profil. La seconde s'est développée au détriment de ce profil créant une **basse surface cuirassée remaniée** (U.M.IV) qui donne naissance à des sols hydromorphes et de longs glacis remaniant des colluvions sablo-limoneuses et des matériaux gravillonnaires. La troisième surface d'érosion, appelée **intermédiaire** (U.M.V), entaille les grès de Koutiala et donne naissance à des glacis aux sols rubéfiés, modestement argileux reposant sur un matelas d'argiles sableuses colluviennes. Sur ces deux dernières surfaces le décapage est très actif et le ravinement engendré est une menace pour les sols. La quatrième surface, appelée **surface d'érosion à sols hydromorphes** (U.M.VI), a fortement déblayé les colluvions rouges et le matelas d'argiles sableuses. Elle entaille les altérites façonnant ainsi de longs glacis-versants à sols décolorés, déferrifiés, colmatés et peu propices au développement biologique. Dans ces sols, l'engorgement est prononcé et de longue durée. La dernière surface est récente et forme un véritable **versant** (U.M.VII) à

remplissage alluvial aboutissant à un **delta**, subactuel, dit de Koutiala (U.M.VIII).

### **-I-6-2 : Burkina Faso :**

Six grandes unités morpho-pédologiques (U.M.) ont été différenciées. Le modelé a été façonné en 5 grandes phases (Pl. II) :

- un **sommet d'interfluve** (U.M.I) formé par des reliques de la cuirasse supérieure.
- un **haut de versant**, situé juste après une phase d'aplanissement, est formé par le démantèlement et l'incision de la cuirasse inférieure. Il possède un important héritage ferrallitique plus ou moins remanié. Les caractéristiques de drainage ont permis de distinguer une unité à **évacuation rapide des eaux** (U.M.II) d'une unité à **évacuation médiocre** (U.M.III).
- les **bas de versant** (U.M.IV) séparés du précédent par une rupture de pente nette. Les sols, affectés par des processus de carapacement en lamelle et recouverts par d'épaisses colluvions, sont souvent appauvris en surface par lessivage. Ils sont creusés dans un matériel localement plus riche en argiles gonflantes et hydromorphe.
- le **remblai alluvial** (U.M.V) est un puissant dépôt matelassant le bas de versant.
- les **dépôts alluvions**, dans les bas fonds, sont récents et forment l'unité VI.

## **- I-7 : PEDOLOGIE**

Les glacis constituent l'essentiel de la surface agricole et les sols trouvés, dans leur immense majorité, sont ferrugineux tropicaux (C.P.C.S, 1967) ou Alfisols (Soil Taxonomy). Ces sols ont tout particulièrement été étudiés par Fauck (1972).

Ils résultent le plus souvent d'une transformation sur place des anciennes couvertures pédologiques ferrallitiques. La distinction entre ce qui est dû aux évolutions anciennes, et ce qui résulte de l'évolution actuelle n'est pas toujours évidente. Les caractéristiques des matériaux sont, pour une large part, celles de la pédogénèse ferrallitizante. Pour cette raison, les sols ferrugineux, et une partie des sols ferrallitiques, ont parfois été regroupés dans la même classe des fermonosols (ORSTOM, 1979). Ce terme traduit :

- une forte libération des oxydes de fer, colorant vivement les profils, qui se produit au cours de la pédogénèse,
- une néoformation d'argiles de type 1/1.

## - I-8 : DESCRIPTION DES SITES D'ECHANTILLONNAGE

Les campagnes d'échantillonnages d'horizons de surface Ap ont été effectuées en milieux contrôlés (essais agronomiques) et en milieux paysans. Deux secteurs d'étude, de 500 à 100 ha chacun, ont donc été choisis l'un au Mali sur grès et l'autre au Burkina Faso sur granito-gneiss (Pl. I & II)

### - I-8-1 : Mali :

#### Prélèvements en milieux contrôlés : (12 échantillons)

Les prélèvements ont été effectués en février 1990 sur les cultures de 1989. Trois parcelles, où étaient pratiqués assolements et rotations de cultures<sup>5</sup>, ont été retenues (ancien essai pérenne abandonné). Quatre sites, opposés à la fois par leur position topographique et par le type de rotation opéré, ont été sélectionnés dans chacune de ces parcelles (Pl.II).

Deux des parcelles se situent dans l'UM III de haut de versant. Il s'agit des essais agronomiques suivants :

- essai VI (ou essai Beli Traoré) situé entre Molobala et Farakoro sur sols ferrallitiques plus ou moins tronqués. Les rotations sont de type coton (Rot. A, Ech. VI5 et VI10) et jachère (Rot. B, Ech. VI3 et VI11).
- essai VII (ou essai de Lassine Dembelé) proche du village de Farakoro, sur sols hydromorphes à gley dans un glaciais d'épandage polyphasé. Les rotations sont de type sorgho (Rot. A, Ech VII14 et VII17) et jachère (Rot. B., Ech. VII15 et VII19).

- la troisième parcelle se situe dans l'UM VIII. Il s'agit de l'essai V (essai Tidjani Traoré) sur sols ferrugineux tropicaux non lessivés dans des alluvions subactuelles. Sur les deux rotations le type de culture est le même et de type mil-niébé (Ech. V1, V10, V12 et V19).

#### Prélèvements en milieux paysans : (3 échantillons)

Trois autres échantillons des horizons de surface ont été prélevés, en février 1989, le long d'une toposéquence Soussoula-Farrouala située en milieu paysan. Le premier (M.1) a été prélevé juste sous le plateau sommital, dans le haut de versant, où les sols semblent peu évolués et pédoturbés. Le second (M.2) se situe en bas de versant entre Soussoula et Farrouala. Les sols ont des profils semblables à ceux du haut de versant. Le troisième (M.3), prélevé au Sud-Est de Farrouala, est colluvionnaire et légèrement hydromorphe.

---

<sup>5</sup> La présence d'épisodes avec jachères différencie la rotation B de la A  
Rot A : Coton/Sorgho/Mil Niébé/Coton/Sorgho/Mil Niébé  
Rot B : Jachère/Jachère/Mil Niébé/Coton/Sorgho/Mil Niébé

### - I-8-2 : Burkina Faso :

#### Prélèvements en milieux contrôlés : (30 échantillons)

Ils ont été effectués en 1990 et 1991 sur l'essai "entretien de la fertilité" de Saria vieux de 15 ans et subdivisé en 6 blocs égaux (Pl. II). Trois rotations de cultures et six traitements ont été appliqués de façon aléatoire sur chaque bloc selon les méthodes statistiques classiques. Sur les six traitements effectués sur cet essai, les trois ci-avant définis (I-3) ont été retenus.

Sur les trois types de rotations biennales effectuées, les rotations sorgho/sorgho et sorgho/coton ont été choisies. En 1990, année paire, l'essai a uniquement été cultivé avec du sorgho. Quinze échantillons ont été prélevés en février 1990. En avril 1991, 30 nouveaux échantillons ont été prélevés en opposant deux types de rotations ; 15 sur les mêmes sites qu'en 1990 sous culture de sorgho et 15 autres sous culture de coton.

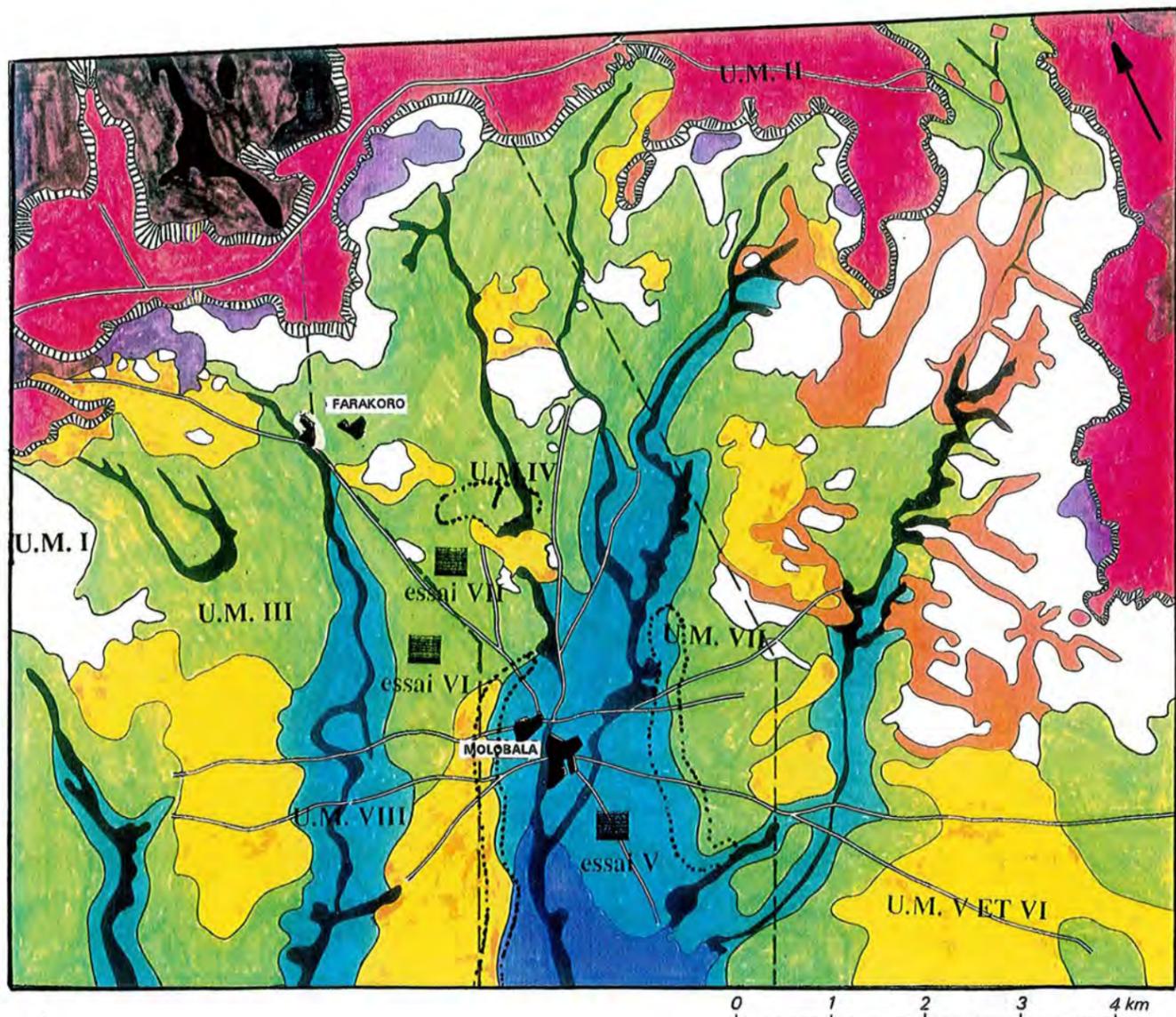
#### Prélèvements en milieux paysans : (27 échantillons)

Trois premiers échantillons d'horizons de surface ont été prélevés, en février 1989, dans le secteur Nord-Est de Saria. Un premier (Bf. 1) est situé au pied d'un talus recouvert par un démantèlement de la cuirasse, un second (Bf. 2) dans le haut de versant et le dernier (Bf. 3) en bas de versant. (Pl. II).

Deux petits bassins versants (Pl. II) ont été sélectionnés pour un échantillonnage plus systématique entrepris en avril 1991:

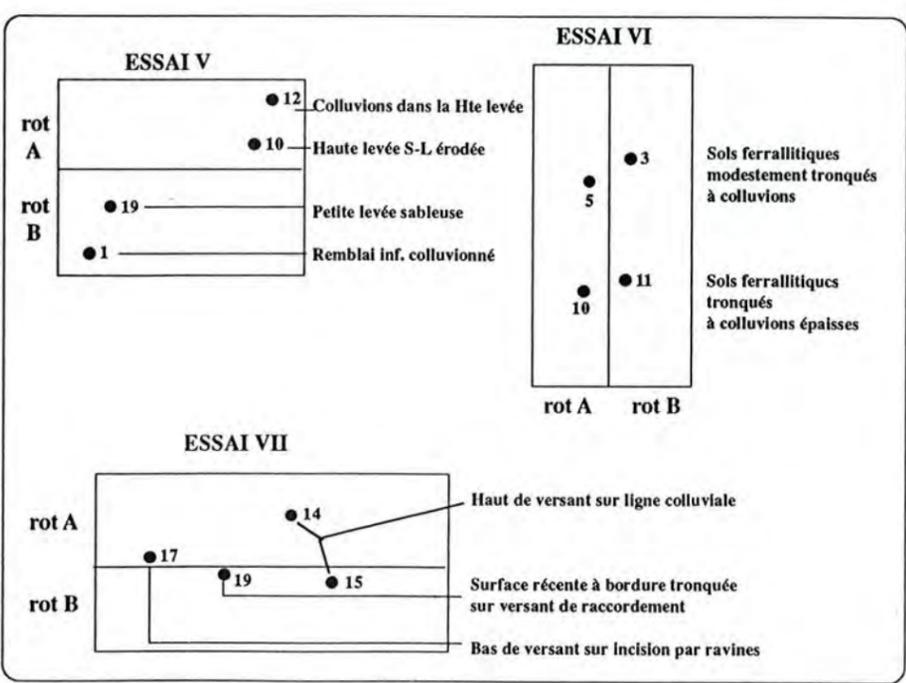
- le secteur Nandiala Ouest sur migmatite et granite à grains fins. Il est subdivisé en sous secteur Nandiala Sud-Est et sous secteur Nandiala Sud-Ouest. Dans le premier, un échantillonnage a été opéré dans un faciès de démantèlement de cuirasse (Ech. 220, 215 et 224), dans un bas de versant carapacé sous culture de sorgho sans fumier (Ech. 221, 225 et 229) et dans un chenal de remblai alluvial avec effet de fumier (Ech. 207 et 234). Le second secteur a permis de sélectionner des échantillons sur glacis de piemont avec effet de fumier (Ech. 321 et 325), sur colluvions polyphasées sur carapace de nappe avec effet de jachère (Ech. 316 et 319) et sur produits de démantèlement de la carapace avec effet de fumier (Ech. 302 et 303).

- le secteur Ouest Vili-Saria sur pegmatites à grains grossiers. Subdivisé en trois sous secteurs, il a permis de sélectionner des échantillons sur sols gravillonnaires sur carapace avec effet de fumier (sous secteur Nord-Est Vili-Saria, Ech. 401 et 414), sur sols hydromorphes avec effet de jachère (sous secteur Nord-Ouest Vili-Saria, Ech. 515 et 516). Dans le troisième sous secteur (Nord-Ouest Vili-Saria), deux échantillons ont été prélevés sur une butte témoin avec effet de fumier (Ech. 644 et 646), deux autres sur glacis de piemont avec effet de jachère (Ech. 633 et 635) et deux derniers sur colluvions argileuses avec effet de fumier (Ech. 619 et 620).



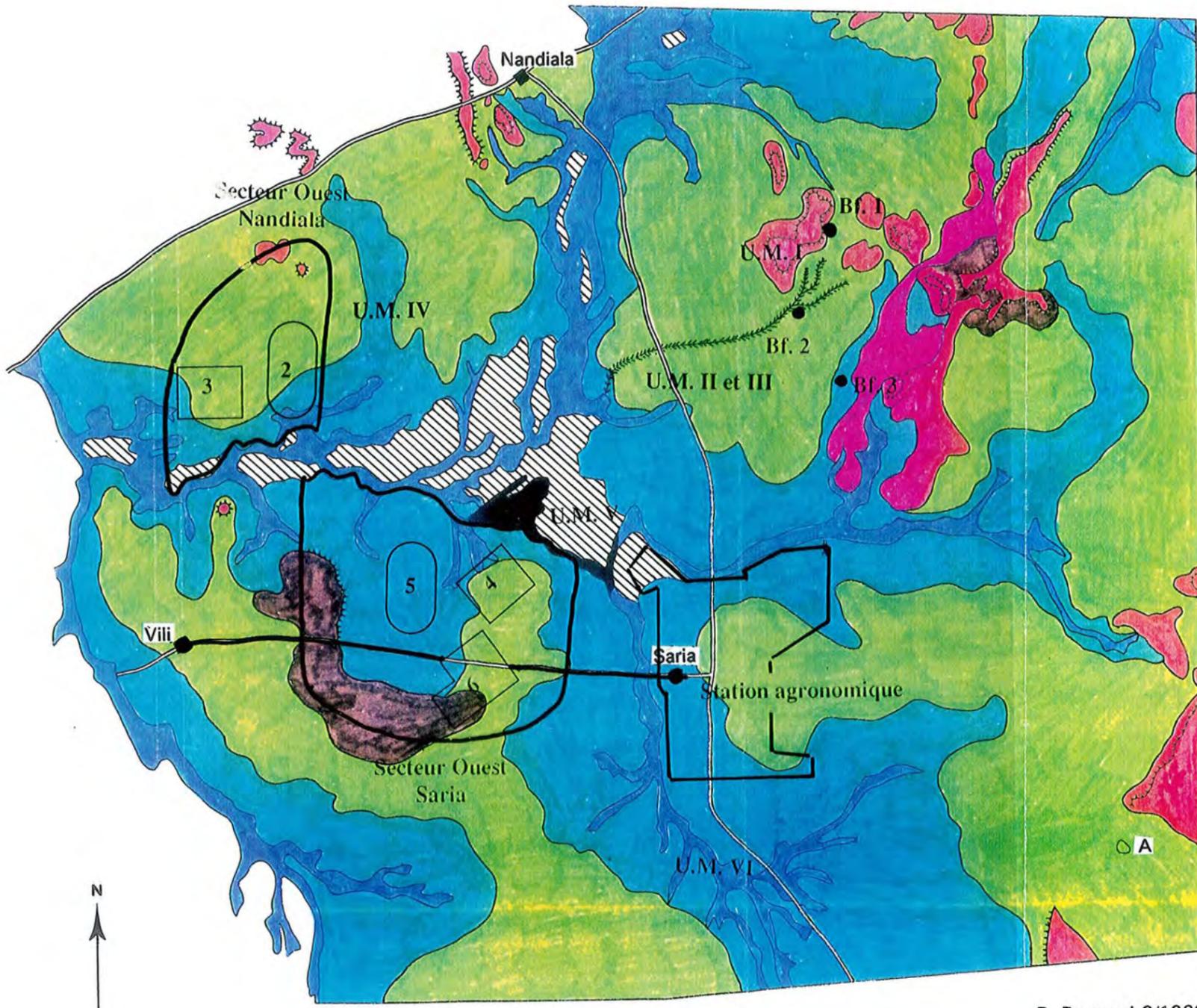
CARTE MORPHOPÉDOLOGIQUE DE RECONNAISSANCE DU SITE DE MOLOBALA (MALI)

IDENTIFICATION GEOMORPHOLOGIQUE	FIG.	MATERIAUX - FORMATIONS SUPERFICIELLES	MORPHODYNAMIQUE ACTUELLE	REGIME HYDRIQUE	SOLS
"PLATEAU" SOMMITAL	TALUS	Grès argilo-ferrugineux, ± induré, stratification fruste, granulométrie variable, altération ferromossialitique	Erosion régressive. Eboulements localisés.	Drainage externe excessif.	Bruts d'érosion.
	VALLEE ELARGIE	Colluvions sablo-argileuses sur grès siliceux à moins de 1 mètre de profondeur.	Ruissellement diffus intense et généralisé, ruissellement concentré.	Drainage externe excessif. Engorgement en profondeur.	Peu évolués de transit.
	AXE D'ECOULEMENT	Colluvions sablo-argileuses d'épaisseur supérieure à 1 m.	Ruissellement concentré.	Engorgement saisonnier.	Hydromorphes à pseudogley.
	VERSANT ENTAILLE	Grès argilo-ferrugineux ou colluvions argilo-ferrugineuses ± indurés sur grès siliceux.	Ruissellement diffus très intense et ruissellement concentré.	Drainage externe excessif.	Peu évolués d'érosion.
	"PLATEAU" STRUCTURAL	Grès argilo-ferrugineux avec altération héritée ferromossialitique indurée en surface. Cuirasse ± démantelée.	Ruissellement diffus généralisé, intense. Démantèlement de la cuirasse.	Engorgement superficiel saisonnier et/ou drainage interne rapide.	Peu évolués de transit sur carapace ou sur matériau ferromossialitique.
VERSANTS	AFFLEUREMENTS DE GRES AVEC RELIEFS RUINIFORMES	Grès siliceux avec stratifications entrecroisées fréquentes et dragées de quartz	Désagrégation granulaire d'intensité variable selon les couches.	Drainage externe excessif.	Pas de sol.
	REPLATS STRUCTURAUX	Colluvions sablo-argileuses peu épaisses (< 1 m) sur grès siliceux.	Colluvionnement, transit de matériaux, ruissellement diffus et concentré.	Engorgement de profondeur fréquent.	Peu évolués de transit dans matériau ferromossialitique.
	ENTAILLES DES GRES AVEC REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE	Colluvions sablo-argileuses souvent très épaisses.	Ruissellement diffus, accumulation de sédiments, transit de matériaux.	Drainage interne bon sauf localement.	Peu évolués d'apport colluvial sur matériau ferromossialitique.
	GRES SUBAFFLEURANTS, FACIES RETICULE OU VERMICULE	Colluvions de transit sablo-argileuses peu épaisses (< 80 cm) sur grès siliceux fin.	Ruissellement diffus très intense et généralisé, décapage généralisé.	Engorgement saisonnier très fréquent sur de vastes surfaces.	Peu évolués de transit à faciès souvent hydromorphe.
	HAUT DE VERSANT	Colluvions argilo-ferrugineuses d'épaisseur variable, mais souvent forte, sur grès. Voile de transit sableux de surface	Ruissellement diffus très intense et généralisé, nombreuses entailles et ravines.	Drainage interne bon jusque vers 1 m. Engorgement saisonnier profond ± marqué.	Rubéfiés appauvris sur matelassage colluvial ferromossialitique.
	BAS DE VERSANT	Colluvions argilo-ferrugineuses épaisses.	Ruissellement diffus intense et généralisé.	Engorgement très marqué (ensemble du profil) en saison pluvieuse.	Hydromorphes à pseudogley, blanchi dans matériau ferromossialitique hérité.
VALLEES	AXES DE DRAINAGE	Alluvo-colluvions d'épaisseur et de granulométrie variables.	Atterrissements locaux, sédimentation à sables très fins.	Inondations temporaires de courte durée. Battement de nappe de forte amplitude.	Hydromorphes à amphigley.
	BAS FONDS SUSPENDUS	Alluvo-colluvions argilo-sableuses.	Ruissellement diffus, remaniements granulométriques anthropiques par billonnage.	Engorgement saisonnier total du profil.	Hydromorphes à pseudogley.

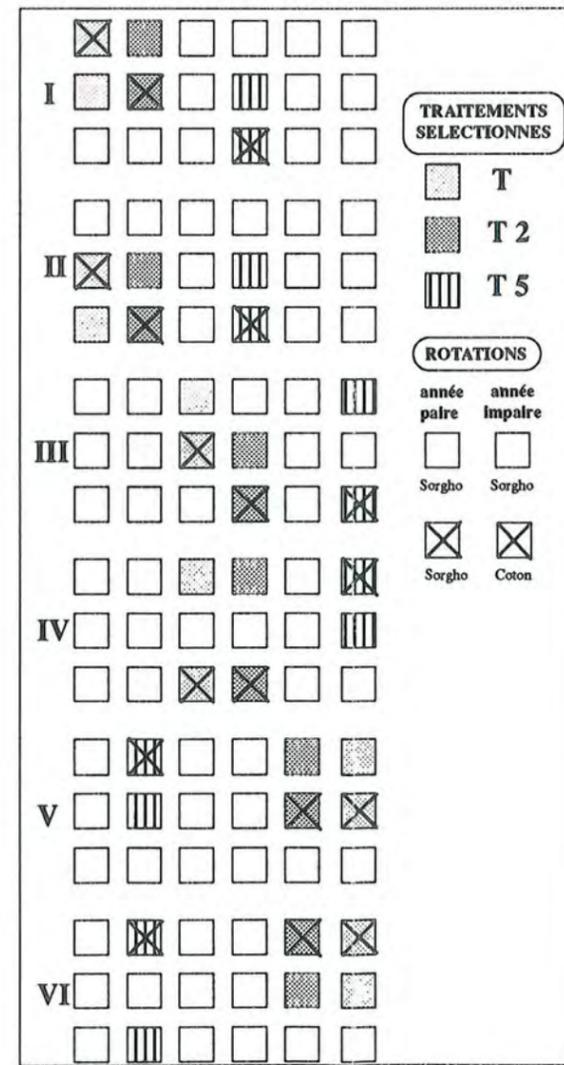


Plan d'échantillonnage des essais pérennes de Molobala

CARTE MORPHOPÉDOLOGIQUE DE RECONNAISSANCE  
DU SITE DE SARIA (BURKINA FASO)  
R. BERTRAND, IRAT/DRN - Juin 1989



	Sommet d'interfluve: glacis cuirassés / démantelés
	Haut de versant cuirassé
	Haut de versant à sols rajeunis et parfois indurés (surtout en bordure)
	Zone de ravinement intense
	Bas de versant
	Bas-fond
	Remblai alluvial
	Affleurement rocheux
	Ravins
	Retenue d'eau



Plan d'échantillonnage de la station de Saria



1Km

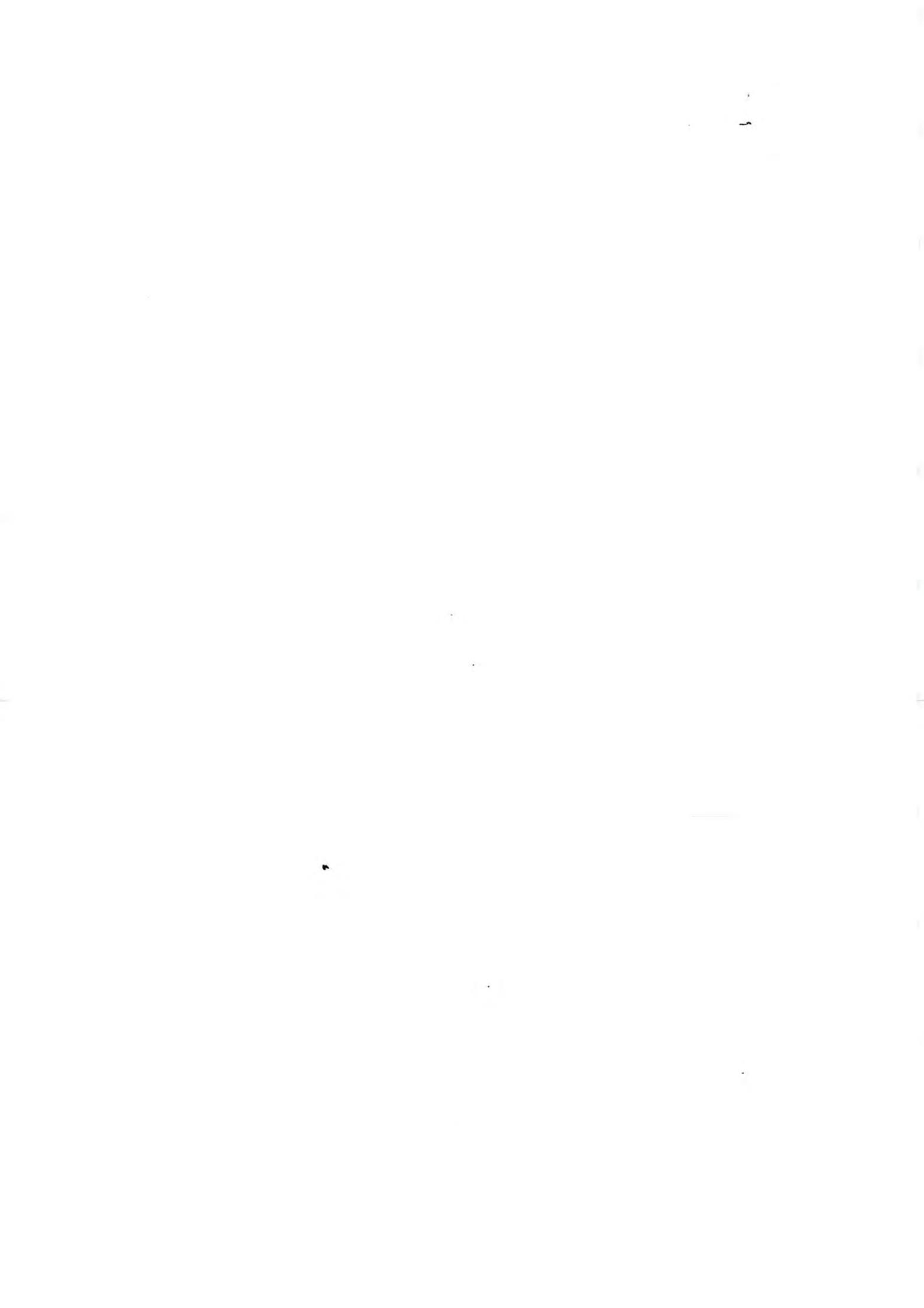
2 : sous secteur S-E Nandiala  
3 : sous secteur S-O Nandiala  
4 : sous secteur N-E Villi-Saria  
5 et 6 : sous secteur N-O Villi-Saria

Bf ... échantillon "test"

R. Bertrand 6/1989

## **CHAPITRE II**

# **ETUDE DES TEXTURES, DES CONSTITUANTS ET DES PROPRIETES PHYSICO- CHIMIQUES ET STRUCTURALES**



## II-1 INTRODUCTION

Les facteurs d'agrégation d'un sol externes au "matériau horizon de surface " viennent d'être évoqués. Ces facteurs sont, rappelons le, le climat, le type de roche et d'altération, l'évolution géomorphologique, la pédogénèse et, sur une échelle de temps plus courte, l'activité agricole, en situations paysannes ou contrôlées.

D'autres facteurs d'agrégation sont internes à ce "matériau". Parmi ceux-ci seront étudiés la texture ainsi que les constituants organiques et minéraux (première partie de ce chapitre). Leurs propriétés intrinsèques seront, pour partie, révélées (seconde partie de ce chapitre) par la caractérisation des états de fertilité chimique (bases échangeables) et de stabilité structurale des terres fines. Des tableaux annexes seront insérés à la fin de ce chapitre afin que le lecteur puisse s'y référer si besoin.

## II-2 ANALYSE DES TEXTURES ET DES CONSTITUANTS

La porosité et le type de microstructure des sols sableux sont souvent directement contrôlés par leurs distributions granulométriques (Brewers, 1979 ; Chrétien, 1986) qui seront donc caractérisées.

Les colloïdes les plus réactifs et les plus agrégeants des horizons de surface des sols tropicaux sont les argiles, les oxyhydroxydes de fer, plus précisément le couple goethite-hématite, et les matières organiques. Cet ensemble sera donc plus particulièrement étudié.

### -II-2-1 METHODOLOGIE

**Couleur :** La caractérisation de la couleur des échantillons a été réalisée sur la terre fine < 2 mm, séchée à l'air, par comparaison avec les planches chromiques du code Munsell.

**Granulométrie :** Les sols sont séchés puis tamisés, à sec, à 2 mm selon un protocole standard. La teneur en gravillons > 2 mm est mesurée par pesée. L'analyse granulométrique est alors effectuée sur la terre fine < 2 mm tout comme l'analyse des constituants. Après mouillage de 20 g de terre fine dans 200 ml d'eau distillée pendant 2 heures, les sables sont isolés par tamisages humides successifs à 500, 200 puis 50  $\mu\text{m}$  puis séchés à l'étuve à 105°C. Trois fractions sableuses sont obtenues : les sables grossiers [2000-500]  $\mu\text{m}$  (SG1), les sables grossiers [500-200]  $\mu\text{m}$  (SG2) et les sables fins [200-50]  $\mu\text{m}$  (SF). La fraction 0-50  $\mu\text{m}$  est récupérée par centrifugation après ajout de quelques gouttes de  $\text{SrCl}_2$ . Cette fraction est mise à disperser, pendant 16 heures, avec 100 ml de résine de type Amberlite IR 77 Na et 200 ml d'eau distillée selon la méthode décrite par Rouiller *et al* (1972). Les résines sont

séparées par tamisage à 200  $\mu\text{m}$ . La suspension est placée en allonge de sédimentation. Les différentes fractions sont prélevées à la pipette de Robinson selon la loi de Stokes puis séchées à 105°C (Rouiller *et al*, 1972). Il s'agit des limons grossiers [50-20]  $\mu\text{m}$  (LG), des limons fins [20-2]  $\mu\text{m}$  (LF) et des argiles [2-0]  $\mu\text{m}$  (A).

Le fractionnement de certaines argiles en classes supérieures et inférieures à 0,1  $\mu\text{m}$  a été effectué par ultra centrifugation (Rouiller *et al*, 1984).

**D squelette** : Turcotte (1986) et Tyler et Wheatcraft (1989) ont récemment montré que la taille des particules de roches et de sols suivait une loi puissance du type  $N_{\text{Part}}R^{D_{\text{squel}}}=K(\text{Cte}) \iff N=KR^{-D_{\text{squel}}}$  (1) où  $N_{\text{Part}}$  représente le nombre de particules de rayon moyen R dans une classe granulométrique donnée. Le coefficient  $D_{\text{squel}}$  permet de caractériser de façon synthétique la loi de distribution et d'autocorrélation des particules. C'est aussi souvent un indicateur du mode de fragmentation des particules primaires du matériau (roche ou sol).

$N_{\text{Part}}$  est égal au rapport du poids de la fraction granulométrique considérée  $P_{\text{Fract}}$  sur le poids moyen d'une particule  $P_{\text{Part}}$  de rayon R. Chaque particule étant considérée comme une sphère de volume  $V=4/3.\pi R^3$  et de densité  $d_a=2,7 \text{ g/cm}^3$ ,  $P_{\text{Part}}$  sera égal au produit  $V.d_a$ .

L'équation (1) montre que  $D_{\text{squel}}$  peut être mis sous la forme  $D_{\text{squel}} = -\text{Log}N/\text{Log}R$ . La pente de la droite en log-log caractérisera cette dimension. Seules les fractions 2-2000  $\mu\text{m}$  (squelette sableux et limoneux) ont été utilisées pour le calcul de cette dimension granulométrique. Plus cette dimension sera élevée, plus le squelette sera fin.

**Morphoscopie et exoscopie du quartz** : Les fractions sableuse et limoneuses des sols étudiés ne renferment pratiquement que du quartz. Leur analyse morphologique se fait en deux étapes. L'observation morphoscopique à la loupe binoculaire permet de classer les grains selon des critères de forme, d'aspect, de surface et d'usure. La même observation au microscope électronique à balayage, ou exoscopie, permet d'affiner cette classification morphologique. Elle ajoute à l'approche descriptive des figures de forme, aspect de surface et usure la notion de processus mécaniques ou chimiques qui ont pu les générer et permet d'en déduire le contexte sédimentologique, pédologique et/ou climatique qui prévalait lors de la genèse de ces figures.

**Oxyhydroxydes de fer cristallisés** : La couleur (code Munsell) des sols donne une information sur leur teneur qui est par ailleurs quantifiée par la différence entre le pourcentage de fer extrait par le Citrate-Bicarbonate-Dithionite (ou réactif de Mehra Jackson, 1960) et le fer extrait par l'Oxalate d'ammonium tamponné à pH 3 (ou réactif de Tamm, 1922) :  $\text{Fe}_{\text{CBD}}-\text{Fe}_{\text{Ox}}$  (Jeanroy, 1983). Ces teneurs en fer ont été dosées à la fois sur les terres fines (< 2mm) et sur leurs différentes fractions granulométriques.

Si de l'aluminium est substitué dans ces derniers il est extrait conjointement avec le fer.

Le taux de substitution est évalué grâce à la formule (Guillet et Jeanroy, 1985) :

$$\frac{(\text{AlCBD-AlO}_x)/102}{[(\text{FeCBD-FeO}_x)/160 - (\text{AlCBD-AlO}_x)/102]}$$

Guillet et Jeanroy (1985) ont pu bien corrélérer ce taux à celui déterminé par spectrométrie Mössbauer.

**Caractérisation des minéraux argileux par diffraction X :** Les diffractions X ont été effectués au C.R.P.G. à l'aide d'un diffractomètre à anticathode au cobalt sur lames d'argiles orientées (traitements : saturation en K, éthylène glycol, chauffage à 500 °C et test à l'hydrazine).

La saturation à l'hydrazine provoque un dédoublement de la raie 001 de la kaolinite bien cristallisée. L'équidistance passe de 7,15 à 10,4 Å. Quand la kaolinite est désordonnée, il subsiste un pic à 7,15 Å. La cristallinité des argiles 1/1 est calculée par la formule :  $\text{HYD} = I_k / (I_k + I(k+h)/8)$  où  $I_k$  représente l'intensité du pic à 7,15 Å et  $I(k+h)$  celle du pic à 10,4 Å (Tchoubar *et al*, 1982).

**Dosage du carbone et de l'azote organique :** Les analyses élémentaires du carbone et de l'azote organique ont été réalisées à l'aide d'un analyseur CHN Carlo Erba sur les échantillons solides de la terre fine < 2 mm et les différentes fractions granulométriques.

**Extraction alcaline et dosage des différentes formes de matières organiques :** 20 g de la fraction 0-20 µm ont été mélangés à 200 ml d'une solution de soude 0,1 M pendant une heure et centrifugés à 10000 t/mn. Après 5 à 8 extractions successives la totalité de la fraction humine (H) a été isolée par floculation avec du KCl 0,1N. Les acides fulviques (AF) et humiques (AH) des surnageants ont été séparés par acidification à pH 1,5 avec une solution d'HCl 2M. Ces fractions ont été purifiées par dialyse et décationisation (résine Dowex WX 8 H<sup>+</sup>) suivant la méthodologie décrite par Barriuso (1985).

Les teneurs en carbone organique des solutions d'acides fulviques et humiques ont été déterminées par combustion sur un carmographe 12 Wösthoff. Leurs poids moléculaires ont été estimés par chromatographie d'élution sur une colonne de gel de type Sephadex G50 élué par une solution à pH 7,5. Les spectres UV-Visibles ont été réalisés sur un spectrophotomètre "Beckman 25". Les rapports chromatiques E4/E6 ont été déterminés aux densités optiques de 465 et 625 nm.

**Dosage des composés glucidiques :** Il a été réalisé après hydrolyse acide (H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 1N, 50 mgC/100g) de la fraction 0-20 µm pendant 6 heures

(Cheschire, 1979 ; Barriuso, 1985) et séparation des résidus par centrifugation. Le dosage des sucres neutres, dans le surnageant, a été réalisé par colorimétrie à l'anthrone (Brink *et al*, 1960) et colorimétrie au phénol (Dubois *et al*, 1956) en utilisant une solution étalon de glucose. Les acides uroniques et les phénols ont été respectivement dosés par les méthodes de Dormaar et Lynch (1962), utilisant l'acide glucuronique comme étalon, et de Ribereau Gayon (1962) utilisant une solution étalon d'acide protocatéchique.

**Formes de l'azote :** Le dosage des composés azotés a été effectué après hydrolyse acide (HCl 1N, 50 mgC/100g.) selon la méthode décrite par Janel *et al* (1979). Le dosage des acides aminés et des osamines a été déterminé par colorimétrie comparativement à une solution étalon de leucine pour le premier (Moore et Stein, 1954) et une de glucosamine pour le second (Sowden, 1959).

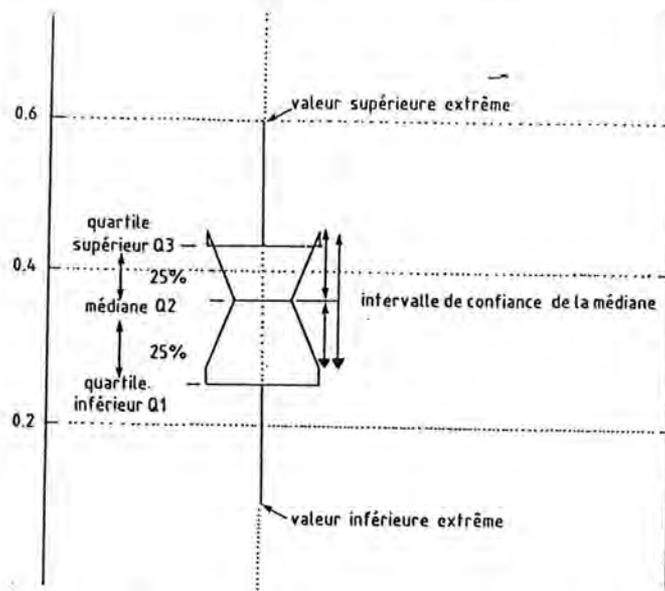
**Localisation des polysaccharides sur des coupes ultra fines :** Elle a été effectuée sur des coupes ultra fines après coloration par le réactif de Thiéry (1967). Ces coupes ont été réalisées sur les fractions argileuses inférieures et supérieures à 0,1  $\mu\text{m}$  selon la procédure décrite par Villemin et Toutain (1987). Leurs observations ont été faites sur un microscope électronique à transmission (Jeol 200 CX opérant à 200 kV).

**Analyses statistiques :** Elles ont été effectuées pour une bonne part à l'aide du logiciel Statgraphics (version 5, STSC).

Certains résultats sont présentés sous forme de boîtes à encoches et à moustaches qui est une représentation graphique de la médiane, des intervalles de confiance à 95% ("encoches"), des quartiles et des valeurs extrêmes ("moustaches") d'un ensemble de données (Fig 2-1).

La comparaison statistique de différentes populations d'une variable étudiée a été réalisée à l'aide de la méthode des plus petites différences significatives (least significant differences : LSD).

Il convient, dans la mesure du possible, de s'assurer de l'homogénéité des variances (test de Bartlett). Dans certains cas les variances ont été rendues homogènes par transformations mathématiques (échelle de Tuckey). Deux autres conditions doivent également être respectées : l'indépendance et la normalité des résidus. La première condition se traduit notamment par une absence de structure dans le nuage des résidus. Le contrôle de la normalité des résidus se fait par la représentation de leur histogramme ainsi que par le test de Kolmogoroff Smirnof (KS).



**Fig 2-1 : Visualisation de la distribution d'une variable sous forme de boîtes à encoches et à moustaches**

Une fois ces trois conditions établies, l'analyse de la variance (ANOVA) peut être abordée selon deux étapes. La première étape permet de préciser s'il existe ou non une interaction entre les variables (Sig Level < 0,05). Dans la négative, les facteurs pourront être analysés séparément. La seconde étape permet de déterminer si les facteurs choisis ont un effet significatif sur les variables (F ratio > 0,05).

Dans le cas de la station agronomique de Saria (Burkina Faso), une autre condition préalable majeure est qu'il n'y ait pas d'effet "bloc" c'est-à-dire qu'il n'y ait pas d'interaction entre les blocs. Nous verrons qu'elle existe ce qui nous obligera à limiter l'analyse de la variance à des groupes de blocs homogènes, la rendant ainsi moins performante.

## - II-2-2 . TENEURS EN GRAVILLONS.

Un des premiers critères de classement des sols ferrugineux étudiés est leur caractère plus ou moins gravillonnaire (0 à 70% de gravillons). Deux grands groupes (a et b), avec un seuil à 12% comme limite, ont pu être discriminés (Fig. 2-2). Les sols les plus gravillonnaires se situent au Burkina Faso, dans certaines situations paysannes, dans des zones de démantèlement de carapace et de cuirasse, ainsi que dans la toposéquence dite de Saria. Les sols renfermant moins de 12% de gravillons comprennent les sols maliens (paysans et contrôlés), les sols burkinabés de la station de Saria ainsi qu'une partie des sols de milieux paysans. Les deux types de sols burkinabés paysans seront donc caractérisés séparément tout au long de ce mémoire.

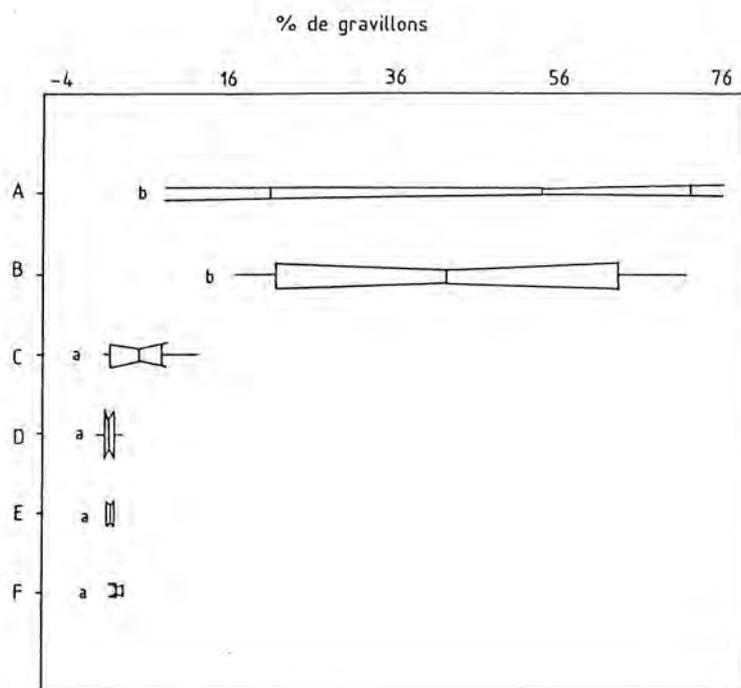


Fig 2-2 : Mode de classement des sols étudiés en fonction de leur teneur en gravillons ("diagrammes à encoches et à moustaches").

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

A = Toposéquence isolée dite de Saria (n=3), B = sols burkinabés paysans gravillonnaires (n=14), C= sols burkinabés paysans peu ou pas gravillonnaires (n=10), D = sols de la station de Saria (n=45), E = sols maliens de milieux contrôlés (n=12), F = sols maliens de milieux paysans (n=3) - (n = nombre d'échantillons).

### - II-2-3. GRANULOMETRIE ET CONSTITUANTS MINERAUX : NATURE, ORIGINE ET REACTIVITE

Ces caractérisations seront effectuées sur les terres fines (<2mm) des horizons de surfaces cultivés, en premier au Mali (milieux contrôlés puis paysans) puis au Burkina Faso (milieux contrôlés puis paysans).

#### MALI

##### - MILIEUX CONTROLES

##### - Distribution granulométrique

Avec une teneur moyenne de 1,3 % d'éléments supérieurs à 2 mm (n=12), les sols maliens sont les plus pauvres en gravillons (Fig 2-2).

Plus de 70 % des particules des terres fines sont des sables quartzeux dont la plus grande part se situe dans la tranche 500-50 µm. Leur distribution granulométrique est relativement unimodale, centrée sur cette classe et caractérisée par de faibles quantités de limons fins et d'argiles (Fig 2-3).

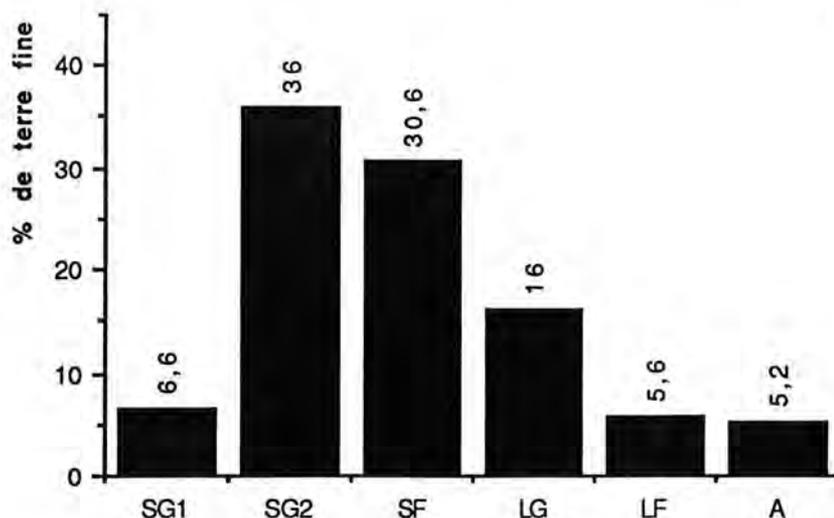


Fig 2-3 : Distribution granulométrique moyenne des sols maliens de milieux contrôlés (n=12).

Corrélativement, la distribution granulométrique du "squelette" minéral (2-2000  $\mu\text{m}$ ) est caractérisée par un D squelette assez bas ( $2,67 \pm 0,20$  pour les douze sols étudiés).

De telles caractéristiques avaient déjà été révélées lors d'études sur d'autres sols sableux d'Afrique de l'Ouest (Fauck, 1972 ; Feller *et al*, 1983 ; Van Wambeke, 1993).

L'héritage géologique et altérologique des grès est un facteur explicatif à cette prédominance de particules de la taille des sables grossiers.

#### - Morphoscopie et exoscopie du quartz.

Les études exoscopiques des grains de quartz, réalisées par le BRGM (Vinchon, 1992), montrent que ceux-ci sont constitués par un mélange colluvionné de particules provenant de l'altération des grès de Koutiala et de Bandiagara et ayant subi un transport court (figures de choc) aérien ou aquatique (Fig 2-4). Les particules issues de ces deux types de grès sont difficilement différenciables en raison de la forte diagénèse siliceuse qu'ils ont subi avant l'altération.

Une fois redéposés, ces grains auraient été soumis à une circulation d'eau agressive vis-à-vis de la silice. Ce dernier épisode pourrait être relié au contexte climatique subactuel. Des dépôts ferrifères sont également fréquents. Ils témoignent de la saturation de l'eau par rapport au fer. Cet épisode témoigne de la présence de conditions oxydantes à un moment donné de l'altération.

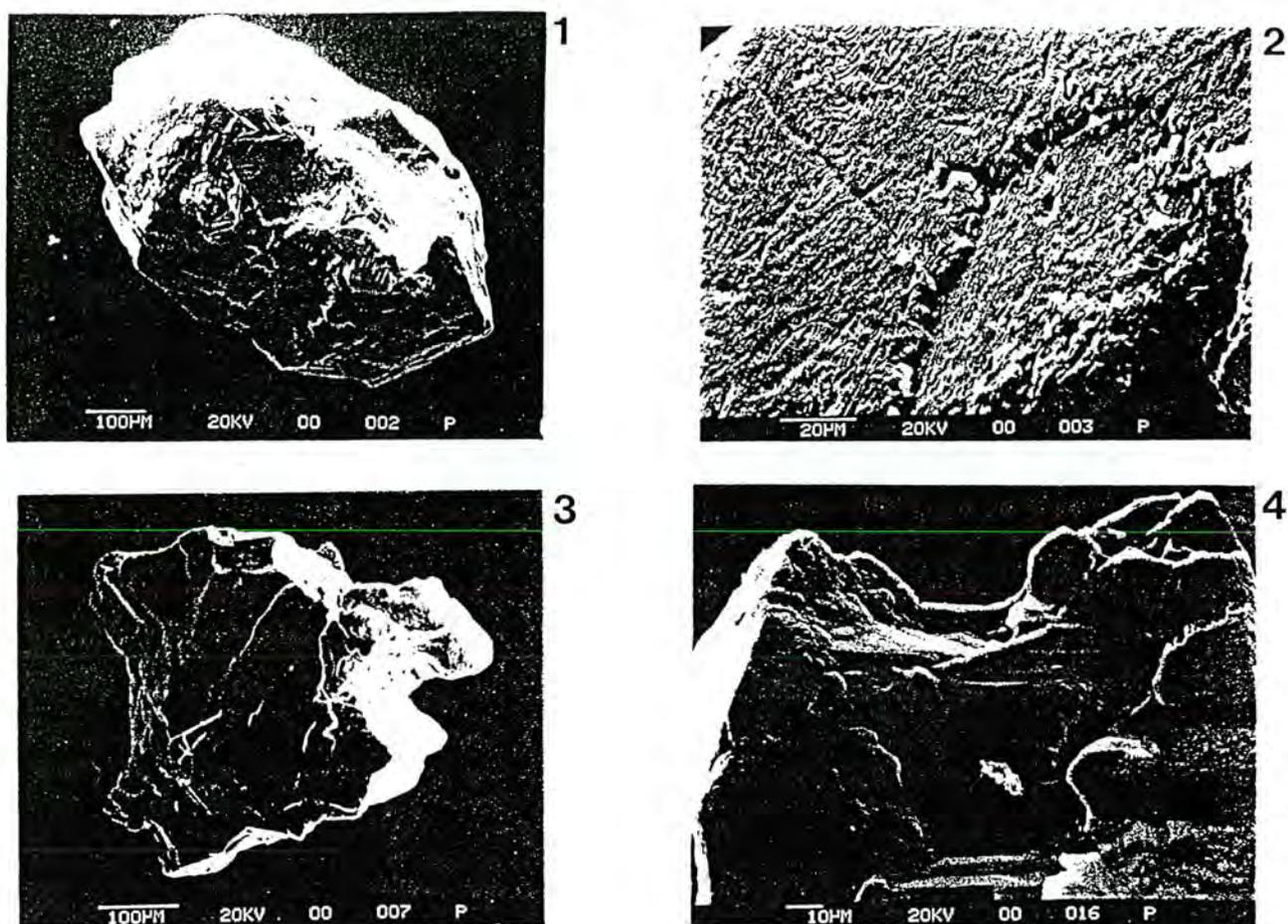


Fig 2-4 : Etude exoscopique de quartz des sols maliens de milieux controlés (Vinchon, 1992 ; BRGM).

Forme authigénétique (1) et xénomorphe (3) de grains . Traces de chocs en coups d'ongle (2 et 4)

#### - Caractérisation des minéraux argileux par diffraction X

Les diagrammes de diffractions X des fractions argileuses sont tous très semblables et mettent en évidence la présence majoritaire de kaolinite (80 à 90 %). Quelques interstratifiés ont été suspectés de même que des micas de type illite (traces). Les oxyhydroxydes de fer sont décelés sous forme de trace de goethite.

#### - Oxyhydroxydes de fer

90% du fer ( $Fe_{CBD} = 3,7 \pm 1,4 \text{ ‰}$ ,  $n=12$ ) se trouve sous forme d'oxyhydroxydes bien cristallisés. Le taux de substitution alumineuse dans ces oxyhydroxydes de fer bien cristallisés est faible (6,7%).

Le bilan de la répartition du fer (CBD) dans les différentes fractions granulométriques montre qu'il est surtout localisé dans les fractions sableuses (55 %) (13 et 32 % dans les fractions limoneuses et argileuses, respectivement). Ceci serait à relier aux fréquents dépôts ferrifères à la surface des grains de quartz comme l'avait déjà noté Fauck (1972).

Malgré les faibles quantités d'oxyhydroxydes de fer, la coloration de ces sols est assez soutenue (5YR 6/4 à 6/6).

## - MILIEUX PAYSANS

### - Distribution granulométrique

Les essais agronomiques ont été sélectionnés pour leur représentabilité vis-à-vis de l'ensemble des sols maliens de la région sélectionnée. Pour ces raisons, il n'est pas étonnant que les caractéristiques des sols de milieu paysan leur soient semblables notamment leur teneur en gravillons ( $2,3 \pm 0,6 \%$ ,  $n=3$ ). Mais leur distribution granulométrique, également unimodale, est nettement plus normale et centrée sur la classe des sables fins avec également des teneurs plus élevées en limons grossiers (Fig 2-5).

Le coefficient granulométrique  $D_{s_{quel}}$  ( $2,98 \pm 0,24$ ,  $n=3$ ) est donc nettement plus élevé que celui des sols des milieux contrôlés. Ceci témoigne de la plus grande richesse en particules fines de ces sols.

Ces sols, riches en sables fins, se différencient en cela d'autres sols sableux d'Afrique de l'Ouest (Togo, Dahomey, Burkina Faso et Sénégal) étudiés par Fauck (1972), à squelette quartzeux plus grossier.

Ces propriétés granulométriques, tout à fait particulières, seraient attribuables à un intense processus de fragmentation des grains de quartz (Asudamu *et al*, 1987 ; Tyler et Wheatcraft, 1989) ou/et à un mode de dépôt par colluvionnement. Elles minimisent fortement l'impact de la forme des particules de quartz sur la porosité du sol (Chrétien, 1986).

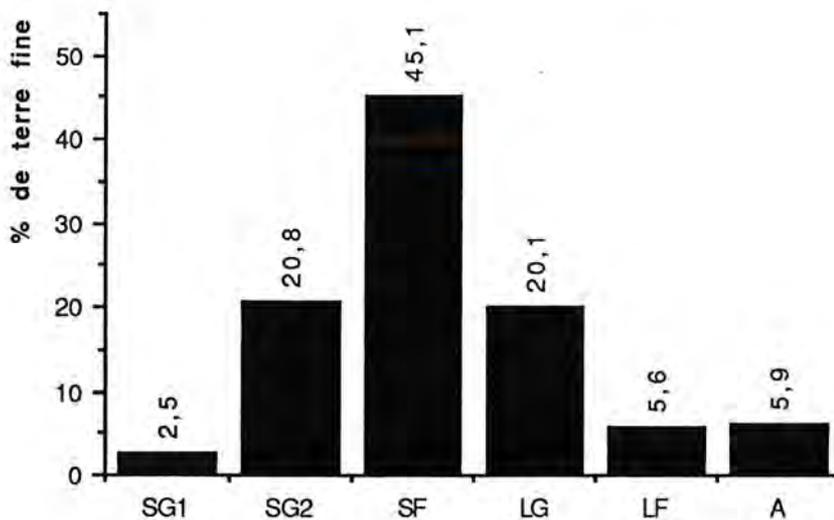


Fig 2-5 : Distribution granulométrique moyenne des sols maliens de milieux paysans.

### - Caractérisation des minéraux argileux par diffraction X

La kaolinite est toujours dominante. Ici, la saturation à l'hydrazine a permis d'en apprécier l'indice de cristallinité qui est relativement élevé (60 à 80%).

### **- Oxyhydroxydes de fer**

Les sols des milieux paysans sont dans l'ensemble plus riches en fer (Fe CBD =  $4,1 \pm 1,3$  ‰, n=3) et en oxyhydroxydes de fer bien cristallisés (98% du fer CBD). La substitution alumineuse y est de 11,5%, ce qui est relativement important.

Tout comme dans le cas des sols de milieux contrôlés, le fer est surtout réparti dans les fractions sableuses, avec un taux de fer CBD total supérieur à 40%. 25% des formes amorphes sont également réparties dans ces sables. Toujours en terme de bilan d'oxyhydroxydes de fer, les quantités contenues dans les limons sont toujours faibles (15% pour le fer CBD et 5% pour le fer Ox). Par contre, celles associées aux argiles sont de l'ordre de 45% du fer CBD total.

Les colorations varient des fractions sableuses grossières aux argileuses des bruns très pâles (10YR 6/4) aux bruns jaunâtres (10YR 5/2 à 5/4).

## **BURKINA FASO**

### **- MILIEUX CONTROLES**

#### **- Distribution granulométrique**

Comme les sols maliens, ceux de la station de Saria renferment moins de 2% de gravillons ( $1,5 \pm 1,1$  ‰, n=45). Leurs terres fines renferment également près de 70% de sables mais leur distribution est, cette fois-ci, bimodale (maxima centrés au niveau des sables fins et des argiles) et plus étalée (Fig 2-6). Ce type de distribution est une des caractéristiques des sols de la station de Saria (Sedogo, 1981). Entre les prélèvements de 1989 et 1990 aucune différence statistique n'a été vraiment révélée hormis une tendance de ces sols à être plus riches en sables grossiers 200-5000  $\mu\text{m}$  et plus pauvres en argiles en 1990 qu'en 1989 (Fig 2-6).

Par rapport à l'ensemble des sols sableux d'Afrique de l'Ouest, ces sols possèdent un squelette nettement moins grossier.

A ces granulométries relativement homogènes correspondent aussi une faible variabilité du D squelette ( $2,64 \pm 0,07$ , n=45). Ce chiffre pourra servir de référence pour les sols sableux à distribution bimodale centrée sur les sables fins et les argiles. Ce coefficient granulométrique est corrélé à 99,5% avec les sables fins et à 99,8% avec le fer.

L'héritage de la roche mère est un des facteurs de différenciation des sols maliens sur grès quartzeux pauvres en argiles et des sols burkinabés sur substratum migmatique et granitique potentiellement plus riche en argiles. Un phénomène d'altération chimique postérieur à leur dépôt et ayant entraîné une intense fragmentation pourrait être une interprétation plausible à la présence, en quantité importante, de particules sableuses fines.

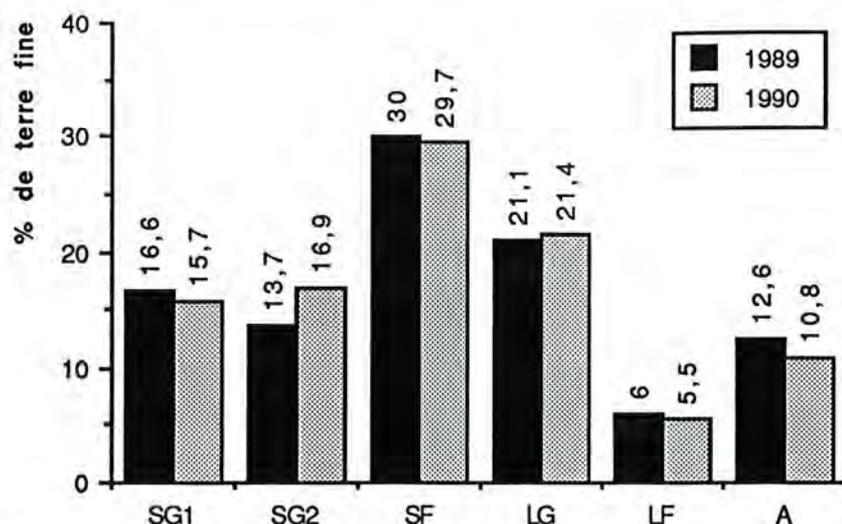


Fig 2-6 : Distributions granulométriques moyennes pour les années 1989 (n=15) et 1990 (n=30), des sols burkinabés de la station de Saria.

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

#### - Caractérisation des minéraux argileux par diffraction X

Les diagrammes de diffraction X des fractions argileuses sont très semblables à ceux des argiles des sols maliens, sans traces d'interstratifiés. De la gibbsite (4,93 Å) y est présente à l'état de trace .

#### - Morphoscopie et exoscopie du quartz (BRGM)

Deux populations de grains de quartz ont été différenciées. Présentant toutes deux un émoussé général, des angulosités et des discontinuités, des grains, avec traces de chocs (cupules, coup d'ongles) (Fig 2-7), elles diffèrent de par la présence ou non de figures de dissolution sur la surface des quartz. Les sols de la station de Saria seraient un mélange de populations de grains de même origine mais soumis à une silicification non homogène. Ils auraient été exposés à un transport aquatique (figures de choc) suffisamment prolongé (acquisition du caractère émoussé) puis à une immobilisation où des circulations d'eau, différemment saturée en silice, auraient créé des dissolutions. Ce dernier épisode pourrait être relié au contexte climatique subactuel.

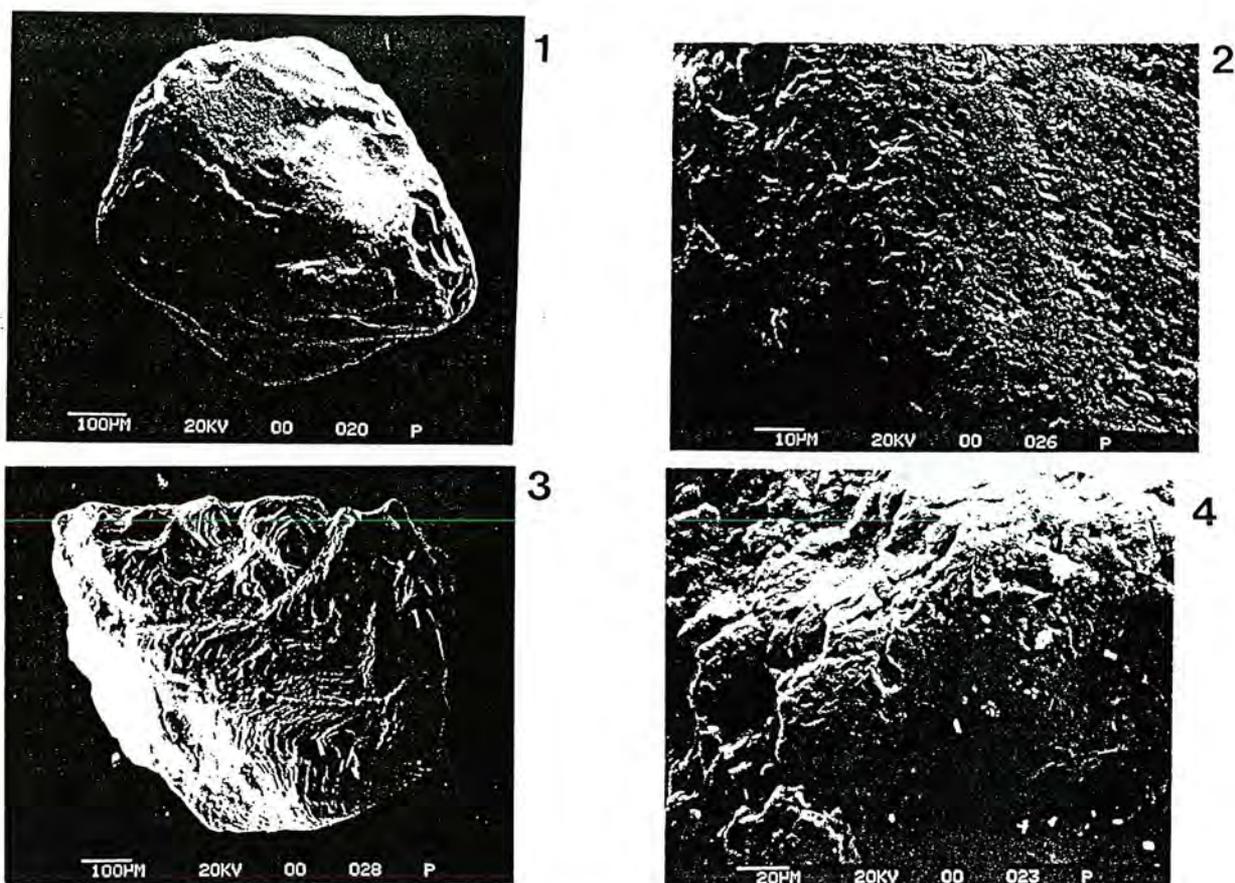


Fig 2-7 : Etude morfo et exoscopique des particules quartzeuses burkinabées de la station de Saria (Vinchon, 1992 ; BRGM).

Grains subsphériques (1) et xénomorphes (3) enveloppés par anthigénèse siliceuse. Emoussés et traces de chocs (2 et 4).

#### - Oxyhydroxydes de fer

Ces sols, plus riches en argiles que les sols maliens, sont aussi, corrélativement, plus riches en oxyhydroxydes de fer bien cristallisés dont on note la variabilité des teneurs ( $Fe\ CBD = 6,0 \pm 2,5 \%$ ,  $n=45$ )

Le fer est corrélé à 99,1% avec les argiles et à 100% avec les sables fins ( $n=43$ ).

Le pourcentage de substitution alumineuse dans ces oxyhydroxydes de fer ( $12,4 \pm 2,4 \%$ ) est relativement caractéristique des horizons superficiels des sols ferrallitiques et ferrugineux. Ce taux caractérise des oxydes de fer moyennement bien cristallisés. Il convient toutefois d'être prudent quant à son utilisation à cause de la présence de trace de gibbsite dans ces sols. En effet, l'oxalate pH 3 dissolvant cet hydroxyde, le calcul de la substitution pourrait en être faussé (surestimation).

Le bilan de distribution du fer CBD dans les fractions granulométriques permet, à nouveau, de le localiser dans les fractions argileuses (31%) et surtout dans les fractions sableuses (60%). Dans ces dernières, ils se

présentent fréquemment sous forme de concrétions (Dutartre, 1989). Les fractions limoneuses ne semblent renfermer que du quartz.

Les sols de cette station présentent une coloration relativement claire dans les tons jaune à brun pale (10 YR 6/4 - 7/4).

**- Validation du plan d'échantillonnage**

La station agronomique de Saria est subdivisée en six blocs égaux (1, 2, 3, 4, 5 et 6) du nord au sud regroupant chacun 18 parcelles (3 soumises à chaque traitement) (Cf Chapitre I).

Afin de comparer l'effet éventuel des rotations et des traitements sur les constituants et les propriétés physico-chimiques et structurales il convient d'étudier l'effet "bloc". Un net gradient est révélé du nord au sud, d'amont en aval, que ce soit en 1989 ou en 1990. Il se traduit par un enrichissement en oxyhydroxydes de fer et en argiles (avec un épaulement au niveau du bloc 3 en 1990) et par une diminution du D<sub>squel</sub> (Fig 2-8 a et b).

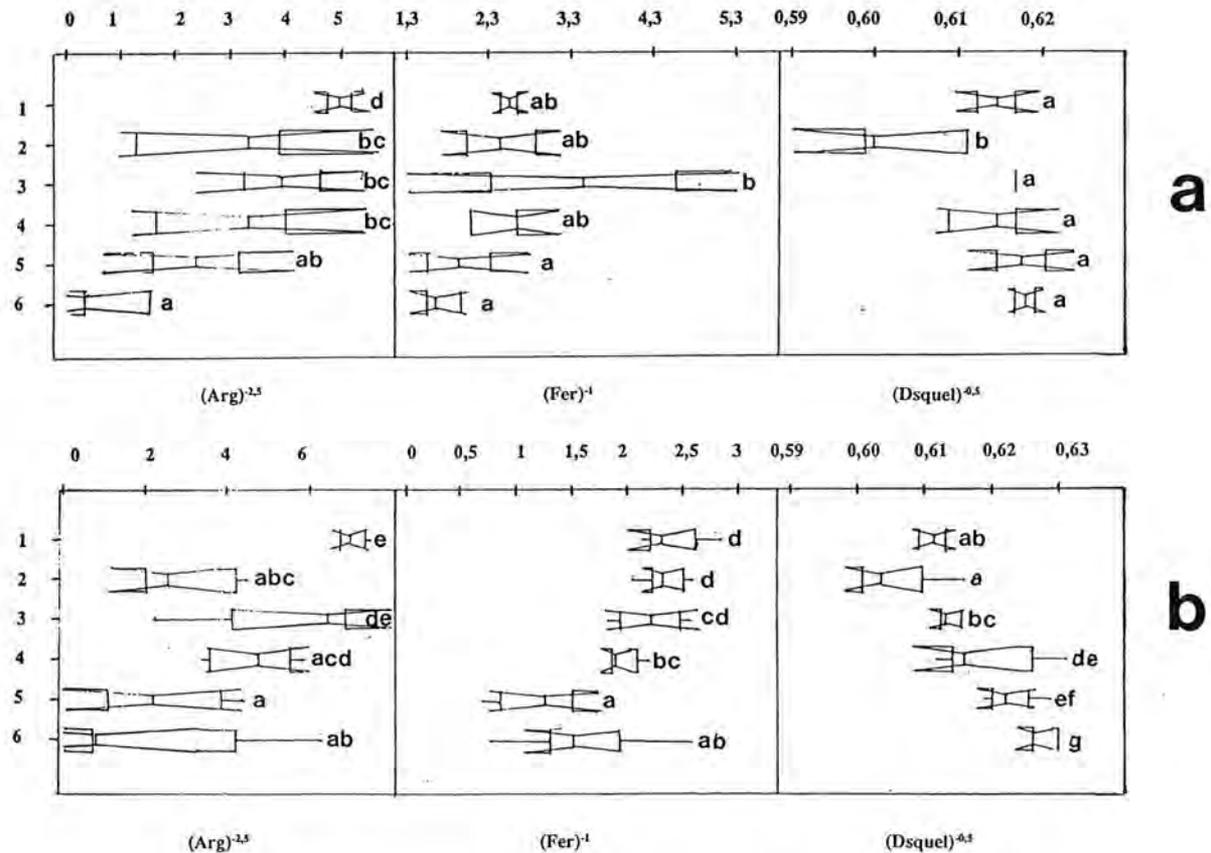


Fig 2-8 : Représentation par "diagrammes à encoches et à moustaches" des quantités d'argiles, de fer et du D<sub>squel</sub>, en 1989 (a) et 1990 (b) dans les 6 blocs 1, 2, 3, 4, 5 et 6 (les transformations par l'échelle de Tuckey ont introduit des exposants négatifs aux valeurs. L'évolution des variables, sur le terrain, est donc l'inverse de celle du graphe).

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

L'analyse de la variance confirme qu'il y a bien interactions entre blocs et qu'il n'est donc pas possible d'étudier l'impact éventuel des rotations et des traitements sur les constituants organiques ou les propriétés des sols de façon globalisée.

Aussi, les six blocs ont dû être regroupés en trois groupes homogènes de blocs A (bloc 1 et 2), B (bloc 3 et 4) et C (bloc 5 et 6). (Fig 2-9).

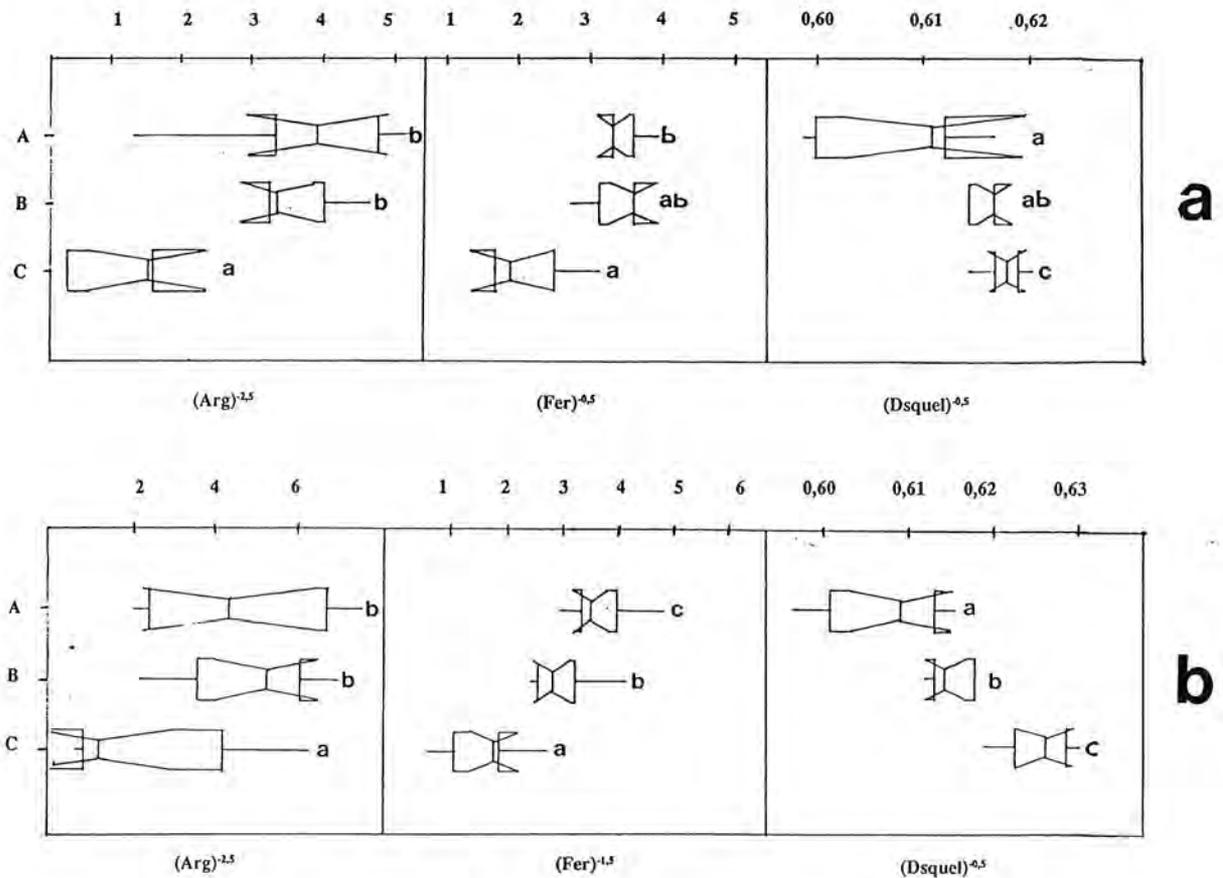


Fig 2-9: Représentation par "diagrammes à encoches et à moustaches" des quantités d'argiles, de fer et du D<sub>squel</sub>, en 1989 (a) et 1990 (b) dans les 3 groupes homogènes de blocs A, B et C. (les transformation par l'échelle de Tuckey ont introduit des exposants négatifs aux valeurs. L'évolution des variables, sur le terrain, est donc l'inverse de celle du graphe).

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

Toutes les études statistiques seront donc effectuées dans chacun de ces groupes homogènes de blocs.

**- MILIEUX PAYSANS**

**- Sols pauvres en gravillons**

**- Distribution granulométrique**

La moitié des échantillons des milieux paysans peuvent également être classés dans les sols sableux (sensus lato) pauvres en gravillons (moins de 12%) (Cf II 2-2).

Avec une moyenne de  $5,4 \pm 4,3$  % (n=10), ces sols sont néanmoins parmi les plus gravillonnaires de ce groupe.

Très proches des sols maliens paysans par leur distribution granulométrique unimodale centrée sur les sables fins (Fig 2-10), ils s'en différencient par des quantités de limons fins et d'argiles plus importantes.

Le  $D_{s_{quel}}$  ( $2,88 \pm 0,08$ , n=10) est relativement homogène et légèrement supérieur aux coefficients déjà rencontrés, ce qui caractérise cette relative richesse en éléments fins.

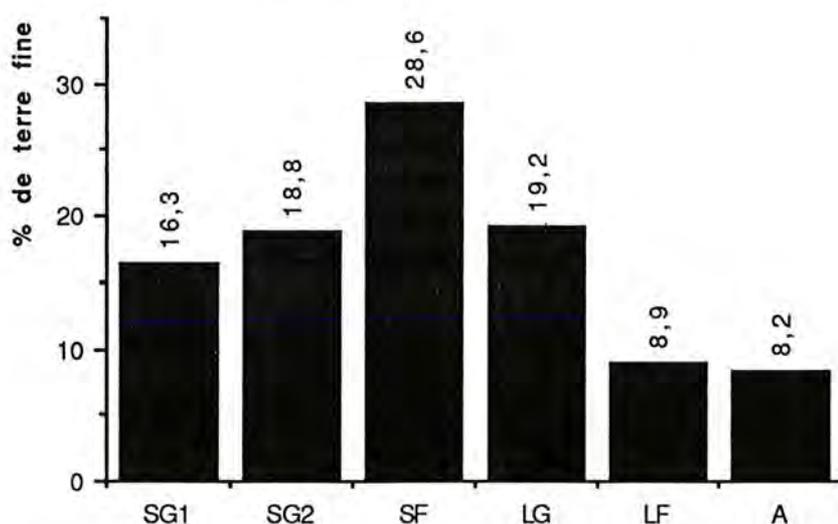


Fig 2-10 : Distribution granulométrique moyenne des sols burkinabés paysans pauvres en gravillons (n=10).

Issues de situations de colluvionnement et de remblai alluvial, les particules ont été fortement remaniées. Ces "bassins" sont en quelque sorte le déversoir et le réceptacle des éléments transportés. La présence de particules fines, facilement transportables, est alors justifiée.

**- Caractérisation des minéraux argileux par diffraction X**

Mis à part l'association kaolinite-goéthite on observe aussi des traces d'illite, d'interstratifiés et de quartz.

### - Oxyhydroxydes de fer

A nouveau, les teneurs en oxyhydroxydes de fer (95% de bien cristallisés) sont très bien corrélées avec les teneurs en argiles ( $r=0,96$ ,  $r$  test = 99,9%).

La part de ce fer dans les fractions limoneuses, jusqu'à présent quasiment inexistante, dépasse là, en terme de bilan, 20%. Les fractions sableuses en renferment 50%. L'altération et la fragmentation des roches mères expliqueraient cette distribution plus étalée.

Malgré les fortes quantités d'oxyhydroxydes de fer, la coloration des sols mesurée au Code Munsell reste claire (brun pale à brun jaune). Elles sont mesurées sur la terre fine < 2 mm donc l'influence relative de la couleur soutenue des gravillons ne se ressent pas au niveau du chromisme de la terre fine.

### - Sols gravillonnaires

#### - Distribution granulométrique

Hormis deux échantillons dont les teneurs en gravillons sont proches de 15%, ces sols se caractérisent par la présence de 40 à 70% de gravillons ( $44,4 \pm 20,3$  %,  $n=14$ ).

Leur position vis-à-vis des zones d'altération des roches mères, notamment dans des zones de démantèlement de carapace et de cuirasse, induit ces caractéristiques.

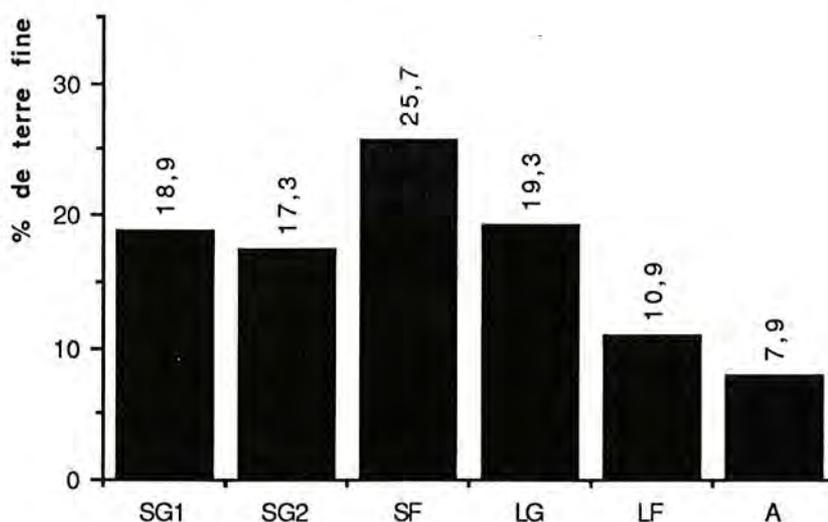


Fig 2-11 : Distribution granulométrique moyenne des sols burkinabés paysans gravillonnaires ( $n=14$ ).

La distribution granulométrique de la terre fine (< 2mm) est analogue à celle des sols de la station de Saria si ce n'est que le caractère bimodal a disparu (Fig 2-11). Les teneurs des classes allant des sables aux limons leur sont semblables, avec prédominance des sables fins ( $25,7 \pm 6,4$  %,  $n=14$ ).

### **- Caractérisation des minéraux argileux par diffraction X**

La composition minéralogique des argiles de ces sols gravillonnaires est semblable à celle des argiles des autres sols burkinabés paysans. Néanmoins, des traces de chlorite ont parfois été observées dans les fractions argileuses des sols de Nandiala, également plus riches en illite et en minéraux argileux interstratifiés gonflants que celles des sols de Vili, nets indicateurs de l'origine de la roche mère (granito-gneiss migmatisé à Nandiala, granito-gneiss à faciès pegmatoïde à Vili).

### **- Oxyhydroxydes de fer**

Malgré l'exclusion des gravillons dans les analyses, le caractère ferrugineux garde toute sa présence dans la terre fine de ces sols. Avec  $16,1 \pm 7,8$  ‰ de fer CBD (n=14), ces sols se différencient nettement des sols pauvres en gravillons, moins riches en fer. Ceci serait dû à un processus de fragmentation de concrétions ferrugineuses gravillonnaires comme en témoigne la concentration du fer dans les fractions sableuses (70% du fer CBD total).

La substitution alumineuse dans les oxyhydroxydes de fer bien cristallisé y est relativement élevée ( $14,0 \pm 2,4$  %).

Le rapport oxyhydroxydes de fer/kaolinite est près de six fois plus élevé dans les pseudo-sables résistants au traitement résine Na (0,6 à 0,7) que dans les fractions argileuses (environ 0,1), ce qui expliquerait leur cimentation.

Les colorations sont très semblables à celles observées dans les sols pauvres en gravillons (10 YR 6/3-6/4). Par contre, nous verrons dans le chapitre III que lorsque des lames minces de sol sont réalisées, le caractère plus rougeâtre de ces sols apparaît plus nettement qualitativement.

### **- Sols gravillonnaires de la toposéquence dite de Saria**

Trois autres échantillons du milieu paysan gravillonnaire ont été prélevés en 1989. Ils ont été isolés des autres sols gravillonnaires car les analyses ont été plus complètes (Dutartre, 1989) et certaines de leurs caractéristiques sont particulières.

### **- Distribution granulométrique**

Avec  $49,0 \pm 25,9$  % (n=3) de gravillons, ils se classent bien avec les sols gravillonnaires des milieux paysans précédemment étudiés.

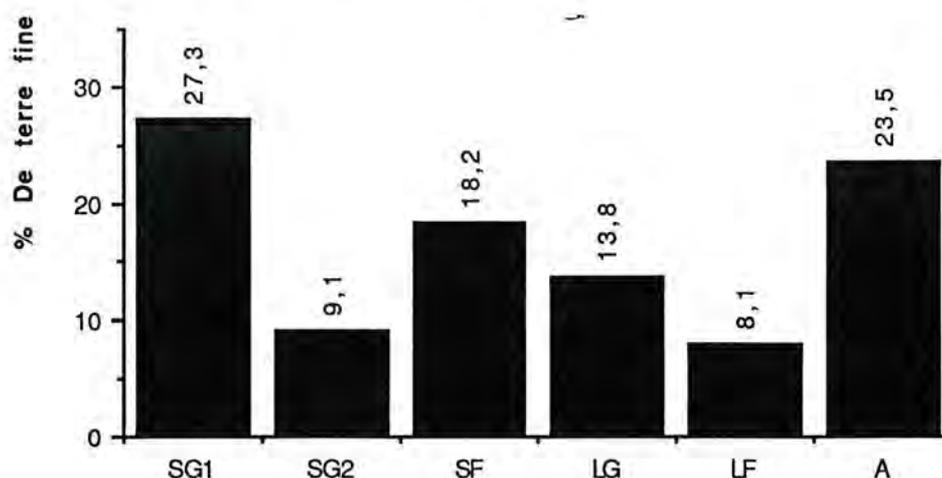


Fig 2-12 : Distribution granulométrique moyenne des sols burkinabés gravillonnaires de la toposéquence dite de Saria (n=3).

La distribution granulométrique de leur terre fine est, par contre, trimodale (maxima : sables grossiers 1, sables fins et argiles (Fig 2-12)).

#### - Caractérisation des différentes fractions granulométriques par diffraction X

Les fractions limoneuses et sableuses fines ne renferment que du quartz tandis que les sables grossiers et les argiles contiennent des kaolinites à faible indice de cristallinité. Ceci permet de révéler qu'une partie de ces sables grossiers, formés de concrétions riches en fer, est constituée de pseudosables au sein desquels les kaolinites sont incluses. On note la présence d'argiles gonflantes (fraction < 0,1  $\mu\text{m}$ ) notamment en haut de toposéquence. Elles proviendraient d'une zone de vertisols située plus en amont.

Les kaolinites sont souvent moins abondantes et plus désordonnées dans les fractions inférieures à 0,1  $\mu\text{m}$ .

#### - Oxyhydroxydes de fer

Avec  $57,5 \pm 0,2$  ‰ de fer CBD (98 % d'oxyhydroxydes bien cristallisés) (n = 3), ces sols sont les plus riches en fer, et les plus rouges, de l'étude. La présence de goéthite et d'hématite est notée dans les sables grossiers (pseudo-sables) alors que seule de la goéthite est trouvée dans les argiles. L'hématite, indicatrice d'un paléoenvironnement chaud, sec et riche en fer (Schwertmann, 1988), prédomine dans les sables grossiers, alors plus rouges, en haut de toposéquence tandis que seule la goéthite est trouvée à la base, ce qui est classique (gradient paléoclimatique).

La fraction sableuse est la plus riche en ces oxyhydroxydes avec 76 % de fer CBD total. Les argiles et les limons en renferment 17 et 7 % respectivement.

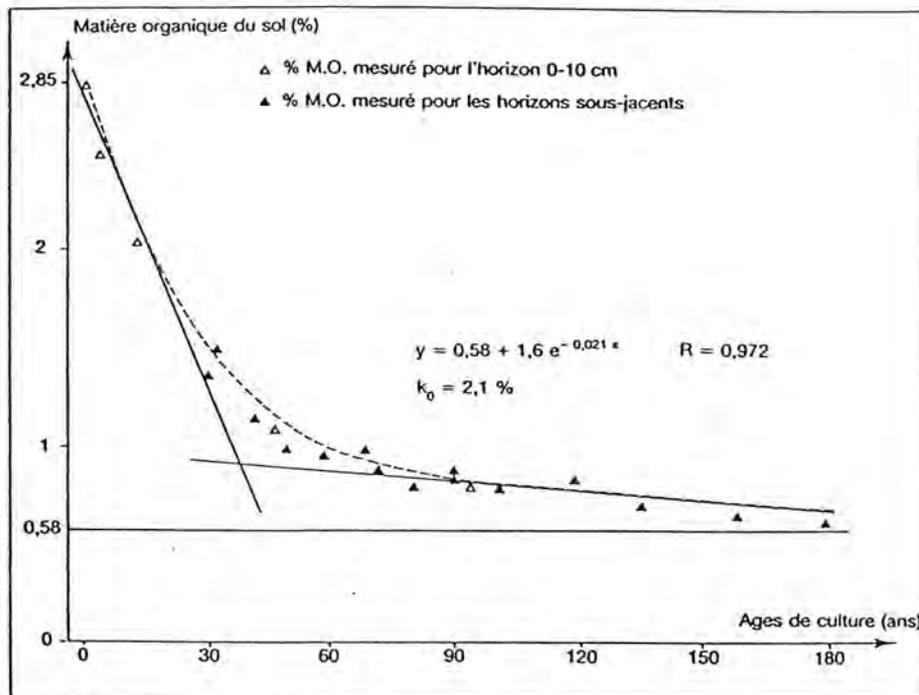
Les limons et les sables fins ne renferment pratiquement que du quartz (traces de feldspath dans les limons).

## - II-2-4 CONSTITUANTS ORGANIQUES : NATURE ET REACTIVITE

Il a été collectivement montré que des éléments tels que le phosphore, le zinc, le chrome, ou le carbone organique se corrélaient très bien avec les teneurs en oxyhydroxydes de fer et en argile (Bourgeon, 1992).

Ceci a une signification physique bien connue : complexation entre les groupements OH de surface et Zn ou Cr, interactions électrostatiques entre les surfaces d'oxyhydroxydes ferriques, chargées positivement, et les phosphates ou les polyanions organiques.

Si la quantité de matières organiques dépend du taux d'argile (Andreux *et al*, 1980 ; Bartoli *et al*, 1988 ; Elliot *et al*, 1991 ; Ferry, 1992), elle dépend aussi fortement, dans les sols tropicaux, de l'âge des cultures comme en témoigne la figure 2-13



Source : SIBAND, 1974.

Fig 2-13 : Effet d'un mode de culture intensif sur le taux de matières organiques de l'horizon de surface (0-10 cm) d'un sol rouge de Casamance (d'après Pieri, 1989).

Or la dégradation de la fertilité chimique et de la stabilité structurale des sols tropicaux sous l'effet de la culture est attribuable à cette diminution de stock organique (Combeau et Quantin, 1963 ; Fauck *et al*, 1969 ; Morel et Quantin, 1972 ; Siband, 1974 ; Pieri, 1989).

A cette caractérisation du stock organique sera jointe une étude sur la nature des ces matières organiques, plus ou moins agrégeantes, à l'aide de techniques de fractionnements physiques, de dissolutions chimiques et de caractérisations biochimiques.

## - MALI

### - MILIEUX CONTROLES

Les teneurs en carbone et en azote organiques de ces horizons de surface cultivés sont égales à  $0,29 \pm 0,1$  % et de  $0,16 \pm 0,05$  ‰, respectivement (n=12). Comparativement aux données déjà obtenues sur des horizons de surface analogues de sols sableux d'Afrique de l'Ouest, elles sont très faibles. La moyenne y est classiquement de 1 à 2 % pour le carbone et de 0,15 à 0,20 ‰ pour l'azote (Feller *et al*, 1983 ; Dabin, 1988 ; Pallo et Thiomballo, 1989 ; Pieri, 1989).

Ceci serait largement attribuable à l'extrême pauvreté en argiles de ces sols, à la diminution du stock organique du fait de l'intensification des cultures (Fig. 2-13) ainsi qu'à la disparition des jachères et à la généralisation des cultures intensives.

Le bilan de distribution du carbone organique dans les différentes classes granulométriques est l'inverse de celui du fer avec 75% du carbone organique total dans les particules fines (< 50 µm) (62% dans les argiles) et seulement 25% dans les sables. Cette augmentation "exponentielle" du carbone organique des fractions sableuses aux argileuses révèle une humification rapide et progressive, avec peu de débris végétaux résiduels (sables).

Les teneurs en carbone organique contenus dans les argiles sont fortement liées à celles en fer CBD de ces mêmes fractions ( $r=0,99$  ;  $r$  test = 99,9%, n=13) ce qui révèle la présence d'associations organo-minérales matières organiques-oxyhydroxydes de fer bien cristallisés et, plus largement, d'associations kaolinite-oxyhydroxydes de fer-matières organiques.

### - MILIEUX PAYSANS

Les pourcentages en matières organiques des sols de milieux paysans sont aussi relativement faibles ( $0,32 \pm 0,05$  % de carbone organique et  $0,19 \pm 0,03$  ‰ d'azote pour 3 échantillons), ce qui serait à nouveau attribuable à la pauvreté en argiles de ces horizons de surface et aux pratiques culturales intensives.

A nouveau, la majeure partie du carbone organique se trouve concentrée dans les fractions argileuses.

Les horizons de surface des sols maliens étudiés (milieu paysans ou cultivés) sont donc finalement relativement homogènes au niveau de leurs colloïdes organo-minéraux. Aussi les résultats évoqués ci-après concernant la nature des matières organiques des trois sols des milieux paysans

(Dutartre, 1989 ; Dutartre *et al*, 1993) peuvent être généralisés à l'ensemble des sols sableux maliens étudiés.

Les matières organiques des fractions fines ( $< 20\mu\text{m}$ ) sont constituées à plus de 65% par de l'humine, fraction organique inextractible à la soude (Fig 2-14 A et B). 67,8% du carbone et 66,8% de l'azote sont contenus dans la fraction humine. Les associations organo-minérales sont donc vraiment très stables. Généralement, le taux d'humine des matières organiques des sols tropicaux est plus faible (45 à 60%) (N'Guyen et Duchaufour, 1969 ; Dabin, 1988 ; Moyano *et al*, 1991).

Les acides humiques présentent un degré d'aromaticité élevé ( $\text{H/C} = 1$ ), sont fortement oxygénés et riches en groupements fonctionnels carboxyliques  $\text{COOH}$ . Ils sont donc particulièrement réactifs et agrégeants. Les faibles rapport AF/AH mesurés (Fig 2-14 A et B) traduisent aussi un état avancé d'humification ainsi qu'une association organo-minérale très stable (Andreux, 1979 ; Jocteur Monrozier et Duchaufour, 1986). Ceci est confirmé par le fait, qu'après hydrolyse acide, près de 60% du carbone et 50% de l'azote n'est pas hydrolysable (Fig 2-14 C et D).

Ce degré d'humification est tout à fait exceptionnel en milieu tropical où la part d'azote hydrolysable ne dépasse généralement pas les 10-15 % (Jocteur Monrozier et Andreux, 1981). Il s'expliquerait par l'environnement bioclimatique, mais aussi par l'incessant accroissement des cultures intensives, la disparitions des jachères et la généralisation des cultures intensives

La répartition des différentes formes des polysaccharides montre la prédominance des sucres neutres part rapport aux osamines et aux acides uroniques (Fig 2-14 E)

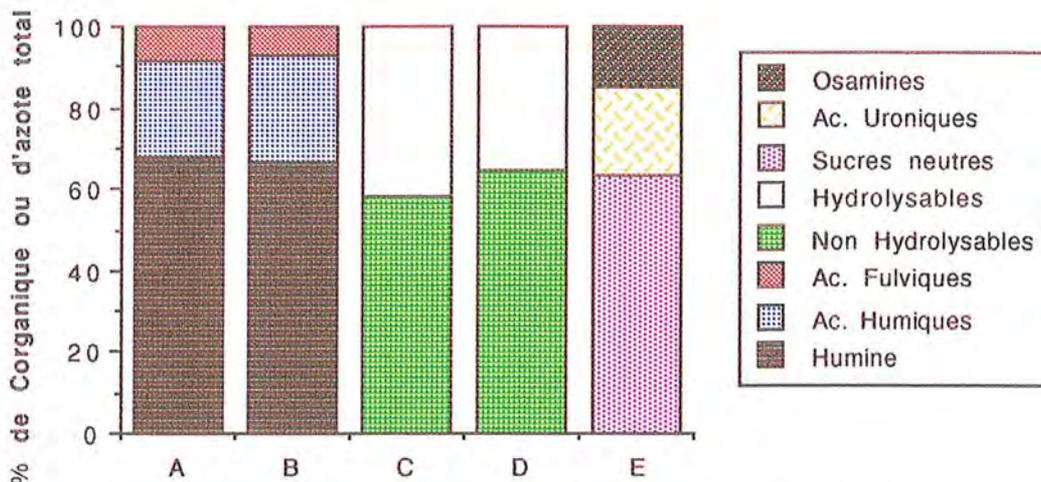


Fig 2-14 : Caractérisation des matières organiques des sols maliens des milieux paysans  
 - Bilan de répartition du carbone organique (A) et de l'azote (B) dans les différentes fractions des matières organiques (extraction alcaline).  
 - Parts du carbone organique (C) et de l'azote (D) hydrolysables ou non après hydrolyse acide.  
 - Bilan de répartition des différentes formes des polysaccharides (E).  
 (d'après Dutartre, 1989 ; Dutartre *et al*, 1993).

## -BURKINA FASO

### -MILIEUX CONTROLES

Egalement très faibles, les teneurs en carbone et azote organiques de ces horizons de surface sont respectivement de 0,40 %, avec un écart type important de 0,22, et de  $0,21 \pm 0,06$  %.

Alors que l'année de prélèvement (Fig 2-15 a) et le type de rotation (Fig 2-15b) n'induisent aucune différence statistique de stock organique, l'apport de fumure organique (T5) se traduit, en 1989 et 1990, par une augmentation très significative de la teneur en carbone organique (Fig 2-15 c et d) et en azote pour chacun des trois groupes homogènes de blocs hormis le groupe A (bloc 1 et 2) de 1989. Il n'y a par contre aucune différence statistique entre les stocks organiques des sols témoins (T) et ceux des sols à enfouissement de paille (T2) (Fig 2-15 c et d) Ces résultats confirment et précisent ceux précédemment obtenus à Saria (Sedogo, 1981 ; Pieri, 1989).

Corrélativement des différences significatives de rendements entre les sols témoins (T) et les sols à fumure organique (T5) ont été mises en évidence dans chacun des trois groupes homogènes de blocs (Fig. 2-16).

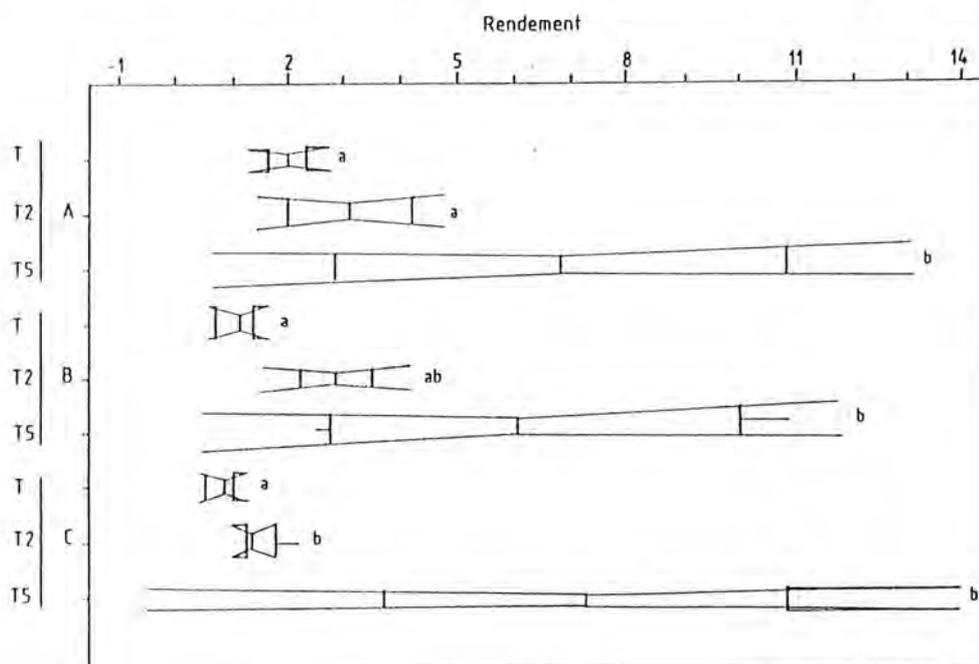


Fig 2-16: Influence des traitements sur les rendements en sorgho (Kg/ha/an de grains ) (données de l'année aimablement communiquées par O. Badiori, INERA) dans chacun des trois groupes homogènes de blocs de la station de Saria.

T = sols témoins ; T2 = apport de fumure minérale  
T5 = 40t/ha/an de fumure organique tous les deux ans

(diagrammes à "encoches et à moustaches" ; dans chacun des groupes homogènes de blocs A, B ou C des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes).

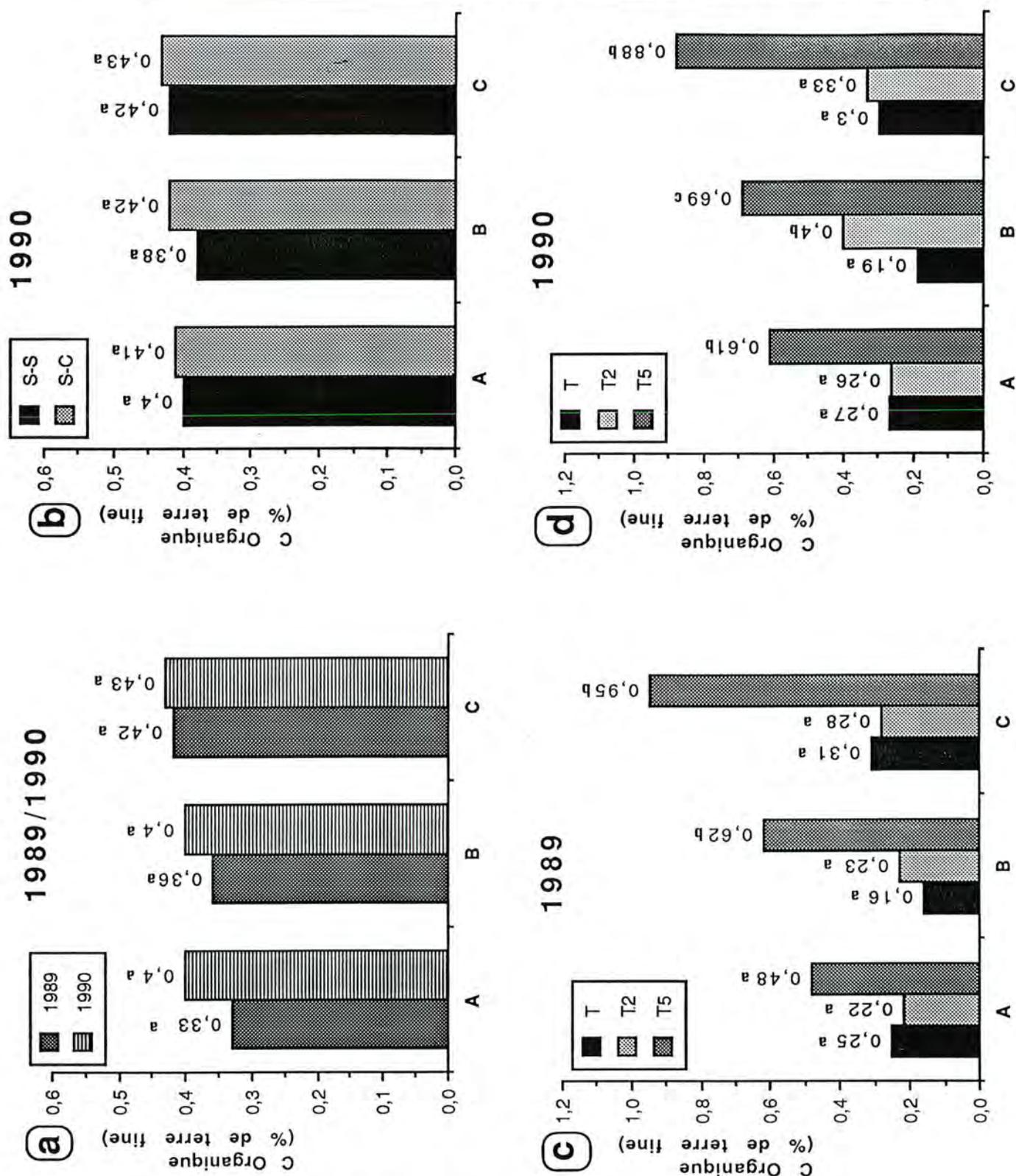


Fig 2-15 : Teneur moyenne en carbone organique des sols de chacun des trois groupes homogènes de blocs (A, B et C) en fonction de l'année de prélèvement (a), du type de rotations (S-S = Sorgho-Sorgho ; S-C = Sorgho-Coton) (b) et des traitements (T = sols témoins ; T2 = apport de fumure minérale ; T5 = 40t/ha/an de fumure organique tous les deux ans) (c et d).

Dans chacun des groupes homogènes de blocs A, B ou C des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

Cet effet positif du fumier à la fois sur les matières organiques du sol et sur les rendements est trivial. Mais cette augmentation est-elle due à une augmentation de fertilité chimique (bases échangeables) ou/et à une augmentation de fertilité physique (stabilités structurales, porosités) ? Des éléments de réponse à cette question seront progressivement apportés au cours de ce mémoire.

Dans les horizons de surface des sols à fumure organique (T5) une nette augmentation de la teneur en carbone organique est aussi mise en évidence d'amont en aval, du groupe A au groupe C, que ce soit en 1989 ou en 1990 (Fig 2-15 c et d). Ce gradient positif est le même que celui des teneurs en argiles et en oxyhydroxydes de fer. Il est, dans tous les cas, plus net en 1989 qu'en 1990 (Fig 2-9 et 2-15). Il est donc possible d'en conclure que lorsque l'apport organique est suffisamment important, le principal facteur limitant son stockage dans le sol est la quantité de colloïdes minéraux. Ceci confirme expérimentalement les corrélations positives souvent obtenues lorsque la teneur en matières organiques est reliée à la teneur en argile des sols (par exemple Ferry, 1992).

Dans le cas des horizons de surface des sols témoins (T) ou des sols à enfouissement de paille (T2), ce gradient est très peu perceptible (Fig 2-15 c et d) ce qui pourrait être attribuable au caractère relativement aléatoire de la distribution spatiale des résidus de récolte, principale source carbonée de ces sols sableux.

Enfin, tout comme les sols maliens, le bilan de répartition du carbone organique dans les différentes classes granulométriques est l'inverse de celui du fer avec 70 % du carbone reparti dans les particules fines < 50  $\mu\text{m}$  (50 % dans les argiles) (Fig. 2-17 et 2-18).

Le type de rotation n'a aucun impact sur la répartition du stock organique dans les classes granulométriques de chacun des trois groupes homogènes de blocs (Fig 2-17 a, b et c).

L'incidence de l'année de prélèvement est faible, hormis dans la classe limoneuse où on observe un appauvrissement de carbone organique entre 1989 et 1990 (Fig 2-17 d, e et f). Les classes argileuses et sableuses grossières sont statistiquement identiques. De petites variations apparaissent dans la classe des sables fins avec une tendance à un enrichissement en 1990 par rapport à 1989 (Fig 2-18 d, e et f). Cette plus grande quantité de matières organiques et plus spécialement de matières organiques non humifiées s'expliquerait par la différence de date de prélèvement : au tout début de la saison sèche (Janvier-Février) en 1990, en fin de saison sèche (Avril-Mai) en 1989.

Quel que soit le traitement, la répartition de la matière organique est bimodale avec deux compartiments : la fraction argileuse où se trouvent les matières organiques humifiées fortement associées aux colloïdes minéraux et la fraction sableuse où se trouvent des débris végétaux ou de fumier non encore décomposés, observés à la loupe binoculaire. Cette bimodalité est

plus prononcée dans le cas des sols à fumure organique (T5), les plus riches en matières organiques humifiées (argiles) et en débris végétaux (sables) (Fig 2-18). Dans ces sols à fumure organique, elle est nettement plus accentuée en 1990 par rapport à 1989 (Fig 2-18) ce qui serait attribuable à une humification beaucoup plus limitée du fait d'un apport plus récent de fumier (apports en 1988 et 1990).

## **- MILIEUX PAYSANS**

### **-Sols pauvres en gravillons**

Les teneurs en constituants organiques sont parmi les plus fortes jusqu'ici observées ( $0,4 \pm 0,1$  % de carbone organique et  $0,19 \pm 0,07$  ‰ d'azote,  $n=10$ ). Les valeurs du C/N, avec  $24,3 \pm 7,3$ , sont également parmi les plus élevées.

La distribution du carbone organique dans les fractions granulométriques est aussi particulière (80% du carbone, uniformément réparti entre les limons et les argiles, se trouve dans les fractions les plus fines  $< 50 \mu\text{m}$ ), ce qui révèle un mode d'humification nettement plus progressif que celui précédemment observé en milieux paysans maliens. Tout ceci serait attribuable au stockage de macromolécules polyaromatiques sur des oxyhydroxydes de fer, ici relativement abondants et particulièrement réactifs (taux de substitution alumineuse élevé).

L'excellente corrélation positive existant entre la teneur en oxyhydroxydes de fer des argiles et celle en carbone organique de ces mêmes fractions ( $r = 0,97$  ;  $r$  test = 99,9%,  $n=10$ ) confirme cette interprétation.

### **- Sols gravillonnaires**

Au fur et à mesure que les sols se "chargent" en oxyhydroxydes de fer, les quantités de matières organiques croissent. Dans les sols gravillonnaires, riches en éléments ferrugineux, les teneurs en carbone organique sont donc élevées ( $0,70 \pm 0,37\%$ ,  $n=14$ ). Tout comme les matières organiques des sols paysans pauvres en gravillons, celles-ci sont caractérisées par un C/N élevé ( $27,5 \pm 10,0$ ). 80 % du carbone organique est contenu dans les fractions les plus fines, inférieures à  $50 \mu\text{m}$ .

### **- Sols gravillonnaires de la toposéquence dite de Saria**

Avec 0,7% de carbone organique et 0,4‰ d'azote ( $n=3$ ), les teneurs de ces sols sont également parmi les plus élevées. Le C/N est toujours aussi élevé (20,8) et l'étude de la distribution du carbone organique dans les différentes fractions granulométriques révèle à nouveau une forte concentration des matières organiques dans les fractions  $< 50\mu\text{m}$  (75 % ; 66% dans les argiles).

Le rôle bénéfique des argiles et plus particulièrement des oxyhydroxydes de fer (abondants et réactifs : taux de substitution alumineuse élevé) vis-à-vis du stock organique est à nouveau indéniable.

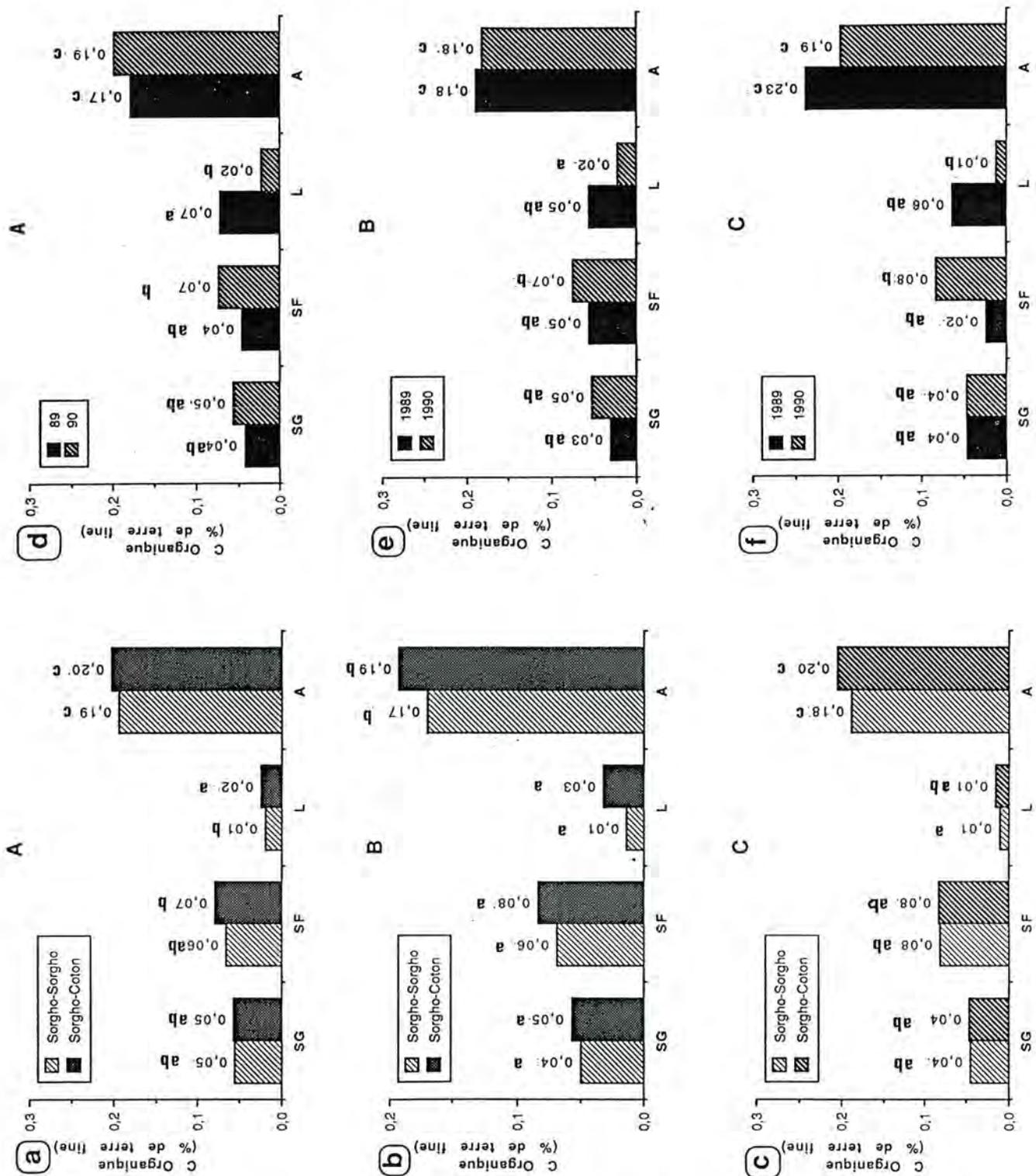


Fig 2-17 : Répartition moyenne du carbone organique dans les fractions granulométriques des sols de chacun des trois groupes homogènes de blocs (A, B et C) en fonction de l'année de prélèvement (d, e et f) et en fonction du type de rotation (a, b et c) (SG = sables grossiers, SF = sables fins, L = limons, A = argiles, S-S = sorgho-sorgho, S-C = sorgho-coton).

Dans chacun des groupes homogènes de blocs A, B ou C des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

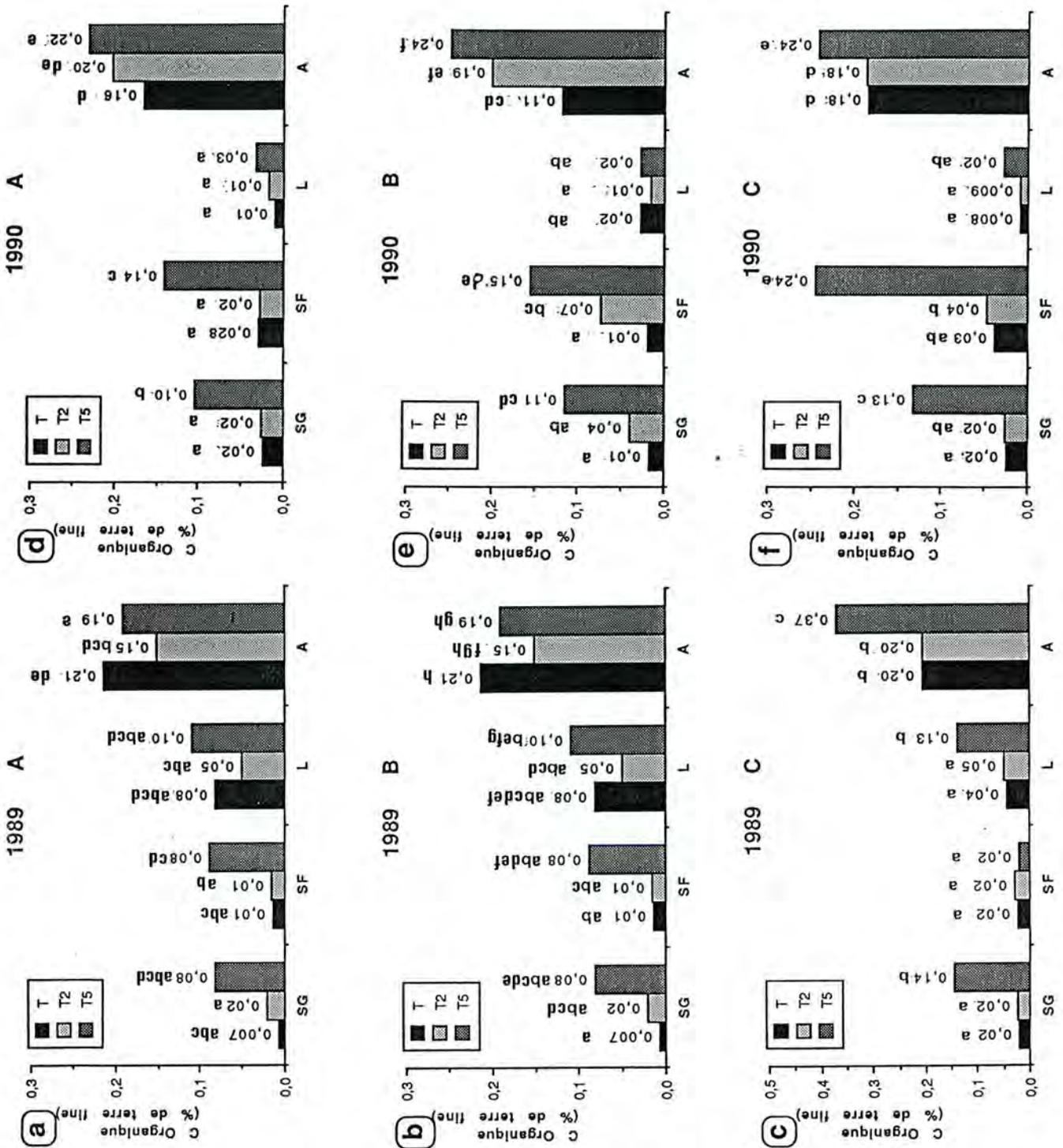


Fig 2-18 : Répartition moyenne du carbone organique dans les fractions granulométriques des sols de chacun des trois groupes homogènes de blocs (A, B et C) en fonction des traitements en 1989 (a, b et c) et en 1990 (d, e et f).

SG = sables grossiers, SF = sables fins, L= limons, A = argiles

T = sols témoins

T2 = apport de fumure minérale

T5 = 40t/ha/an de fumure organique tous les deux ans

Dans chacun des groupes homogènes de blocs A, B ou C des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

Les teneurs les plus élevées en oxyhydroxydes de fer et en matières organiques ont été détectées dans les fractions argileuses 0,1-2  $\mu\text{m}$ , obtenues par ultracentrifugation Sharpless. L'observation ultrastructurale de ces fractions révèle qu'il s'agit en fait de microagrégats constitués d'associations kaolinite-oxyhydroxydes de fer bien cristallisés-matières organiques, ces dernières étant souvent riches en polysaccharides et, en tout cas, en groupement OH, comme le révèlent les colorations de Thiéry (1967) qui ont été effectuées sur certaines coupes ultra fines (Dutartre *et al*, 1993).

Fait aussi marquant, les teneurs en argiles, en oxyhydroxydes de fer et en matières organiques suivent la même évolution en fonction de la taille des agrégats stables à l'eau après une heure de tamisage, avec une concentration maximale de ces colloïdes dans les fractions agrégées 0,2-0,5 mm.

Cette très forte association organo-minérale est confirmée par le fait que les proportions de carbone et azote dans l'humine dépassent 80% et 83 %, respectivement (Fig 2-19 A et B), ce qui est tout à fait exceptionnel. Le rapport AF/AH est toujours très faible (Fig 2-19 A et B).

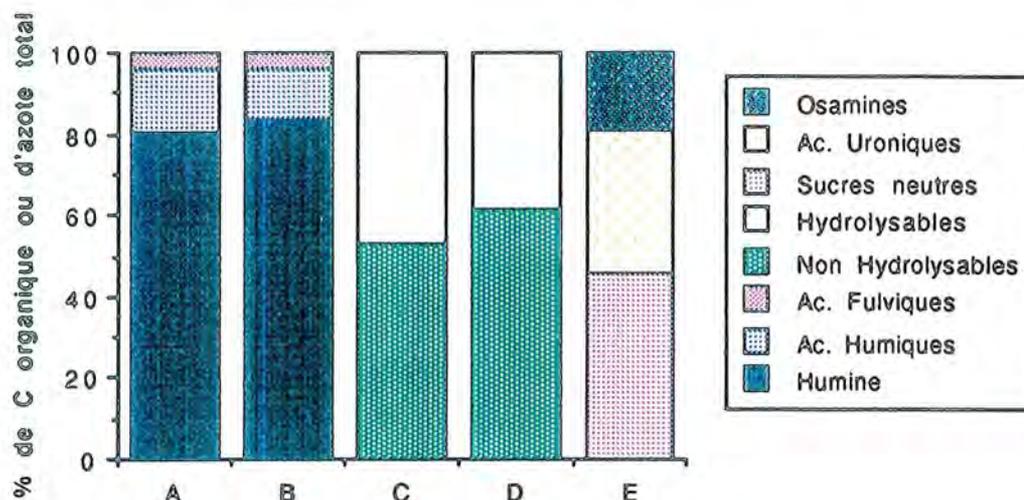


Fig 2-19 : Caractérisation des matières organiques des sols burkinabés de la toposéquence isolée dite de Saria. Bilan de répartition du carbone organique (A) et de l'azote (B) dans les différentes fractions des matières organiques (extraction alcaline); Parts du carbone organique (C) et de l'azote (D) hydrolysables ou non après hydrolyse acide ; Répartition des différentes formes des polysaccharides (E).

(d'après Dutartre, 1989 ; Dutartre *et al*, 1993)

Les caractéristiques des acides humiques sont très semblables à celles des sols maliens paysans. Après hydrolyse acide, ces sols contiennent également 50% de carbone et 40% d'azote non hydrolysables (Fig 2-19 C et D) comme c'est le cas pour les sols maliens. Par contre, de nettes différences existent au niveau des proportions en polysaccharides. Les acides uroniques, constituants organiques particulièrement agrégeants (Visser, 1968 ; Gückert, 1973 ; Hamblin et Greenland, 1977) sont relativement plus abondants dans ces sols burkinabés que dans les sols maliens (Fig 2-19 E).

## - II-3 PROPRIETES PHYSICOCHEMIQUES ET STRUCTURALES

Nous venons d'établir que le stock et la nature des colloïdes minéraux (< 2  $\mu\text{m}$ ) contrôlaient, pour une bonne part, le stock et la nature des matières organiques.

A leur tour ce sont souvent les matières organiques qui, par leurs charges variables négatives, contrôlent la quantité de cations échangeables des horizons de surfaces des sols tropicaux d'Afrique de l'Ouest. C'est ainsi par exemple, qu'en fonction de l'âge des cultures, Morel et Quantin (1972) et Siband (1974) ont pu observer qu'il y avait diminution concomitante du stock organique et de la teneur en cations échangeables (sols ferrallitiques).

Les sols étudiés sont cultivés depuis de nombreuses années aussi, est-ce plutôt, à stock et nature de colloïdes minéraux égaux, le type de traitement qui va contrôler ce stock organique? L'impact sur les bases échangeables sera étudié.

Les matières organiques contrôleraient également les propriétés de mouillabilité de ces horizons de surface donc, pour une large part, leurs stabilités structurales à l'eau. Cette dernière relation a été établie, pour de tels sols de zone semi-aride, par Combeau et Quantin (1963), Fauck *et al* (1969) et Pieri (1989).

La formation de croûtes de surface (Casenave et Valentin, 1989) est très développée dans ces régions. Leur aptitude au drainage en dépendent. Les résultats de l'étude de la stabilité structurale des sols étudiés seront aussi évoqués dans ce chapitre.

### - II-3-1 METHODOLOGIE

**pH :** Il a été déterminé à l'eau et au KCl 1N avec un rapport sol/solution de 1/2,5.

**Cations échangeables "au pH du sol" :** 4 g de terre fine sont mélangés à 80 ml de  $\text{NH}_4\text{Cl}$  0,5M puis centrifugés. Les cations calcium, magnésium, sodium et potassium du surnageant sont dosés par adsorption atomique.

**Charges de surfaces :** Elles sont déterminées par titrations potentiométriques en continu de suspension de sols de force ionique contrôlée (KCl 0,01, 0,1 ou N) lors d'ajouts de soude ou d'acide chlorydrique selon un protocole décrit par Bartoli *et al* (1992).

Les charges négatives du sol sont mesurées entre le point de titration nulle et le point de charge nulle.

**Mouillabilité :** Des colonnes de sols sont immergées dans un liquide (polaire comme l'eau ou non polaire comme les alcanes) dont la remontée capillaire est stoppée à l'aide d'une pression d'azote selon un protocole mis

au point au CPB par Bartoli et Philippy. La pression capillaire correspond à la différence entre cette pression et la pression atmosphérique.

Dans notre cas on considère, en première approximation, que l'angle de contact hexane (très faible tension superficielle) - sol (colonne de sol de porosité proche de 60 %) est nul (d'où  $\cos \theta_{\text{hexane}} = 1$ ). Ceci permet donc de calculer l'angle de contact eau-sol (milieu poreux) à partir des mesures de pression capillaire sol-eau et sol-hexane (Tschapek *et al*, 1973). Des mesures plus complètes utilisant une gamme de liquides polaires et non polaires ainsi que les formalismes physico-chimiques existant permettraient d'avoir directement accès à l'aptitude du sol à se mouiller (coefficient d'étalement).

**Stabilités structurales :** Elles sont obtenues à l'aide d'une variante de la technique de Yoder (1936) mise au point par l'équipe agrégation du CPB (Bloin *et al*, 1990 ; Bartoli *et al*, 1991a) et permettant de passer 9 échantillons (3 sols avec 3 répétitions) par appareil de désagrégation.

5 g de terre fine sont placés à l'intérieur d'un tamis circulaire de 200  $\mu\text{m}$  baignant dans environ 2 cm d'eau distillée. Ils sont ensuite soumis à un mouvement rotatif constant pendant un temps  $t$ . Le temps d'une heure a été choisi pour caractériser la stabilité de ces sols sableux.

Le pourcentage d'agrégats, supérieurs à 200  $\mu\text{m}$ , stables à l'eau est calculé par la différence entre le poids des sables+agrégats > 200  $\mu\text{m}$  obtenus au temps  $t$  et celui des sables grossiers obtenus après désagrégation et dispersion par les résines Na.

Le pourcentage d'agrégats stables peut être étudié en cinétique à des laps de temps croissant de 1/4 à 40 heures. Son évolution suit une loi puissance de la forme  $A_g = t^{-D_{\text{ciné}}}$ . Le coefficient  $D_{\text{ciné}}$  permet de caractériser de façon synthétique l'ensemble de la cinétique (Bartoli *et al*, 1991b).

**Evolution du taux d'agrégats stables en fonction de leur teneur initiale en eau :** C'est l'évolution, en fonction de la teneur initiale en eau obtenue par équilibre hydrique à un pF donné (Bartoli *et al*, 1992). L'appareil de mesure est le même que celui présenté ci-dessus. Les sols ont préalablement été hydratés sous cinq valeurs de pF différents (pF 1, 2, 3, 3,5 et 4,2) correspondant à des états hydriques pouvant être rencontrés sur le terrain. Il s'agit en fait là de "gâteaux" centimétriques d'agrégats : ces résultats ne peuvent donc pas être strictement comparés avec les précédents, obtenus à partir d'agrégats millimétriques.

**Simulateur de pluie (Université de Wageningen) :** Utilisé à la station de Cinzana, près de Ségou au Mali, ce simulateur est un appareil à disque rotatif (Morin *et al*, 1967) réglé pour produire une pluie d'une intensité de 58 mm/h. Pour chaque test, une couche de 5 à 10 cm d'épaisseur du sol à tester a été disposé sous le simulateur sur une surface de  $1\text{m}^2$ . L'eau ruisselée a été collectée toute les deux minutes, le test étant arrêté quand le ruissellement cessait d'augmenter.

Chaque échantillon a été soumis à deux types de pluies successives, la première sur le sol sec, la seconde 24 heures après. Les résultats, aimablement communiqués par W Hoogmoed (Université de Wageningen)

seront donnés sous forme de graphes présentant la vitesse d'infiltration en fonction du temps. Un ajustement a été effectué, par W Hoogmoed, selon le modèle Morin et Benyamini (1977).

**Analyses statistiques :** Elles ont été réalisées pour déterminer notamment l'influence des facteurs internes au sol (granulométrie, matières organiques, oxyhydroxydes de fer...) sur les propriétés de stabilités structurales et physico-chimiques des sols. Les éventuelles actions de ces dernières, sur les rendements, seront également étudiées.

## **- II-3-2 pH ET CATIONS ECHANGEABLES : INFLUENCE DES MATIERES ORGANIQUES, IMPACT SUR LES RENDEMENTS**

### **MALI**

#### **- MILIEUX CONTROLES**

##### **- pH**

Avec un pH modérément acide de 5,1 ces sols sont très semblables aux autres sols sableux d'Afrique de l'Ouest. Sur la même station agronomique les pH généralement mesurés variaient entre 5,1 et 5,6 (Pieri, 1989).

##### **- Cations échangeables**

La teneur moyenne en cations échangeables est très faible ( $1,24 \pm 0,65$  meq/100g,  $n= 12$ ), bien en dessous de l'intervalle [2-6] meq/100 g classiquement observé dans la plupart des sols ferrugineux tropicaux (Fauck, 1972 ; Pieri, 1989). Corrélativement, les quantités de charges négatives du sol sont très faibles dans les mêmes types de sols (0,5 à 0,6 meq/100 g,  $n=3$  Ech.) (Dutartre, 1989). Ceci s'explique par leurs teneurs extrêmement faibles en matières organiques et en argiles.

C'est le calcium qui est toujours le cation échangeable dominant (57%). Les teneurs en magnésium et en potassium échangeables sont égales à 0,26 et 0,24 meq/100 g, respectivement. Ces teneurs en potassium échangeable sont relativement élevées pour des alfisols. Généralement elles ne représentent que 0,05 % de la somme ce qui se traduit alors par une carence végétale en potasse dans les végétaux.

#### **- MILIEUX PAYSANS**

##### **- pH**

Le pH des sols du milieu paysans est très voisin de ceux des situations contrôlées (pH=5,4).

### - Cations échangeables

Avec une somme égale à  $1,50 \pm 0,31$  meq/100g (n=3), dont 60% de calcium, les sols des milieux paysans sont tout à fait semblables à ceux des milieux contrôlés, comme ils l'étaient pour les constituants.

## BURKINA FASO

### - MILIEUX CONTROLES

#### -pH

Les pH moyens, à l'eau, de ces sols sont de 6,65 pour les sols témoins (T), de 6,3 pour les sols soumis à des apports de fumure organique (T2) et de 6,6 pour ceux soumis à des apports de fumure organique (T5), respectivement. Ces horizons de surface sont donc relativement neutres.

Ces pH sont légèrement supérieurs à ceux antérieurement mesurés sur la station de Saria notamment en ce qui concerne les sols ayant subi des amendements minéraux.: 5,2 (T), 4,6 (T2) et 5,9 (T5) (Pieri, 1989). Un apport de chaux sur cette station en 1978 et 1988 a vraisemblablement entraîné cette augmentation.

#### - Cations échangeables

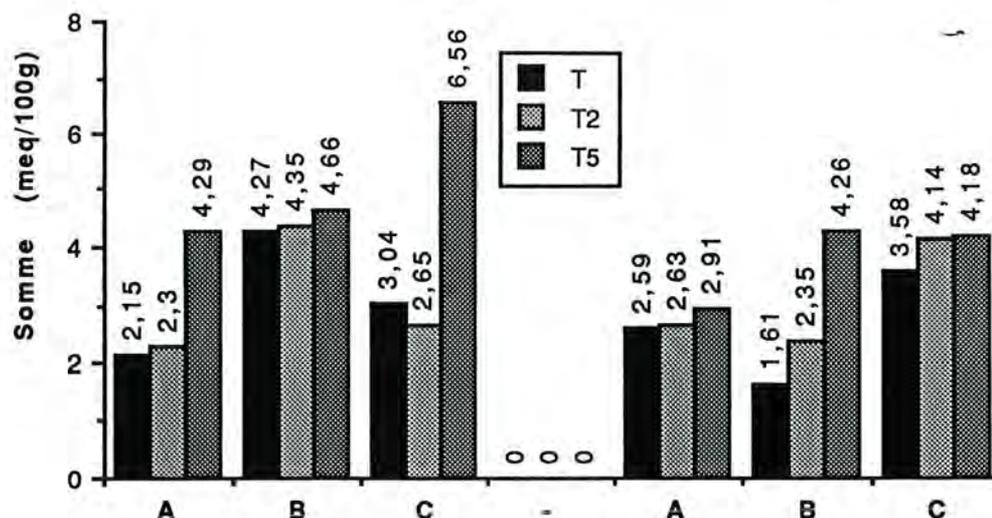
Alors que les quantités de matières organiques sont relativement faibles pour des sols sableux d'Afrique de l'Ouest, les teneurs en cations échangeables sont assez bonnes avec une moyenne de  $3,4 \pm 1,4$  meq/100 g (n=45). Elles sont plus élevées que celles mesurées par Fauck (1972) et Sedogo (1981) dans d'autres sols ferrugineux tropicaux burkinabés où le seuil de 2 meq/100 g était rarement dépassé sous conditions normales. Cette différence est attribuable à une différence de teneur en argiles. En effet, ces auteurs ont étudiés des sols contenant moins de 10 % d'argiles. Les nôtres en sont plus riches (15% en moyenne).

Le bilan des cations échangeables est très proche de celui établi pour les sols maliens avec : le calcium représentant 80% du total, un équilibre entre les quantités de magnésium et de potassium, et toujours des teneurs relativement élevés pour ce dernier ainsi que la présence de traces de sodium.

L'étude statistique de l'éventuelle influence des différents facteurs tels que l'année, les rotations de culture et les traitements sur la somme en bases échangeables, et sur chacune d'entre elles, a été réalisée pour chaque groupe homogène de blocs en 1989 et en 1990.

Aucune différence statistique de la somme en bases échangeables n'a été discernée ni avec l'année ni avec le type de rotation.

L'apport de fumure organique (T5), par rapport aux sols témoins (T) et aux sols soumis à des amendements minéraux (T2), n'a montré un effet positif discriminant sur la somme des bases échangeables que dans le groupe de blocs C en 1989 et dans le groupe de blocs B en 1990 (Fig 2-20).



**Fig 2-20 : Influence du type de traitement sur la somme moyenne des bases échangeables des sols de chacun des trois groupes homogènes de blocs (A, B et C) en 1989 et en 1990.**

T = sols témoins

T2 = apport de fumure minérale

T5 = 40t/ha/an de fumure organique tous les deux ans

Dans chacun des trois groupes homogènes de blocs A, B ou C des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

Les teneurs en sodium et en calcium échangeables ne sont pas affectées par le type de traitement (Fig 2-21 a et b). Par contre on observe généralement un effet positif de l'apport de fumure organique sur les teneurs en magnésium et potassium échangeables (Fig 2-21 c et d). Ceci serait attribuable à l'augmentation des charges variables négatives induite par cet apport organique.

En ce qui concerne le potassium et le magnésium échangeables des horizons de surface des sols à fumure organique (T5), on peut observer (i) que leurs teneurs sont, pour chacun des groupes homogènes, plus élevées en 1989 qu'en 1990 et (ii) que ces teneurs augmentent d'amont en aval, du groupe A au groupe C et ceci plus en 1989 qu'en 1990 (Fig 2-21 c et d).

Ces gradients positifs de potassium et de magnésium échangeables du groupe A au groupe C sont tout à fait analogues à ceux des teneurs en argiles et en oxyhydroxydes de fer (Fig 2-9) ainsi que des teneurs en matières organiques (fig 2-15). A notre avis ils seraient donc attribuables directement aux matières organiques et indirectement aux argiles, la part respective des argiles et des matières organiques restant en fait à établir. Le fait que les matières organiques de ces sols à fumure organique (T5) soient très nettement plus humifiées en 1989 qu'en 1990 (Fig 2-18, apport beaucoup plus récent de fumier en 1990 qu'en 1989) expliquerait la grande différence de teneur en potassium échangeable entre 1989 et 1990. En effet ce fumier est très riche en potassium (1,6 % de matière sèche : Sedogo, 1981) qu'il ne pourra libérer que lorsque ces débris se transformeront en matières organiques humifiées.

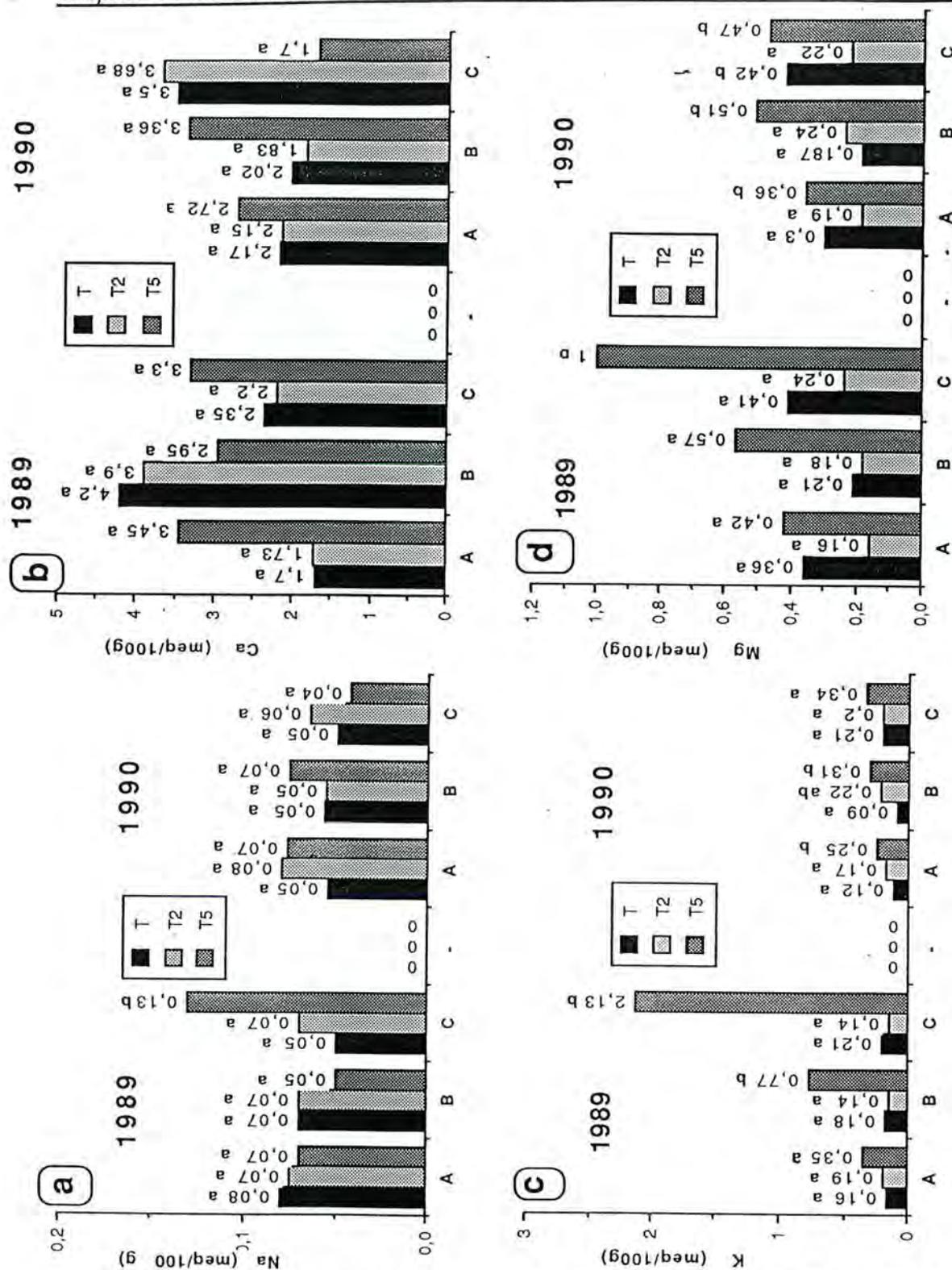


Fig 2-21 : Influence du type de traitement sur les teneurs moyennes en sodium (a), calcium (b), potassium (c) et magnésium (d) échangeables dans les sols de chacun des trois groupes de blocs (A, B et C) en 1989 et en 1990.

T = sols témoins

T2 = apport de fumure minérale

T5 = 40t/ha/an de fumure organique tous les deux ans

Dans chacun des trois groupes homogènes de blocs A, B ou C des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

Les rendements étaient grandement dépendants des apports en fertilisants organiques (Fig 2-15 et 2-16). Ils sont également bien corrélés ( $r=0,68$  ;  $r \text{ test}=99,9\%$ ,  $n=27$ ) avec la somme en bases échangeables (Fig 2-22). L'augmentation significative des rendements, des sols témoins (T) et des sols à enfouissement de paille (T2) aux sols à fumures organiques (T5), peut donc être expliquée, pour une bonne part, par une augmentation de la teneur en bases échangeables, particulièrement K et Mg, induite par cet apport organique donc par une augmentation de la fertilité chimique des sols.

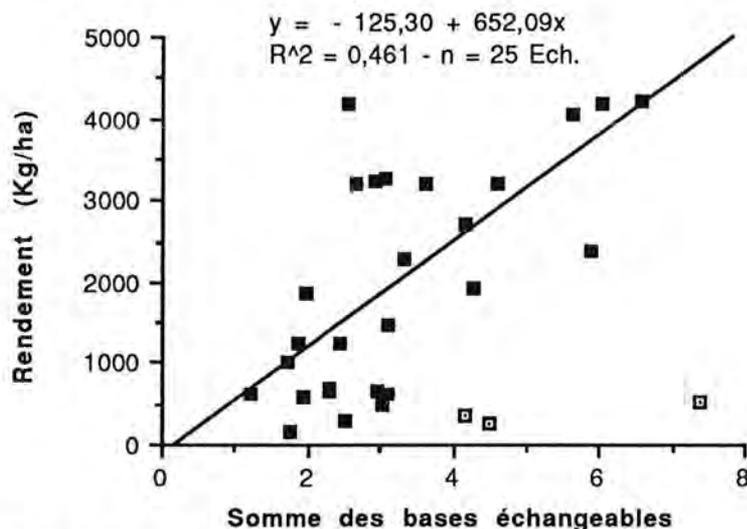


Fig 2-22 : Sols de la station agronomique de Saria :

Corrélation entre la somme des bases échangeables et les rendements de la station de Saria (les trois données correspondant aux figurés ouverts ont été écartées).

Les rendements nous ont été aimablement communiqué par O Badiori (INERA)

## - MILIEUX PAYSANS

### - Sols pauvres en gravillons

#### - pH

Beaucoup plus faibles que dans le cas de la station de Saria, les pH sont proches de 5,5 et sont à relier à l'environnement géo-pédologique.

Le pH moyen de 5,5 des terres fines des sols gravillonnaires du milieu paysan est donc identique à celui des terres fines des sols pauvres en gravillons.

#### - Cations échangeables

L'analyse des cations échangeables n'a pas été réalisée sur la plupart de ces sols gravillonnaires. Les sols de la toposéquence dite de Saria ont été étudiés : leurs teneurs en cations échangeables sont les plus importantes de l'étude avec une moyenne de  $5,6 \pm 2,2$  meq/100g dont 75% de calcium, ce qui est attribuable à leurs teneurs relativement élevées en matières organiques

et en argiles. Corrélativement, les quantités de charges négatives (1,2 à 1,8 meq/100g), mesurées par titrations potentiométriques, sont deux à trois fois plus élevées que celles des sols maliens des essais (Dutartre, 1989).

### **- II-3-3 STABILITES STRUCTURALES : INFLUENCE DES MATIERES ORGANIQUES, IMPACT SUR L'INFILTRATION ET SUR LES RENDEMENTS.**

#### **MALI**

##### **- MILIEUX CONTROLES**

Dans les sols de situations contrôlées le pourcentage d'agrégats > 200 µm stables à l'eau au bout d'une heure de tamisage est très faible ( $3,4 \pm 4,7\%$ , n=12).

Les courbes de cinétique de désagrégation sont également semblable à celles des sols de situations paysannes avec diminution importante du taux d'agrégats stables au bout de 10-16 heures d'agitation jusqu'à devenir nulle à 40 heures (Fig 2-23 a). Cette grande vulnérabilité s'observe directement sur le terrain où la présence de large rigoles d'érosion et de zones colluvionnées est fréquente.

Malgré les écarts types élevés il s'est avéré que les sols de l'essai VII se désagrégeaient plus rapidement que ceux du V (Fig 2-23 a). Les sols de cet essai sont pourtant plus riches en particules argileuses. Mais les fractions argileuses de l'essai V renferment nettement plus d'oxyhydroxydes de fer que celles de l'essai VII (Fer CBD = 4,4 et 2,1 ‰ respectivement).

L'étude de la mouillabilité de ces sols a permis de montrer que leur surface était plus hydrophobe quand la teneur en fer (CBD) augmentait. Les angles de contact milieu poreux-eau correspondant aux mesures de pression capillaire sont en effet égaux à 77,6° (essai VII) et à 74° (essai V) ce qui correspond à une augmentation relative d'hydrophobicité importante (Tschapeck *et al.*, 1973). Ceci expliquerait donc pourquoi les sols secs de l'essai V sont relativement mieux protégés de l'action désagrégeante de l'eau (éclatement d'agrégats) que ceux de l'essai VII.

Les tests réalisés sous simulateur de pluie (W. Hoogmoed, Université de Wageningen) confirment tout à fait ces résultats. Une diminution plus rapide de l'infiltrabilité est en effet observée sur les sols provenant de l'essai VII par rapport à ceux de l'essai V (Fig 2-23 b). Cette convergence de résultats nous permet de valider la méthode de mesure au laboratoire de la stabilité à l'eau des agrégats, en reliant ces mécanismes d'éclatement des agrégats secs immergés dans l'eau à l'évolution de la surface du sol sous l'action des pluies, c'est-à-dire de la brusque réduction de l'infiltration de l'eau induite par le développement d'une croûte de surface (Casenave et Valentin, 1989).

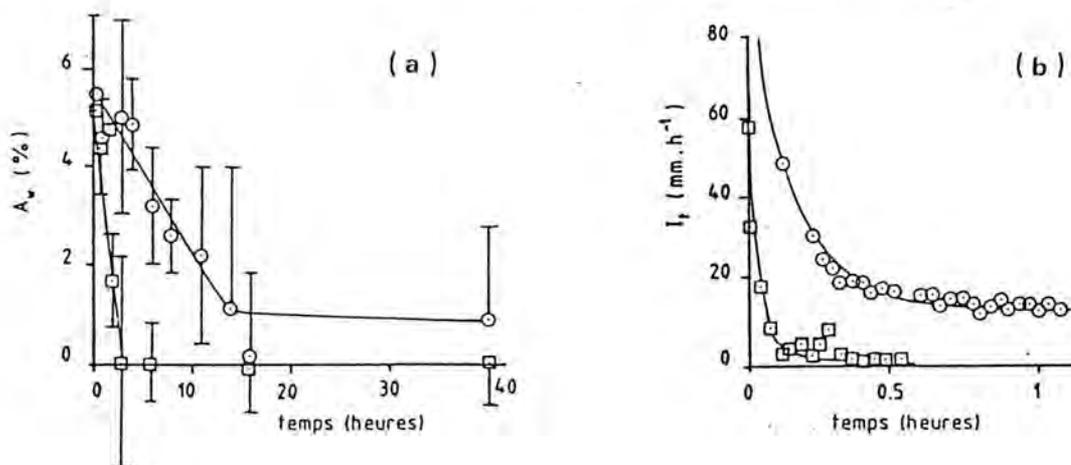


Fig 2-23 : Cinétique de désagrégation (a) et d'infiltration (b) réalisés sur les horizons de surface de l'essai V (O) et de l'essai VII (r).

$A_w$  = teneur en agrégats > 200  $\mu\text{m}$  stables à l'eau -  $I_t$  = vitesse d'infiltration de l'eau dans les sols (données aimablement communiquées par W. Hoogmoed, Université de Wageningen).

### - MILIEUX PAYSANS

Le faible pourcentage d'agrégats (> 200  $\mu\text{m}$ ) stables après une heure de désagrégation ( $4,0 \pm 1,6\%$ ,  $n=3$ ) ainsi que le fort coefficient  $D_{\text{ciné}}$  (0,15) (Fig 2-24) témoigne de la fragilité structurale de ces sols. Ceci est attribuable à l'extrême pauvreté en argiles, en oxyhydroxydes de fer et en matières organiques de ces sols.

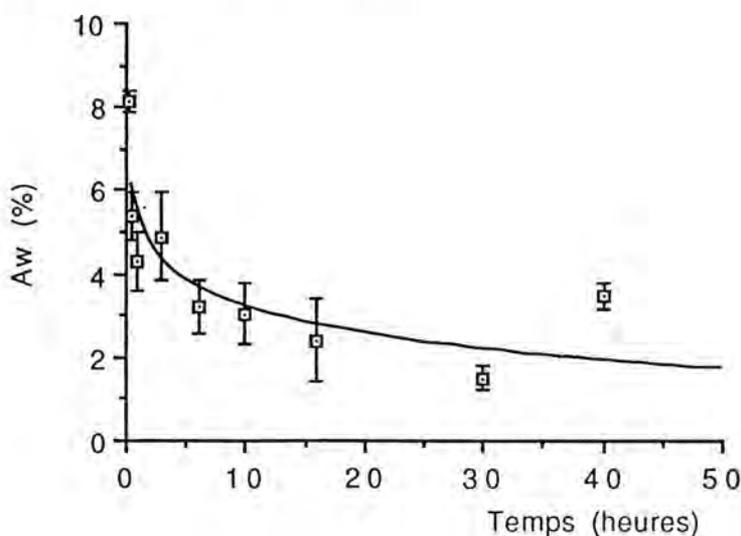


Fig. 2-24: Cinétique de désagrégation d'un sol malien paysan ( $A_w$  = teneur en agrégats > 200  $\mu\text{m}$  stables à l'eau).

## BURKINA FASO

### - MILIEUX CONTROLES

Avec un pourcentage global de  $5,2 \pm 4,1\%$  la teneur en agrégats stables après une heure de désagrégation est encore relativement faible. Les cinétiques de désagrégation sont par contre relativement plus lentes à Saria qu'au Mali ce qui serait attribuable à leur plus grande quantité de colloïdes minéraux et organiques. La bonne corrélation entre le pourcentage d'agrégats stables et les teneurs en carbone organique qui avait été observée sur une première partie des échantillons (Dutartre *et al*, 1993) est devenue beaucoup moins nette sur l'ensemble des données. Dans le même ordre d'idées, les quantités d'argiles et d'oxyhydroxydes de fer ne se trouvent pas corrélées avec ces teneurs en agrégats stables.

Dans chacun des trois groupes homogènes de blocs, aucun effet des rotations et des traitements n'a été révélé sur les quantités d'agrégats stables. Ceci serait du au test de stabilité structurale utilisé, pas assez performant. Aussi avons nous étudié la teneur en agrégats stables à l'eau en fonction du temps et de la teneur en eau initiale du sol pour trois couples homogènes de sols (couple 1 prélevé en 1990, couples 2 et 3 prélevés en 1989 : Tabl. 1).

	Traitement	Argile (%)	C Org. (%)	Fer CBD (%)	Agrégats (%)
<b>Couple 1</b>					
Ech. 43	T	7,1	0,24	4,3	6,1
Ech. 11E	T5	7,3	0,63	4,8	8,7
<b>Couple 2</b>					
Ech. 61	T	8,9	0,17	4	4,5
Ech. 71	T5	9,5	0,79	5,2	14,7
<b>Couple 3</b>					
Ech. 21	T	14,1	0,25	5,4	9
Ech. 96	T5	13,3	0,95	5,4	16

Tabl 1 : Caractéristiques des trois couples homogènes de sols témoins (T) et à fumure organique (T5).

L'influence du type de traitement se manifeste au niveau de la vitesse de désagrégation. Pour les sols témoins elle est rapide tandis qu'elle est souvent plus lente dans le cas des sols soumis à un traitement organique (Fig 2-25 a, b, c). Au bout de 10 heures de désagrégation le pourcentage d'agrégats stables restant est quasiment nul chez les témoins alors qu'il en reste de 2 à 5 % en fin de cinétique (40 heures) dans le cas des sols à fumure organique.

Par ailleurs la quantité d'agrégats,  $> 200 \mu\text{m}$  et stables à l'eau, augmente très nettement avec la teneur en eau initiale à l'équilibre et passe par un maximum correspondant à la capacité au champ (pF2) (Fig 2-25 d, e, f). Ce qui confirme les résultats précédents de Hofman et de Leenher (1975), de Boiffin (1984) et de Le Bissonnais (1988), qui avaient étudié l'influence de la réhumectation d'agrégats de sols limoneux tempérés sur leur stabilité structurale à l'eau.

Lorsqu'un agrégat sec est rapidement humecté l'eau pénètre et comprime l'air contenu dans les pores ce qui fait éclater cet agrégat. Lorsque les pores sont déjà remplis d'eau (à pF2) ce phénomène n'existe plus et la désagrégation n'a lieu qu'à cause de l'agitation mécanique du prototype de désagrégation qui use progressivement la périphérie des agrégats (Henin, 1976 ; Boiffin, 1984 ; Le Bissonnais, 1988 ; Bartoli *et al*, 1992).

Les horizons de surface des sols à fumure organique sont à nouveau beaucoup plus stables que leurs homologues témoins (Fig 2-25 d, e, f). On observe également que les sols les plus argileux sont les plus stables et ce d'autant plus que l'on se rapproche de l'état de saturation (pF2) (Fig 2-25 f). L'effet bénéfique des apports organiques sur la stabilité structurale de ces sols sableux est donc bien établie. Quel en est le mécanisme?

Ceci pourrait être dû à une modification des propriétés de mouillabilité des surfaces des sols (augmentation du caractère hydrophobe) ou / et à une diminution de la porosité (diminution de la vitesse d'infiltration).

Sur ces couples de "gâteaux" d'agrégats la porosimétrie mercure (Fortier, CIRAD-CA) révèle que la porosité totale évolue peu mais que, par contre, la distribution de taille des pores structuraux est beaucoup plus étalée dans le cas des sols à fumure organique que dans celui des sols témoins. Ce caractère plus hétérogène (d'ailleurs plus fractal de la surface) pourrait induire un ralentissement de la vitesse de pénétration de l'eau au sein des agrégats.

Le mécanisme associé à l'augmentation de stabilité structurale serait en fait plutôt physico-chimique, particulièrement dans le cas des sols les plus argileux où l'écart de teneur en agrégats stables entre sol témoin et sol à fumure organique est le plus grand à pF = 4,2 ("gâteaux" d'agrégats relativement secs). Dans ce cas (couple 3), l'angle de contact eau-milieu poreux (colonne de terre fine), calculé à partir de la mesure de pression capillaire, augmente en effet de  $75,6^\circ$  à  $78,3^\circ$  de l'horizon de surface du sol témoin à celui du sol à fumure organique. Dans des conditions expérimentales identiques l'angle de contact calculé du sable de Fontainebleau, réputé relativement hydrophile, est égal à  $74,5^\circ$ .

Cette augmentation d'hydrophobicité est tout à fait analogue à celle obtenue par Tschapek *et al* (1973) lorsqu'ils ont revêtu des grains de quartz (angle de contact calculé par remontée capillaire = 75°) par 5 % d'humate de sodium (angle de contact = 77°).

Il existe une relation positive entre les rendements et les teneurs en agrégats stables après un heure de désagrégation ( $r^2=0,38$ ;  $r_{test}=99,9\%$ ,  $n=28$ ) (Fig 2-26). On peut raisonnablement dire que les stabilités structurales des sols sont aussi, tout comme les cations échangeables mais de moindre façon, un facteur limitant à la croissance du sorgho pour une partie des sols des parcelles étudiées.

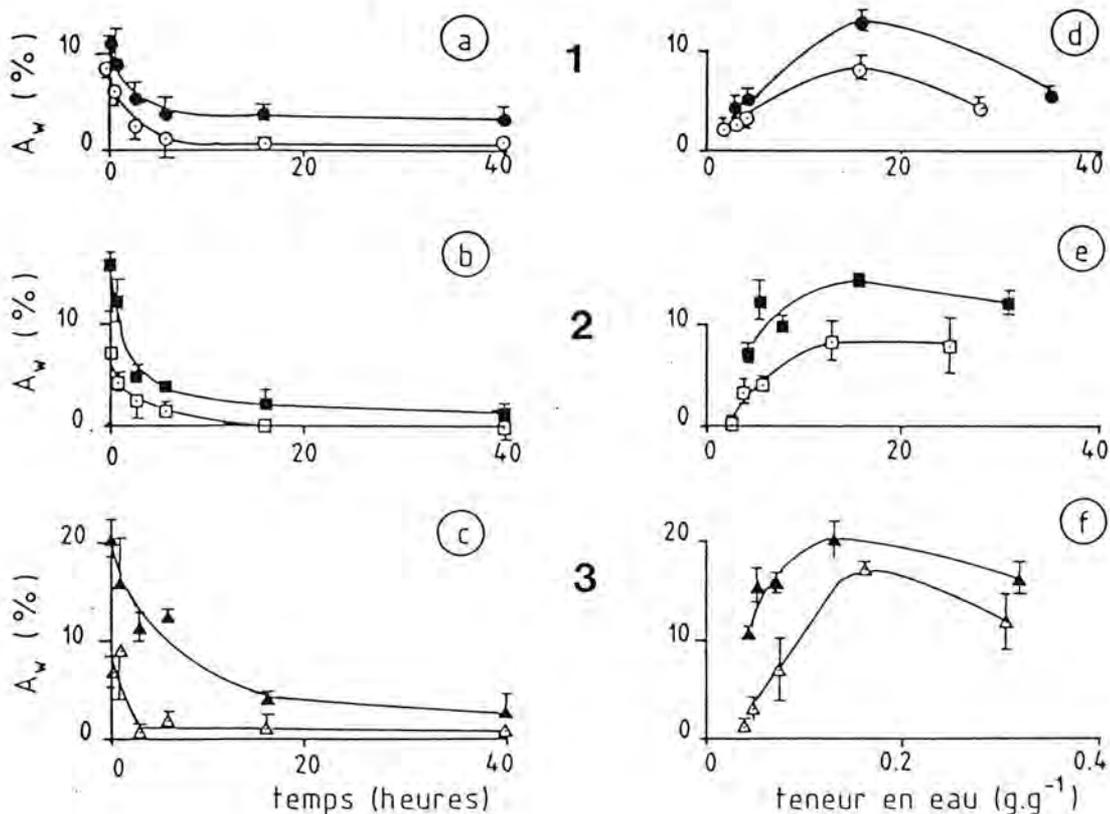


Fig 2-25: Cinétiques de désagrégation (a, b et c) et teneur en agrégats stables en fonction de la teneur en eau initiale (d, e et f) des trois couples de sols témoins T (figurés ouverts) et à fumure organique T5 (figurés pleins) sélectionnés de la station de Saria (se reporter au tableau 1).  $A_w$  = teneur en agrégats  $> 200 \mu m$  stables à l'eau.

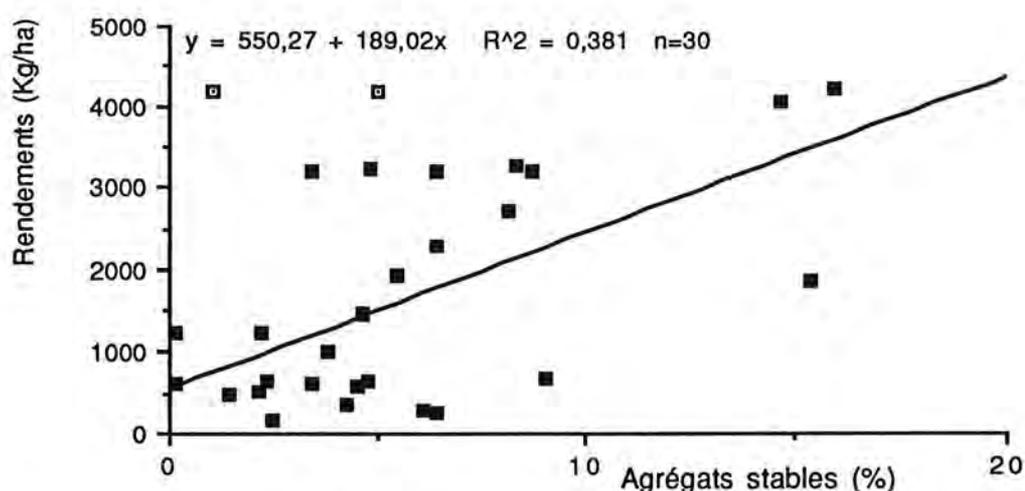


Fig 2-26: Sols de la station agronomique de Saria :

Corrélation entre le pourcentage d'agrégats > 200 µm stables à l'eau au bout d'une heure de tamisage et les rendements en grain (Kg/ha/an) de sorgho (les deux données correspondant aux figurés ouverts ont été écartées).

Les rendements nous ont été aimablement communiqués par O. Badiori (INERA).

## - MILIEUX PAYSANS

### - sols pauvres en gravillons

Très proches de celui des sols de la station de Saria, le pourcentage d'agrégats > 200 µm stables à l'eau au bout d'une heure de tamisage atteint 6 % ( $5,8 \pm 3,9\%$ ,  $n=10$ ). Il est donc de plus du double de celui mesuré en milieu paysan malien ce qui conforte l'extrême différenciation des sols des deux pays, qui avait été précédemment révélée lors de l'étude des constituants. Les cinétiques n'ont pas été réalisées sur ces échantillons.

### - sols gravillonnaires et sols de la toposéquence isolée dite de Saria

Avec le caractère gravillonnaire, la part d'agrégats stables à l'eau augmente passant de 5,8 à 7,2 % ( $7,2 \pm 3,7\%$ ) pour les terres fines des sols gravillonnaires de milieu paysans ( $n=14$ ) jusqu'à 10,7% ( $10,7 \pm 1,74\%$ ) pour les terres fines des sols de la toposéquence isolée ( $n=3$ ). L'allure des courbes de cinétiques de désagrégation (Fig 2-27), caractérisées par de très faibles valeurs du coefficient  $D_{ciné}$  (0,05), confirme la relative solidité stucturale de ces dernières.

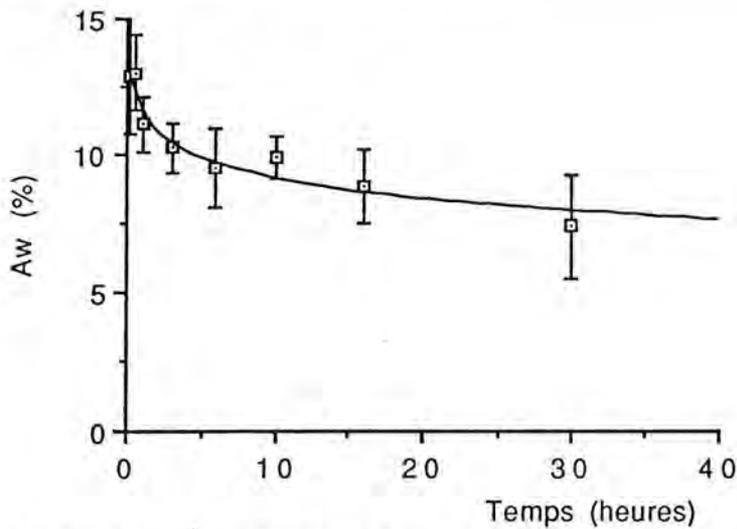


Fig 2-27: Cinétique de désagrégation d'un des sols de la toposéquence isolée dite de Saria. Aw = teneur en agrégats > 200 µm stables à l'eau.

Les teneurs relativement élevées en argiles et surtout en oxyhydroxydes de fer des terres fines seraient des facteurs explicatifs. De plus, en condition naturelle, ces sols possèdent des propriétés de résistance intéressantes du fait de la présence des gravillons, véritable barrière protectrice vis-à-vis de l'énergie des gouttes de pluie.

## - II-4 CONCLUSIONS

L'opposition entre les deux groupes sols gravillonnaires-sols non gravillonnaires décrite dès les premières lignes de ce chapitre existe mais ne paraît pas être la meilleure division pour différencier les terres fines des horizons de surface de cette étude. Il convient en fait d'opposer les deux sites d'étude du projet CEE (piloté par le CIRAD-CA) avec, d'un côté, les sols maliens développés sur grès et, de l'autre, les sols burkinabés développés sur grando-gneiss.

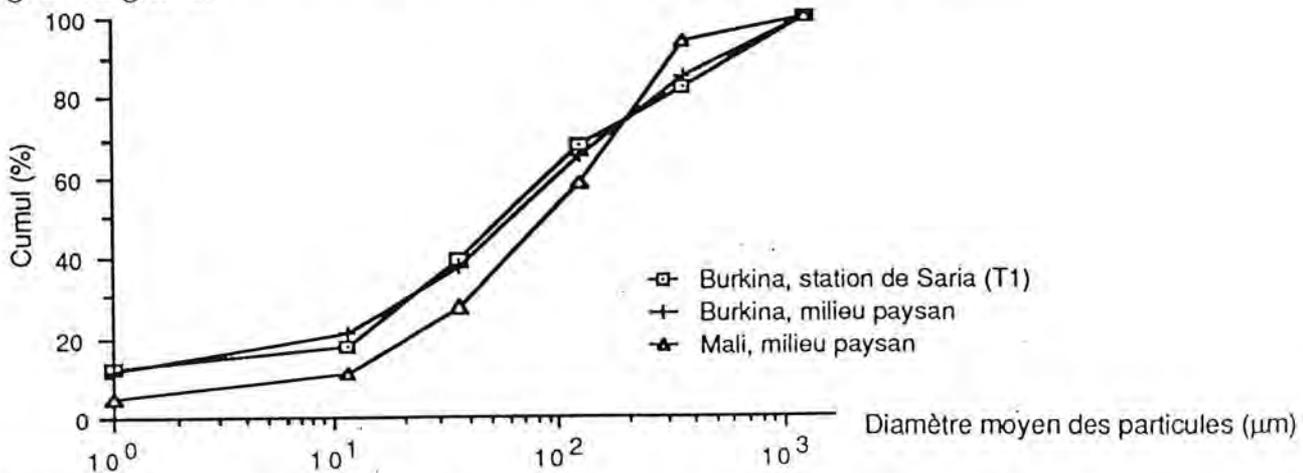


Fig. 2-28 : Courbes cumulées granulométriques moyennes des horizons de surface des sols des milieux paysans maliens (n = 15) et burkinabés (n = 27) et des sols de la station de Saria (n = 45).

Les horizons de surface des sols maliens sont ainsi relativement plus riches en particules grossières tandis que ceux des sols burkinabés possèdent de plus fortes quantités d'argiles ainsi qu'une distribution granulométrique moins étalée (Fig 2-28). Dans ceux-ci la part des limons et des argiles dépasse les 16% tandis qu'au Mali elle n'excède jamais les 10%. Ces sols maliens n'ont pratiquement hérités de leur roche mère gréseuse que des particules de quartz sableuses. A l'opposé, sur roches mères relativement riches en minéraux ferro-magnésiens, les horizons de surface des sols burkinabés sont plus riches en particules fines et en oxyhydroxydes de fer dont les surfaces permettront de mieux stocker les matières organiques (Fig 2-29). On observe en effet une bonne corrélation positive entre la teneur en carbone organique et la teneur en fer CBD ( $r = 0,98$ ;  $r \text{ test} = 99 \%$ ,  $n = 87$ ).

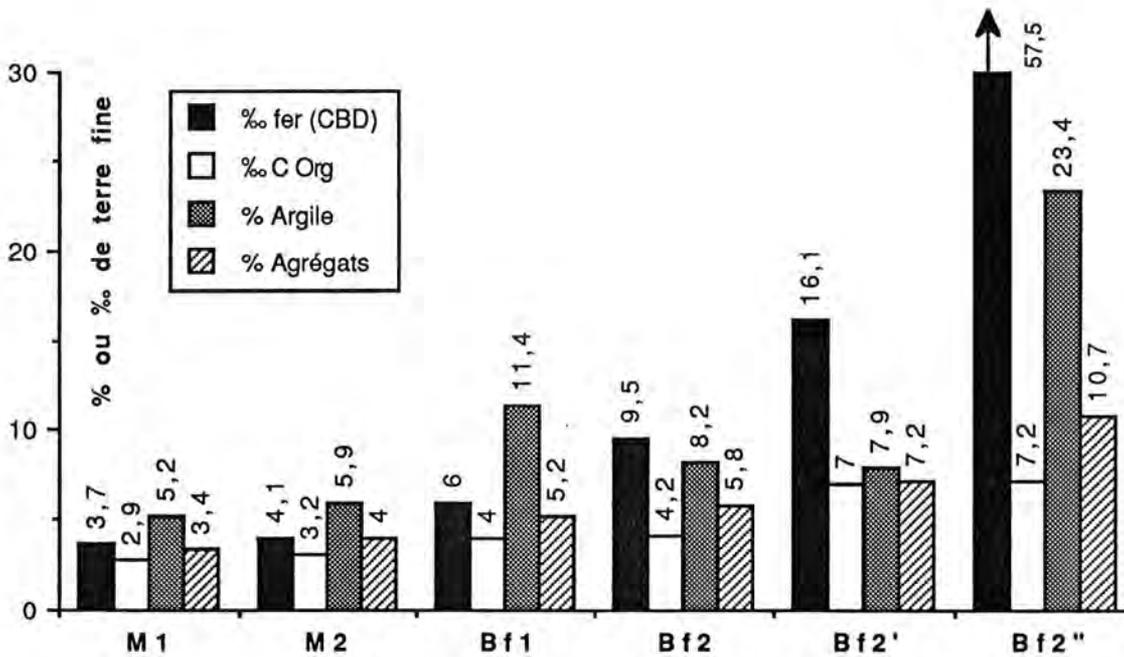


Fig 2-29: Stocks moyens des principaux colloïdes agrégeants et teneurs moyennes en agrégats > 200 μm stables à l'eau (1 heure).

(M1= Mali milieux contrôlés ; M2= Mali milieux paysans ; Bf1 = Sols burkinabés de la station de Saria ; Bf2=sols paysans pauvres en gravillons ; Bf2'= sols paysans burkinabés gravillonnaires ; Bf2''= sols de la typoséquence isolée dite de Saria)

Des lettres minuscules différentes indiquent que les groupes sont statistiquement différents.

Le stock de ces colloïdes organo-minéraux agrégeants augmente des horizons de surface des sols maliens à ceux des sols burkinabés et, dans ces derniers, des sols pauvres en gravillons aux sols gravillonnaires (Fig 2-29).

L'effet de cimentation entre les particules sableuses du sol et ces colloïdes ("plasma" organo-minéral) est donc plus important dans les sols burkinabés que dans les sols maliens, structurellement moins stables. Au Mali ce plasma ne pourrait former que de simples revêtements sur le pourtour des grains

de quartz, ce que nous confirmerons au cours du prochain chapitre. Par contre, au Burkina Faso, l'importance de ce plasma permet aux sables et aux colloïdes d'être plus intimement liées les uns aux autres.

De plus, l'héritage géologique de certains de ces sols gravillonnaires fait que les fractions grossières ne sont plus constituées que de quartz mais renferment également des parts non négligeables d'oxyhydroxydes de fer qui augmentent le degré d'interaction des particules entre elles. Dans ce cas, les gravillons jouent aussi un rôle d'écran protecteur vis-à-vis de l'impact des gouttes de pluies sur la surface du sol. Le fait que ces sols gravillonnaires de haut de versant aient été colonisés par les paysans burkinabés depuis la fin des années 50 n'est donc pas aléatoire.

On notera d'ailleurs que les terres fines de ces sols sont plus résistantes que celles des sols de la station de Saria soumis à des apports organiques ce qui démontre une fois de plus le rôle bénéfique des oxyhydroxydes de fer et des argiles.

L'étude ponctuelle de la nature des matières organiques confirme cette opposition entre horizons de surface induite par deux grands types de roches mères. La quantité de matières organiques très fortement associées aux colloïdes minéraux (humine) est exceptionnellement élevée et croît des sols maliens aux sols burkinabés. Le degré de polycondensation, la réactivité et la part relative de polysaccharides de type sucres neutres-acides uroniques des matières organiques humifiées croît également des sols maliens aux sols burkinabés (Fig 2-30). Ceci serait attribuable à un stock de matières organiques plus élevé de part la présence d'oxyhydroxydes de fer plus réactifs et en quantité plus importante, ce qui induirait une meilleure activité biologique.

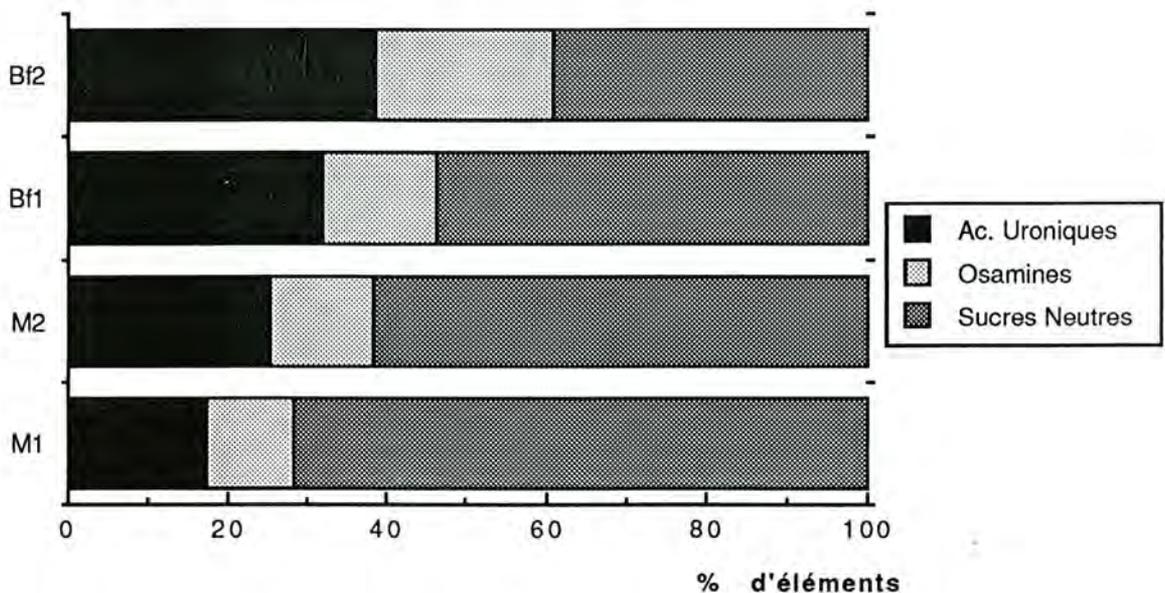


Fig 2-30 : Distribution relative des différentes formes des polysaccharides dans la fraction humine 0-20 µm des sols maliens (M1 et M2) et burkinabés (BF1 et BF2).

Au terme de ce chapitre, une question d'importance agronomique se pose. Quel peut être l'impact de ces différentes teneurs en colloïdes organo-minéraux (associations kaolinites-oxyhydroxydes de fer-matières organiques des fractions argileuses) sur le mode d'association des particules des horizons de surface de ces sols sableux?

En effet les capacités de rétention d'eau de ces horizons de surface cultivés, et notamment d'eau "utile" pour les végétaux, dépendent directement de ces modes d'organisation et des caractéristiques de ces microstructures que nous allons donc maintenant étudier.



Constituants	Mali		Burkina Faso			
	Milieus Controlés	Milieus Paysans	Milieus Controlés	Sols pauvres en gravillons	Milieus Paysans Sols gravillonnaires	Toposéquence isolée dite de Saria
	n=13 Ech.	n = 3 Ech	n = 45 Ech	n = 10 Ech	n = 14 Ech.	n = 3 Ech.
% Gravillons	1,300 ± 0,385	2,333 ± 0,577	1,467 ± 1,123	5,350 ± 4,344	44,357 ± 20,247	49,000 ± 25,865
% Sables grossier 1	6,683 ± 2,333	2,533 ± 0,780	16,215 ± 4,315	16,256 ± 8,798	18,940 ± 11,436	27,325 ± 9,762
% Sables Grossiers 2	35,851 ± 9,545	20,794 ± 10,427	15,583 ± 2,862	18,805 ± 3,704	17,341 ± 4,465	9,128 ± 1,978
% Sables Fins	30,592 ± 7,538	45,124 ± 6,347	30,041 ± 4,290	28,635 ± 4,203	25,734 ± 6,389	18,161 ± 3,037
% Limons Grossiers	16,036 ± 9,015	20,074 ± 13,714	21,305 ± 1,958	19,193 ± 3,787	19,250 ± 5,935	13,817 ± 3,299
% Limons Fins	5,614 ± 4,781	5,619 ± 1,360	5,438 ± 1,339	8,884 ± 2,229	10,873 ± 3,569	8,082 ± 2,974
% Argiles	5,224 ± 3,794	5,856 ± 1,556	11,418 ± 4,396	8,227 ± 2,418	7,862 ± 2,779	23,486 ± 3,219
% C Total	0,292 ± 0,097	0,320 ± 0,052	0,398 ± 0,220	0,421 ± 0,085	0,697 ± 0,373	0,723 ± 0,232
% C Sables	0,058 ± 0,023	nd	0,114 ± 0,108	0,072 ± 0,036	0,129 ± 0,099	0,201 ± 0,199
% C Limons	0,029 ± 0,024	0,077 ± 0,013	0,032 ± 0,032	0,164 ± 0,041	0,257 ± 0,125	0,082 ± 0,024
% C Argiles	0,139 ± 0,049	0,253 ± 0,040	0,195 ± 0,057	0,164 ± 0,035	0,207 ± 0,081	0,569 ± 0,265
% N Total	0,016 ± 0,005	0,019 ± 0,003	0,021 ± 0,006	0,019 ± 0,007	0,028 ± 0,017	0,042 ± 0,020
C/N	18,140 ± 4,415	16,676 ± 2,309	18,933 ± 5,457	24,287 ± 7,273	27,472 ± 10,043	20,777 ± 12,365
‰ Fe CBD	3,685 ± 1,371	4,066 ± 1,331	6,020 ± 2,549	9,540 ± 5,243	16,057 ± 7,781	57,467 ± 17,066
‰ Fe Ox	0,315 ± 0,080	0,067 ± 0,058	0,451 ± 0,143	0,507 ± 0,263	0,485 ± 0,263	0,834 ± 0,058
FE CBD-Ox	3,369 ± 1,402	4,000 ± 1,345	5,569 ± 2,542	9,033 ± 5,037	15,572 ± 7,673	56,633 ± 17,076
‰ Al CBD	0,500 ± 0,199	0,733 ± 0,115	0,856 ± 0,333	1,040 ± 0,556	1,543 ± 0,672	5,933 ± 1,858
‰ Al Ox	0,400 ± 0,187	0,467 ± 0,058	0,450 ± 0,131	0,265 ± 0,068	0,366 ± 0,149	1,167 ± 0,115
Al CBD-OX	0,123 ± 0,120	0,267 ± 0,153	0,406 ± 0,254	0,775 ± 0,506	1,177 ± 0,574	4,767 ± 1,747
Fe Ox/CBD	0,098 ± 0,045	0,019 ± 0,019	0,084 ± 0,044	0,059 ± 0,021	0,037 ± 0,031	0,015 ± 0,004
Al Ox/CBD	0,799 ± 0,266	0,653 ± 0,168	0,554 ± 0,135	0,306 ± 0,132	0,249 ± 0,071	0,205 ± 0,044
Taux Subst.	0,067 ± 0,054	0,115 ± 0,041	0,124 ± 0,034	0,148 ± 0,036	0,140 ± 0,024	0,147 ± 0,008
‰ Fe Sables	2,029 ± 0,981	1,688 ± 0,580	3,606 ± 2,194	4,711 ± 3,275	10,871 ± 6,850	43,921 ± 15,682
‰ Fe limons	0,476 ± 0,366	0,623 ± 0,273	0,524 ± 0,293	2,133 ± 1,082	2,827 ± 0,889	3,923 ± 1,369
‰ Fe Argile	1,180 ± 1,021	1,754 ± 1,036	1,880 ± 0,800	2,696 ± 1,389	2,359 ± 0,807	9,623 ± 0,712
Ca (meq/100g)	0,707 ± 0,486	0,900 ± 0,361	2,762 ± 1,231	non déterminé	nd	3,800 ± 1,706
Mg (meq/100g)	0,263 ± 0,085	0,353 ± 0,012	0,332 ± 0,176	nd	nd	1,130 ± 0,401
K (meq/100g)	0,243 ± 0,169	0,250 ± 0,062	0,272 ± 0,322	nd	nd	0,107 ± 0,047
Na (meq/100g)	0,028 ± 0,050	0	0,065 ± 0,029	nd	nd	0,030 ± 0,017
Somme (meq/100g)	1,241 ± 0,655	1,503 ± 0,310	3,432 ± 1,416	nd	nd	5,067 ± 2,154
Dsquelette	2,667 ± 0,202	2,980 ± 0,240	2,642 ± 0,072	2,876 ± 0,081	2,873 ± 0,114	2,630 ± 0,176
Agrégats stables (%)	3,392 ± 4,709	4,033 ± 1,617	5,176 ± 4,107	5,790 ± 3,930	7,164 ± 3,674	10,700 ± 1,735

Constituants	Année de prélèvement		Rotation		Traitements		
	1989	1990	Sorgho-Sorgho	Sorgho-Coton	T	T2	T5
	n = 15 Ech	n = 30 Ech	n = 30 Ech	n = 15 Ech	n = 12 Ech	n = 19 Ech	n = 14 Ech
% Gravillons	1,753 ± 0,860	1,087 ± 0,488	1,420 ± 0,766	1,560 ± 1,652	1,442 ± 0,711	1,221 ± 0,818	1,821 ± 1,640
% Sables grossier 1	16,614 ± 3,157	15,702 ± 4,358	16,158 ± 3,768	16,328 ± 5,395	16,632 ± 5,349	17,192 ± 3,955	14,530 ± 3,543
% Sables Grossiers 2	13,724 ± 2,893	16,921 ± 2,459	15,323 ± 3,099	16,104 ± 2,328	14,386 ± 2,069	14,963 ± 2,822	17,451 ± 2,728
% Sables Fins	29,998 ± 4,480	29,667 ± 3,935	29,834 ± 4,146	30,456 ± 4,685	29,094 ± 4,336	28,372 ± 4,169	33,118 ± 2,685
% Limons Grossiers	21,113 ± 1,723	21,373 ± 2,140	21,243 ± 1,913	21,243 ± 2,106	22,145 ± 1,445	21,153 ± 1,709	20,792 ± 2,489
% Limons Fins	5,977 ± 1,405	5,541 ± 1,110	5,759 ± 1,264	4,797 ± 1,291	5,665 ± 1,913	5,500 ± 1,244	5,160 ± 0,833
% Argiles	12,575 ± 5,310	10,794 ± 3,875	11,684 ± 4,656	10,885 ± 3,921	12,077 ± 3,769	12,821 ± 5,347	8,949 ± 1,988
% C Total	0,372 ± 0,230	0,399 ± 0,187	0,386 ± 0,206	0,423 ± 0,251	0,238 ± 0,065	0,297 ± 0,087	0,672 ± 0,175
% C Sables Grossiers	0,040 ± 0,043	0,051 ± 0,046	0,046 ± 0,044	0,052 ± 0,043	0,019 ± 0,009	0,025 ± 0,013	0,103 ± 0,035
% C Sables Fins	0,042 ± 0,045	0,072 ± 0,063	0,057 ± 0,056	0,082 ± 0,078	0,025 ± 0,011	0,037 ± 0,028	0,139 ± 0,066
% C Limons	0,065 ± 0,037	0,016 ± 0,007	0,040 ± 0,036	0,014 ± 0,009	0,024 ± 0,026	0,021 ± 0,016	0,052 ± 0,044
% C Argiles	0,202 ± 0,071	0,194 ± 0,054	0,198 ± 0,062	0,0190 ± 0,047	0,169 ± 0,046	0,176 ± 0,044	0,245 ± 0,053
% N Total	nd	0,021 ± 0,005	0,021 ± 0,006	0,020 ± 0,006	0,017 ± 0,005	0,018 ± 0,004	0,027 ± 0,002
C/N	nd	18,451 ± 4,825	18,451 ± 4,825	19,415 ± 6,157	15,385 ± 3,025	16,841 ± 3,129	25,431 ± 4,022
‰ Fe CBD	4,907 ± 1,111	6,500 ± 2,450	5,703 ± 2,037	6,653 ± 3,345	7,075 ± 4,066	6,105 ± 1,986	5,000 ± 0,626
‰ Fe Ox	0,393 ± 0,187	0,473 ± 0,118	0,433 ± 0,159	0,486 ± 0,101	0,474 ± 0,217	0,452 ± 0,106	0,430 ± 0,114
FE CBD-Ox	4,513 ± 1,178	6,027 ± 2,445	5,270 ± 2,036	6,167 ± 3,338	6,601 ± 4,100	5,654 ± 1,946	4,57 ± 0,581
‰ Al CBD	0,747 ± 0,245	0,890 ± 0,300	0,818 ± 0,278	0,930 ± 0,423	0,950 ± 0,487	0,929 ± 0,281	0,675 ± 0,120
‰ Al Ox	0,460 ± 0,140	0,413 ± 0,123	0,436 ± 0,132	0,477 ± 0,131	0,473 ± 0,091	0,518 ± 0,144	0,338 ± 0,045
Al CBD-OX	0,287 ± 0,155	0,477 ± 0,205	0,382 ± 0,203	0,453 ± 0,338	0,478 ± 0,417	0,411 ± 0,190	0,337 ± 0,113
Fe Ox/CBD		0,081 ± 0,030	0,084 ± 0,050	0,083 ± 0,029	0,089 ± 0,079	0,079 ± 0,024	0,086 ± 0,019
Al Ox/CBD		0,474 ± 0,074	0,557 ± 0,143	0,549 ± 0,123	0,573 ± 0,195	0,572 ± 0,109	0,514 ± 0,104
Taux Subst.	0,108 ± 0,045	0,140 ± 0,015	0,124 ± 0,037	0,125 ± 0,029	0,113 ± 0,045	0,127 ± 0,027	0,130 ± 0,033
‰ Fe Sables	nd	3,705 ± 1,951	3,705 ± 1,951	3,841 ± 2,480	4,311 ± 3,049	3,422 ± 1,771	2,652 ± 0,355
‰ Fe limons	nd	0,527 ± 0,326	0,527 ± 0,326	0,520 ± 0,267	1,087 ± 0,853	0,686 ± 0,251	0,632 ± 0,157
‰ Fe Argile	nd	2,268 ± 0,794	2,268 ± 0,794	2,291 ± 0,835	2,789 ± 1,045	2,356 ± 0,676	1,849 ± 0,474
Ca (meq/100g)	2,844 ± 1,582	2,647 ± 1,076	2,745 ± 1,733	2,795 ± 1,039	2,719 ± 1,680	2,587 ± 1,131	3,036 ± 0,918
Mg (meq/100g)	0,373 ± 0,238	0,313 ± 0,156	0,343 ± 0,200	0,312 ± 0,119	0,310 ± 0,136	0,228 ± 0,082	0,493 ± 0,191
K (meq/100g)	0,407 ± 0,529	0,202 ± 0,091	0,304 ± 0,387	0,209 ± 0,095	0,159 ± 0,085	0,179 ± 0,060	0,496 ± 0,511
Na (meq/100g)	0,071 ± 0,026	0,052 ± 0,019	0,062 ± 0,025	0,073 ± 0,036	0,065 ± 0,020	0,057 ± 0,028	0,077 ± 0,033
Somme (meq/100g)	3,695 ± 1,862	3,213 ± 1,228	3,454 ± 1,569	3,389 ± 1,096	3,253 ± 1,731	3,052 ± 1,159	4,102 ± 1,291
Dsquette	2,660 ± 0,057	2,646 ± 0,068	2,653 ± 0,062	2,621 ± 0,088	2,653 ± 0,098	2,637 ± 0,070	2,641 ± 0,052
Agrégats stables (%)	6,627 ± 5,138	5,240 ± 4,375	5,933 ± 4,742	3,660 ± 1,655	5,208 ± 4,628	4,263 ± 3,390	6,386 ± 4,500

Annexe II-3 : Caractérisation des matières organiques des deux sols maliens représentatifs des milieux paysans (A et B) et des deux sols burkinabés de la toposéquence isolée dite de Saria (C et D) (in Dutartre *et al*, 1993).

TABLE 3

Percent of 0–20  $\mu\text{m}$  organic C and N in humin, humic and fulvic acid fractions

Sample	Total organic carbon in the 0–20 $\mu\text{m}$ fraction (%)	% of total organic carbon			Total nitrogen in the 0–20 $\mu\text{m}$ fraction (%)	% of total nitrogen				
		hC	HAC	FAC		hN	HAN	FAN	FAC/HAC	FAN/HAN
A	0.35	66.5	24.1	9.4	0.026	67.8	24.4	7.8	0.39	0.32
B	0.36	69.3	22.9	7.8	0.026	65.7	27.5	6.8	0.34	0.25
C	0.97	89.7	5.5	4.8	0.068	92.8	5.0	2.2	0.87	0.44
D	0.69	70.8	25.5	3.6	0.038	74.8	19.4	5.8	0.14	0.30

hC=Carbon content in humin, HAC=Carbon content in humic acid and FAC=Carbon content in fulvic acid.

hN=Nitrogen content in humin, HAN=Nitrogen content in humic acid and FAN=Nitrogen content in fulvic acid.

TABLE 4

Physico-chemical characteristics of humic acids

Sample	Analysis				Ratio		
	C (%)	H (%)	N (%)	O (%)	C/N	C/H*	C/O*
A	49.98	4.13	4.55	41.34	10.98	1.01	1.61
B	48.09	3.93	3.99	43.99	12.05	1.02	1.45
C	45.60	3.99	4.12	46.29	11.07	0.92	1.32
D	47.71	3.81	3.95	44.54	12.08	1.01	1.43

\*Atomic ratio.

TABLE 5

Distribution of sugars, phenols,  $\alpha$ -amino acids and unknown carbons forms in the unextracted 0–20  $\mu\text{m}$  fractions and in the corresponding humin fractions

Sample	Distribution in unextracted soil % Total organic carbon						Distribution in humin % Total organic carbon							
	Total sugars			Phenols	$\alpha$ -amino acids	UHC	UNC	Total sugars			Phenols	$\alpha$ -amino acids	HNC	UNC
	Uronic acids	Osamine	Neutral sugar					Uronic acids	Osamine	Neutral sugar				
A	4.4	3.7	13.2	4.8	4.4	22.5	47.0	3.0	1.9	12.3	3.8	2.2	17.2	59.6
B	1.9	0.9	5.9	2.0	1.1	18.6	69.6	3.3	1.7	8.1	4.0	2.0	10.8	70.1
C	4.3	2.5	6.5	5.6	3.0	20.4	57.7	5.5	2.5	9.3	6.6	2.2	7.2	66.7
D	9.4	4.8	11.5	9.4	2.3	15.0	47.6	9.6	5.5	9.7	8.9	2.5	7.4	56.4

UHC=unknown hydrolysable carbon.

UNC=unknown non hydrolysable carbon.

TABLE 6

Distribution of organic nitrogen compounds in the unextracted 0–20  $\mu\text{m}$  fractions and in the corresponding humin fractions

Samples	Distribution in unextracted soil % Total nitrogen				Distribution in humin % Total nitrogen			
	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Osamine	$\alpha$ -Amino acids	UNN*	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Osamine	$\alpha$ -amino acids	UNN*
A	6.6	4.5	40.8	48.1	12.7	4.8	38.0	44.5
B	6.3	3.3	30.5	55.4	7.4	4.5	40.5	47.6
C	6.8	5.3	57.5	30.4	8.7	9.5	39.7	42.1
D	8.3	9.5	37.0	45.2	6.3	11.1	39.6	43.0

\*Unknown non hydrolysable nitrogen

**CHAPITRE III**

**ETUDE DES  
MICROSTRUCTURES**



## III-1 INTRODUCTION

Nous avons montré jusqu'ici qu'il existait une nette opposition entre les horizons de surface des sols maliens et ceux des sols burkinabés et, dans ces derniers, entre les sols gravillonnaires ou non. Existe-t-elle toujours au niveau de leurs microstructures ?

L'étude des modes d'associations des constituants des sols et de leurs porosités sera à la fois qualitative (approche naturaliste) et quantitative (approche mathématique).

En effet, la première partie de ce chapitre permettra d'établir, à partir d'observations à l'oeil nu, à la loupe binoculaire et au microscope électronique à balayage (MEB), une typologie et une classification des microstructures des horizons de surface étudiés.

Enfin, la seconde partie fera l'état de la caractérisation quantitative de ces microstructures à l'aide de l'analyse d'image et de la géométrie fractale.

## III-2 TYPOLOGIE

### -III-2-1 REVUE BIBLIOGRAPHIQUE ET METHODOLOGIE

#### - Classification des microstructures

Depuis le livre "micropedology" (Kubiéna, 1938), une classification rationnelle des microstructures des sols a été élaborée afin de bien décrire les lames minces de sols.

Alors qu'il est relativement facile d'appréhender visuellement la taille et la forme des constituants présents, faire état des relations pouvant exister entre eux et de leur organisation spatiale est plus délicat.

La taille, la fréquence, le classement et l'orientation des constituants du sol sont facilement définissables avec des mots communs précédés ou non d'adverbes (comme bien, peu, très...) ou d'adjectifs (comme moyennement, modérément, parfaitement) *ad libitum*.

L'emploi d'un vocable plus spécialisé s'utilise pour des caractérisations plus approfondies de la forme des constituants. Les termes an, eu ou subhédrals caractérisent leur degré de cristallinité. Leur indice de sphéricité est défini par les termes émoussé ou angulaire précédés ou non par le préfixe sub. Leur surface peut être déchiquetée, mamillonnée, palmée ou digitée ; ces termes s'utilisant pour décrire la morphologie des pores.

La distribution spatiale des particules grossières est située par rapport à celle des particules plus fines. On en distingue cinq types (Stoops et Jongerius, 1975) qui peuvent être représentés au sommet d'une double pyramide à base trigonale (Fig.3-1). Les arêtes de cette pyramide représentent un intergroupe entre deux types, les faces entre trois.

On différencie ainsi des microstructures de type :

- *monique* représentée uniquement par des éléments du même groupe et de même taille.
- *chitonique* où le matériel fin agit en revêtement tout autour des éléments grossiers.
- *géfurique* où les éléments grossiers sont enrobés, par place, de particules fines qui créent des ponts entre les constituants.
- *énaulique* où des microagrégats de matériaux fins sont présents, dans l'espace interstitiel, entre les grains grossiers.
- *porphyrique* où les éléments grossiers baignent entièrement dans une matrice d'éléments fins.

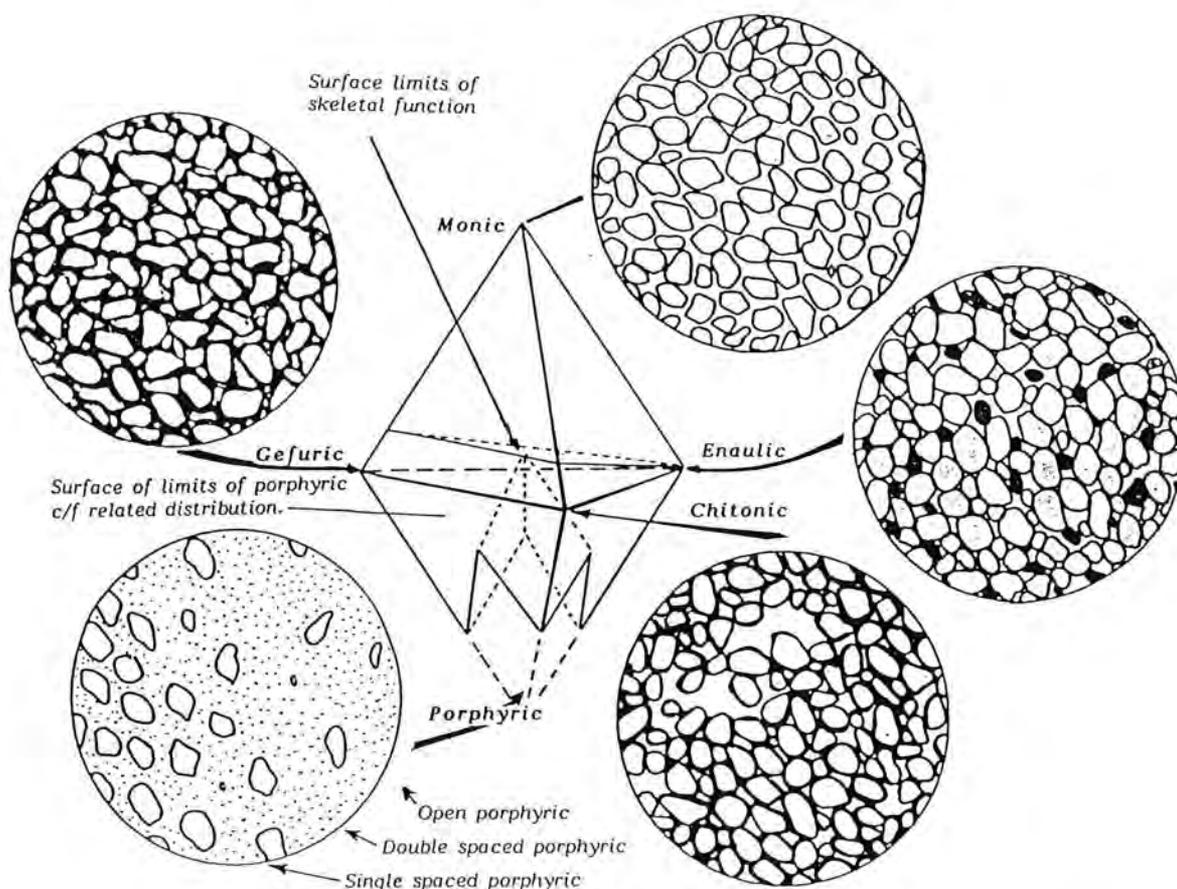


Fig 3-1 : Typologie des microstructures des sols basée sur la distribution spatiale relative des constituants grossiers et fins (Stoops et Jongerius, 1975 ; Bullock *et al*, 1985)

Dans la classification de Brewers (1979), on retrouve les types *géfurique* et *porphyrique*, avec un nouvel intergrade qualifié de *granoïdique*. Le terme

de *chitonique* est là remplacé par celui de *chlamydique*. Une variante de ce dernier, et qui s'en diffère par la présence de ponts bien nets entre les particules, est le type *plectique*.

Brewers a également introduit la sous-classe *iunctique* du type *géfurique* dans laquelle la part des particules à surfaces nues est relativement plus développée.

### **- Prise en masse des sols d'Afrique de l'Ouest**

Un des processus physiques majeurs affectant ces sols est celui de leur prise en masse lors de la saison sèche (Nicou, 1975 ; 1978). La dureté de ces sols est alors telle que leur prélèvement nécessite l'emploi d'outillage "semi-lourd" (scie, burin...).

Dans notre étude, les sols gravillonnaires burkinabés se caractérisent par une friabilité (friction manuelle) nettement plus marquée que celle des sols sableux maliens, plus durs.

L'eau "résiduelle", en exerçant des forces de tension sur les particules, joue un rôle important sur le rapprochement et l'augmentation des points de contacts intra-constituants (Mullins et Panayotopoulos, 1984). Cette prise en masse est d'autant plus forte que les quantités de sables fins et d'argiles sont importantes (Mullins et Panayotopoulos, 1984 ; Van Wambeke, 1993)

En essayant d'en décrire le mécanisme, Nicou (1978) a montré que, si "la prise en masse" ne paraissait pas résulter de l'action de la silice colloïdale, la diminution du taux des matières organiques semblait en revanche augmenter l'intensité du phénomène. Une vitesse de dessiccation lente, c'est-à-dire une installation progressive de la sécheresse, joue aussi dans le sens d'une aggravation de la prise en masse alors qu'une "dessiccation brutale fige le système dans un état expansé".

Pour de tels sols très pauvres en argiles (généralement moins de 15%), le retrait de la phase argileuse entre les grains de quartz pourrait induire une augmentation du volume poral.

### **- Méthodologie**

#### **- Lames minces de sols**

Ces sols ayant déjà subi une intense dessiccation lors du processus de prise en masse, il n'a pas été nécessaire de sécher à nouveau ces échantillons rapportés dans des boîtes de Kubiena (Murphy *et al.*, 1977 ; Doirisse, 1989).

Les monolithes de sols, laissés quelques jours à l'air, sont imprégnés, sous vide, avec un mélange de résine Epoxy et de styrène de rapport 1/3. En plus du catalyseur et de l'analyseur est souvent ajouté à ce mélange un produit fluorescent de type Uvitex OB (Ciba Geigy) (Murphy *et al.*, 1977).

Après six semaines de polymérisation en armoire chauffante, des lames minces de sols, de 20 à 25 microns d'épaisseur, sont confectionnées selon le procédé décrit par Doirisse (1989).

Quelques petits artefacts de fabrication peuvent apparaître, notamment des problèmes d'arrachement de gravillons. Il a été aussi parfois nécessaire d'effectuer une nouvelle polymérisation.

La finition de ces lames minces par abrasion manuelle est relativement longue et délicate. Notons d'ailleurs à ce sujet que les laboratoires disposant d'appareils de confection automatique de lames minces (tel celui de Wageningen) ne peuvent pas les utiliser dans le cas de sols sableux, pour lesquels seul convient le procédé manuel.

Les lames minces ont été étudiées et photographiées, à l'échelle réelle, sous loupe binoculaire. L'échelle de ces photogrammes varie de 1/5 à 1/10 (Fig. 3-2).

L'imprégnation des lames minces avec un matériel qui fluoresce sous sources UV permet d'obtenir des photographies très contrastées où les interstices (pores, fissures, chenaux...) apparaissent bien délimités. La technique que nous avons souvent utilisé consiste à placer une lame mince dans un agrandisseur photographique, à la place du négatif, et à développer une photographie. Dans certains cas, un nouveau tirage contact (avec inversion des noirs et des blancs) a été rendu nécessaire afin d'obtenir des images plus contrastées (Bartoli *et al.*, 1991b).

La résolution de ces photogrammes est de l'ordre de 30 microns ; aussi seuls les plus gros pores de diamètre supérieur à 30 microns peuvent y être observés (Fig. 3-2).

Après avoir été métallisées au carbone, ces lames minces de sols ont été également étudiées en microscopie électronique à balayage (MEB) selon la méthode des électrons rétrodiffusés, introduite en Pédologie par Bisdom et Thiel (1981).

Quelques analyses complémentaires ont été effectuées grâce à la microsonde à dispersion d'énergie associée au MEB.

Une seule échelle millimétrique (1/40 à 1/80) a été retenue pour la totalité des échantillons. Elle correspond essentiellement à celle de la zone des pores de stockage (Fig. 3-2).

La résolution de ces micrographies MEB est de l'ordre du micron : il n'est donc pas possible d'y observer les micropores  $< 0,1 \mu\text{m}$  "résiduels" associés à la phase argileuse, que l'on étudie par contre à l'aide de la porosimétrie mercure et des coupes ultra-fines obtenues par amincissement ionique.

Cette microporosité résiduelle (Fig. 3-2), ne représente en fait que moins de 5% du volume des pores  $< 100 \mu\text{m}$  (données de la porosimétrie mercure).

#### **- Coupes ultra-fines de sols**

Quelques échantillons ont été prélevés dans l'optique d'une observation en microscopie électronique à transmission (MET) (Fig. 3-2). Ils ont été imprégnés avec une résine plus résistante (LR White, London Compagny Ltd) (Ferow et Roots, 1989) et collés au baume du Canada.

Pour permettre une observation au MET, l'échantillon doit être assez fin pour être transparent aux électrons (100 à 200 nm maximum). L'ultramicrotome est l'outil généralement utilisé (coupes ultra-fines de près de 80 nm d'épaisseur). Il est bien adapté aux sols argileux. Son emploi pour la confection de coupes ultra-fines de sols limoneux et sableux (Bartoli *et al.*, 1991<sub>b</sub>) est, par contre, très délicat.

L'érosion par les ions (amincissement ionique) se révèle être une méthode nettement plus appropriée. Les échantillons de sols imprégnés, collés au baume du Canada, sont amincis à 30  $\mu\text{m}$  (technique classique).

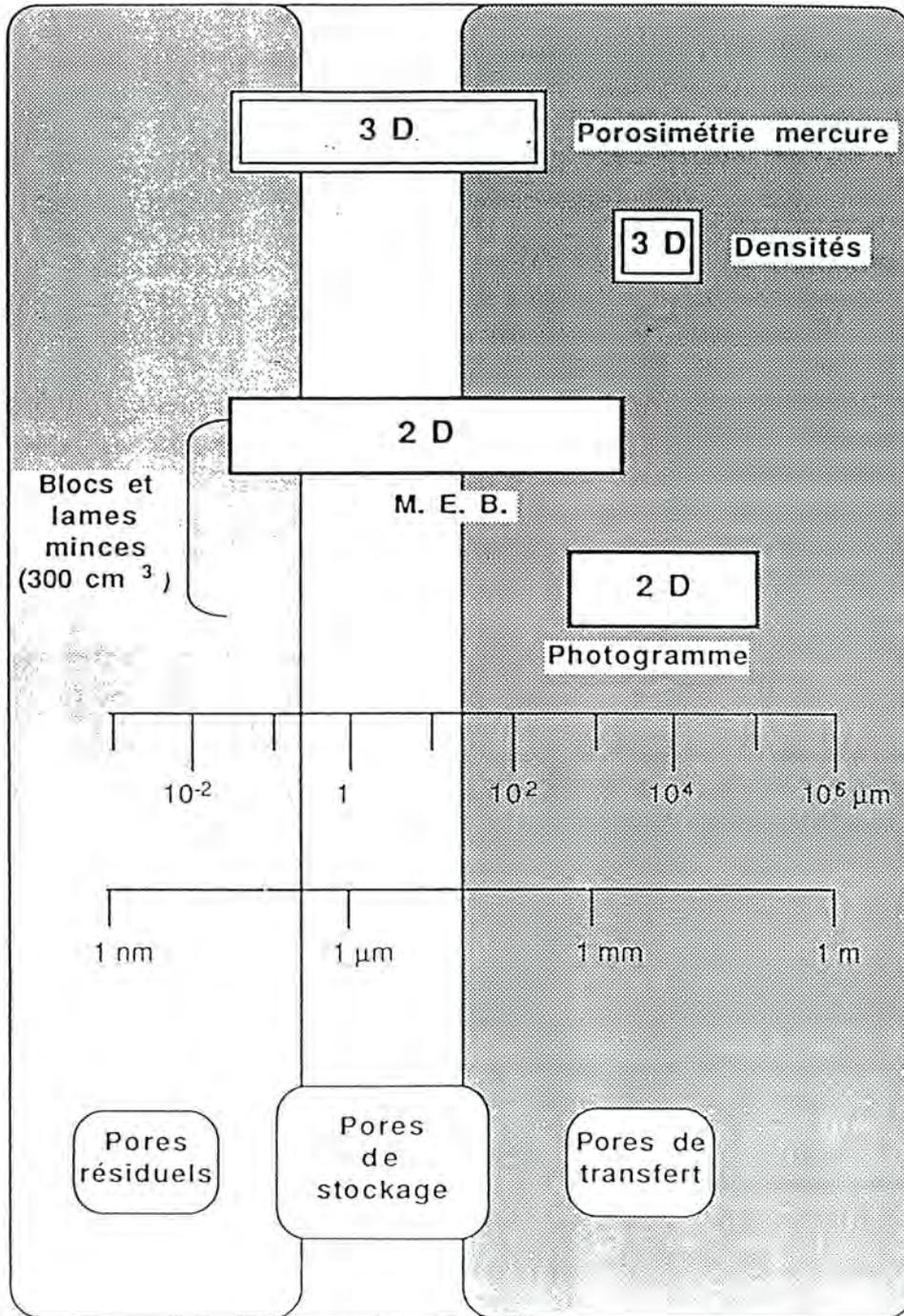


Fig 3-2 : Méthodes d'étude des microstructures en fonction de l'échelle d'observation.

Par chauffage, ils sont alors décollés de la lame de verre, puis, après avoir effectué un microprélèvement de 3 mm de diamètre, celui-ci est posé sur une grille porte-objet, placé dans un amincisseur (Super microlap max 2) et soumis à un bombardement d'argon pendant plusieurs heures jusqu'à ce que son centre soit percé. La zone circulaire la plus proche du trou possède l'épaisseur recherchée.

Cette technique ne permet donc qu'un amincissement local sur une zone relativement réduite. L'observation de ces coupes ultra-fines, que l'on carbone, est alors effectuée en microscopie électronique à transmission (Jeol 200 CX à 200 kV) (Fig. 3-2).

Des mesures complémentaires de **porosimétrie mercure**, généralement sur mottes d'un centimètre cube (M. Fortier, CIRAD-CA) et de **densités** de mottes soit par densitomètre à membrane et par imprégnation de paraffine de mottes cubiques de 1 ou 6 centimètres de côté (O. Badiori, INERA, Burkina Faso) (Fig. 3-2) soit par la méthode "au pétrole" ont été réalisées dans le cadre du projet CEE d'Agronomie Tropicale piloté par le CIRAD-CA.

Elles nous ont été aimablement communiquées par les chercheurs des équipes citées et seront partiellement utilisées au cours de ce chapitre.

De façon analogue, l'analyse classique des **porosités texturales et structurales** (Monnier *et al.*, 1973 ; Stengel, 1979 ; Fies et Stengel, 1981) effectuée par le CIRAD-CA dans le cadre de ce projet CEE (Bourgeon, 1992) sera parfois évoquée au cours de ce chapitre.

Cette analyse repose sur des calculs fondés sur l'hypothèse que, dans un volume poral du sol, existent deux ensembles de pores d'origines différentes. Au contraire, dans notre approche, il n'y a aucune hypothèse concernant l'origine des pores. L'effort d'analyse porte alors sur le changement d'échelle et le mode d'organisation (Fig. 3-2).

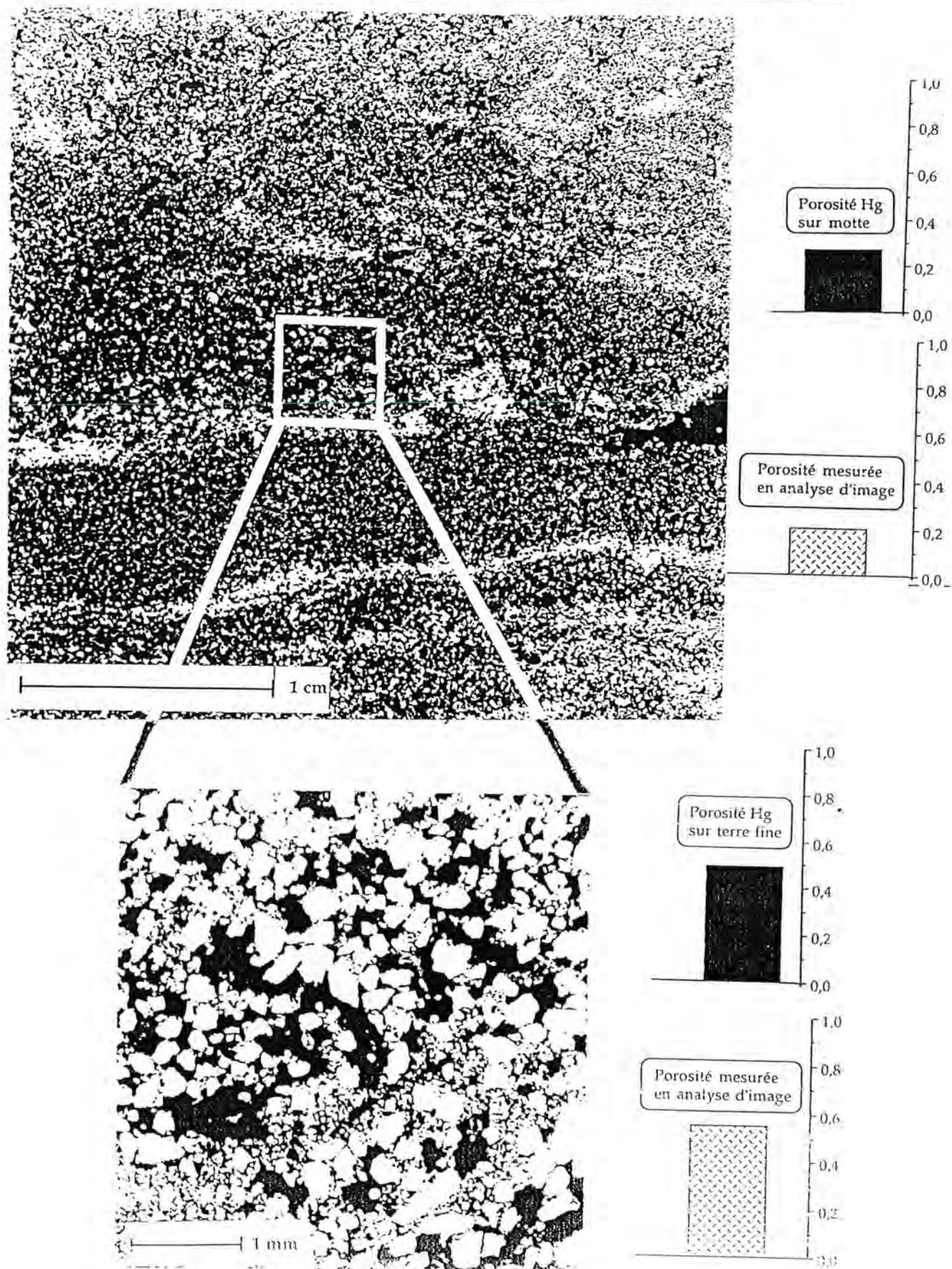
## **-III-2-2 ETUDE DES MICROSTRUCTURES DES HORIZONS DE SURFACE**

### **MALI**

#### **- MILIEUX PAYSANS**

La présence de zones subparallèles d'accumulation de ce plasma, en alternance avec des lits granoclassés de quartz, est assez souvent observée dans ces horizons de surface (Pl. 3-1). Ces structures orientées correspondent à des croûtes de surface que Casenave et Valentin (1989) ont décrit de façon approfondie.

A l'échelle du MEB (Pl. 3-1 et Fig. 3-3), ces horizons de surface sont relativement homogènes. Ils ne sont constitués que de particules sableuses de quartz, voire parfois de pseudosables, souvent de la taille des sables fins.



Pl. 3-1 : Microstructure chitonique d'un horizon de surface d'un sol paysan malien (photogramme et micrographie MEB).

Quelques graviers de quartz sont disséminés dans les lames mais leur fréquence est rare. On notera aussi la présence de quelques rares gravillons ferrugineux, souvent très altérés, voire à l'état de fantômes. La sphéricité des grains de quartz est de type subarrondie à subangulaire avec des formes cristallines de type subhédrale. Il n'existe pas d'orientation définie, hormis certaines zones particulières.

Dans ce type de sol, la porosité intergranulaire est caractérisée par des pores dont le diamètre moyen est souvent de l'ordre de quelques dizaines de microns (Fig. 3-3).

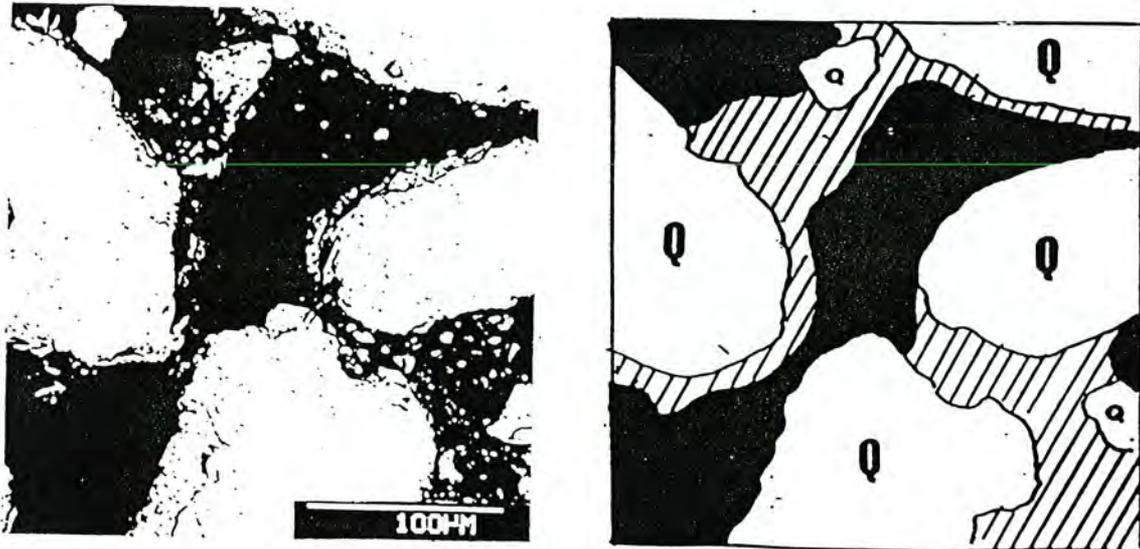


Fig 3-3 : Microstructure chitonique d'un horizon de surface d'un sol paysan malien  
a = micrographie MEB ; b = schéma interprétatif d'après les cartes du silicium, du fer et de l'aluminium obtenues par microsonde à dispersion d'énergie.

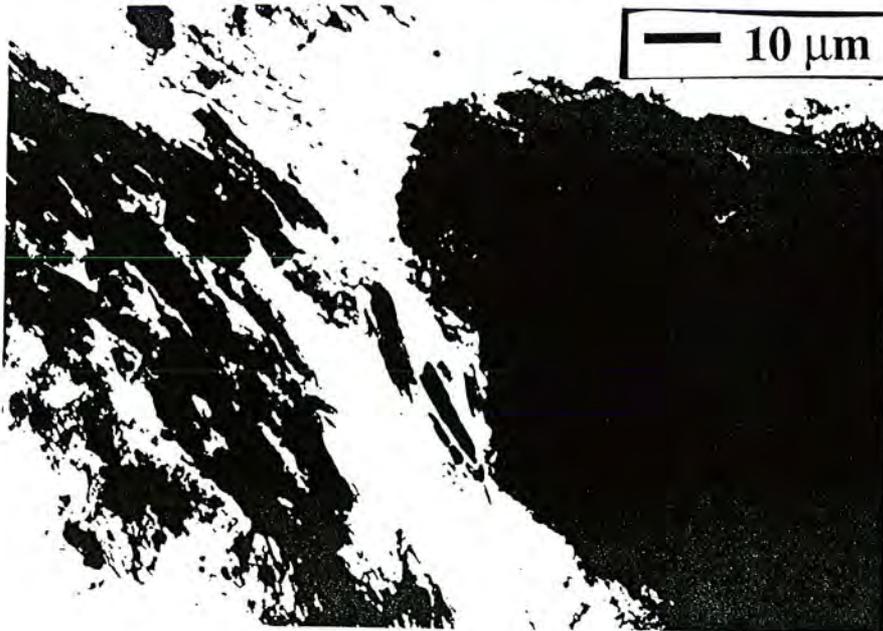


Fig 3-4 : Analyses ultrastructurales (micrographies MET) d'un horizon de surface d'un sol paysan malien : zone de "pont" entre deux particules sableuses de quartz.

Des amas plus compacts de grains de quartz ou/et d'agrégats millimétriques sont distribués dans l'espace de la lame mince de façon hétérogène ; ils sont séparés les uns des autres par des macropores de quelques dixièmes de millimètre de diamètre (Pl. 3-1).

Un plasma, de couleur ocre, en relativement faible quantité et enrobant des particules limoneuses de quartz, est déposé en revêtements autour des sables fins et grossiers.

Ces horizons de surface présentent donc une microstructure de type *chitonique* (Pl. 3-1, Fig. 3-3), à tendance *géfurique* pour certains.

Les très faibles quantités d'argiles, d'oxyhydroxydes de fer et de matières organiques de ces sols ne peuvent assurer la cohésion des particules entre elles que par une action limitée à des "ponts" constitués de microagrégats argileux souvent parallèles aux surfaces des grains de quartz à leur proximité (Fig. 3-4) et associés bords-faces lorsqu'on s'éloigne de ces sables.

De tels domaines, de quelques dixièmes de microns, au sein desquels les particules de kaolinite conservent la même orientation, avaient également été observés sur des coupes ultra-fines (amincissement ionique également) d'un sol ferrallitique du Sénégal par Cambier et Prost (1981).

Sur ces micrographies MET, on distingue également très bien les oxyhydroxydes de fer, opaques aux électrons et dont la taille est de l'ordre de 30 nanomètres, intimement associés aux kaolinites (Fig. 3-4).

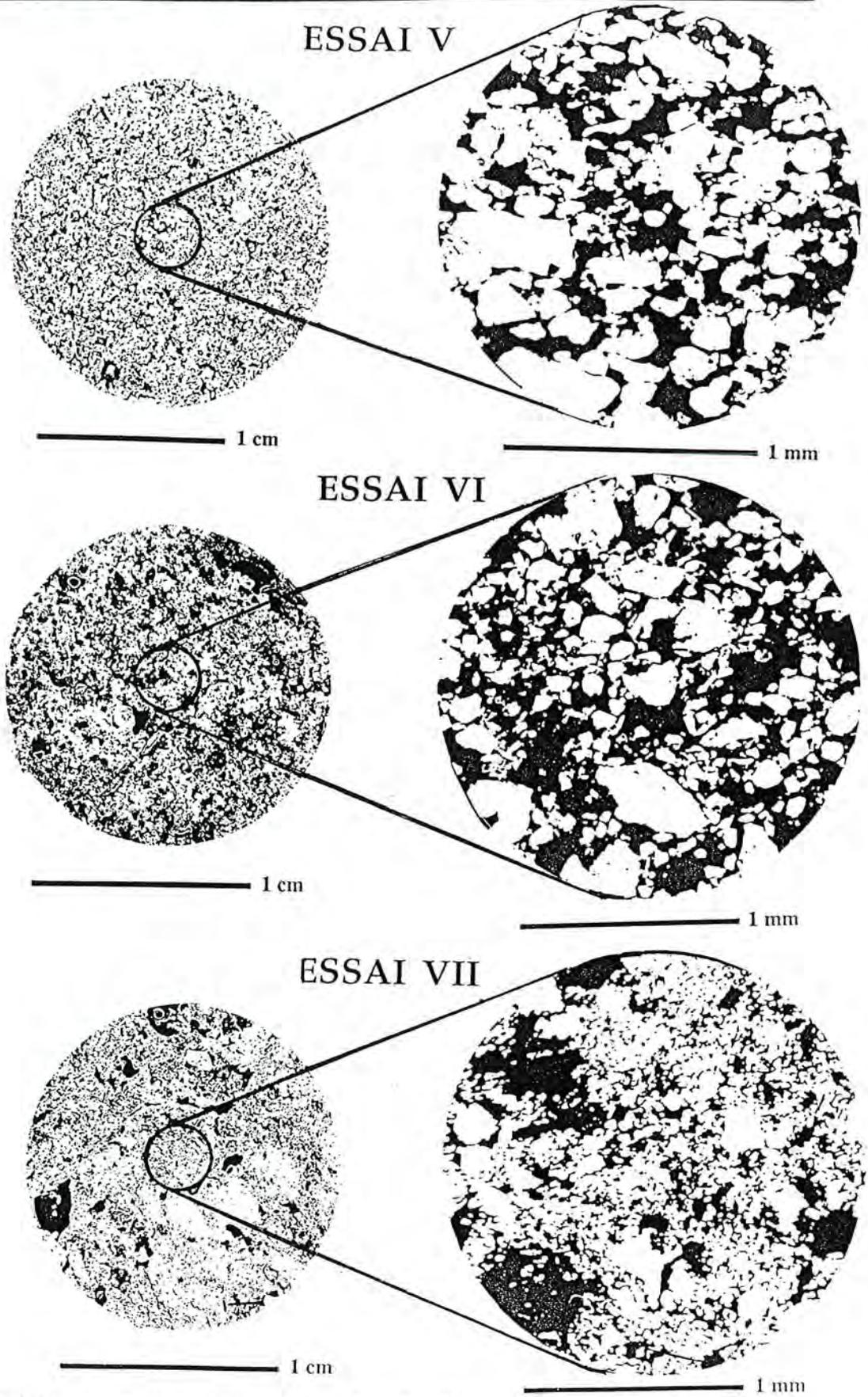
#### - MILIEUX CONTROLES

Les microstructures des horizons de surface des sols des milieux contrôlés sont très semblables à celles des milieux paysans. Elles présentent le plus souvent le même caractère *chitonique* mais leur degré d'organisation diffère selon l'essai.

Essai V : La présence de quelques gravillons et de nombreux débris ferrugineux témoigne du caractère ferrugineux de ces sols à texture sablo-limoneuse.

Tout comme dans le cas des sols des milieux paysans, des zones d'encroûtement sont présentes dans la partie la plus superficielle du profil, (premiers centimètres). Les zones d'accumulation de matériaux fins y sont alors relativement épaisses (quelques millimètres) et présentent un aspect curviligne typique des croûtes de dépôts (Casenave et Valentin, 1989) avec un phénomène d'alternance développé.

Ce granoclassement vertical, avec les particules les plus fines au sommet des croûtes, est caractéristique de ce type de croûte particulier ("still crust"). Cet état structural est dû à une mise en mouvement rapide des particules puis à leur sédimentation. Les alternances de lits résultent de plusieurs phases successives d'apport et de sédimentation.



Pl. 3-2 : Microstructures des horizons de surface des sols maliens des milieux contrôlés (photogrammes et micrographies MEB).

**Essai VI** : La différence avec les autres sols vient surtout de la coloration rougeâtre plus importante du plasma (5YR 5/8 à 6/6) qui serait attribuable à l'absence de gravillons ferrugineux. La distribution spatiale des particules est également de type *chitonique* (Pl. 3-2).

La présence de croûtes y est fréquente, à partir de 5 cm de profondeur. On note alors une tendance à un granoclassement inverse de celui de l'essai V. Les particules les plus grossières se situent alors au sommet alors que les fines s'accumulent à la base. On note également le développement d'une porosité de type vésiculaire (macropores subarrondis) entre ces lits.

Les pores vésiculaires sont le témoignage d'une réaction attribuée à un emprisonnement d'air qui induit une imperméabilisation de la surface sus-jacente.

Ces caractères sont ceux des croûtes de structure, plus particulièrement celles de type "sieving crust" (Casenave et Valentin, 1989). Ils sont dûs au réarrangement des particules *in situ*, sans distinction de mouvements latéraux marqués.

**Essai VII** : Rappelons que cet essai est localisé sur des sols hydromorphes dans un glacié d'épandage polyphasé. Ces sols sont très fortement pédoturbés sans aucune orientation bien définie. Leurs horizons de surface présentent tous des reliques de croûtes avec un plasma dense et abondant. Celles-ci présentent les mêmes caractères que ceux des croûtes de surface de l'essai VI mais de façon encore plus marquée.

Les microstructures sont de type *pseudo-porphyrrique* du fait de l'abondance de particules fines de quartz, de la taille des limons, qui, associés au plasma, viennent entourer les grains de sables grossiers, minoritaires (Pl. 3-2).

## BURKINA FASO

### - MILIEUX CONTROLES

Les 45 horizons de surface des sols de la station, de bas de versant, de Saria sont généralement caractérisés par une distribution spatiale de particules de type *géfurrique* (Pl. 3-3 A) passant au type *porphyrique* dans le cas des sols à fumure organique (Pl. 3-3 B, a).

Les sols de pied de station soumis à un apport de fumure organique présentent une densité et une coloration du plasma beaucoup plus importante induisant une microstructure de type *porphyrique* avec, souvent, une orientation privilégiée des macropores millimétriques (Pl. 3-3 B, d). Ces caractères microstructuraux particuliers sont attribuables à l'augmentation, d'amont en aval, des quantités d'argiles et de fer, et de matières organiques (sols à fumure organique).

Certains horizons de surface ont été fortement remaniés (pl. 3-3 B, b). Le travail du sol ne pouvant être mis en cause, puisqu'homogène sur

l'ensemble de la station, il conviendrait d'attribuer ces pédoturbations à une intense activité biologique (fantômes de chenaux et de pores caractéristiques d'insectes). Les sources énergétiques que sont les débris végétaux, encore observables dans des lames, en seraient les catalyseurs.

Les horizons de surface qui possèdent de telles caractéristiques sont toujours ceux des sols à fumure organique.

Une porosité superficielle de type vésiculaire est parfois bien révélée (Pl. 3-3 B, C). L'air contenu dans les pores du sol peut se trouver emprisonné suite à la formation d'une pellicule d'eau en surface. Quand il ne peut pas s'échapper à cause de l'imperméabilité du matériel, la pression exercée par ces bulles va créer cette morphologie ovoïde des pores qui sera alors conservée lors de la dessiccation (Figuera et Stoops, 1983).

Ce groupe de microstructures s'observe essentiellement dans les sols ayant subi un apport de fumure minérale et un enfouissement de paille de sorgho (T2).

Il est fréquent d'observer des zones subparallèles d'accumulation de plasma (Pl. 3-3 B, d). Près de 50% des échantillons étudiés possèdent de telles microstructures, principalement dans les tout premiers centimètres du sol.

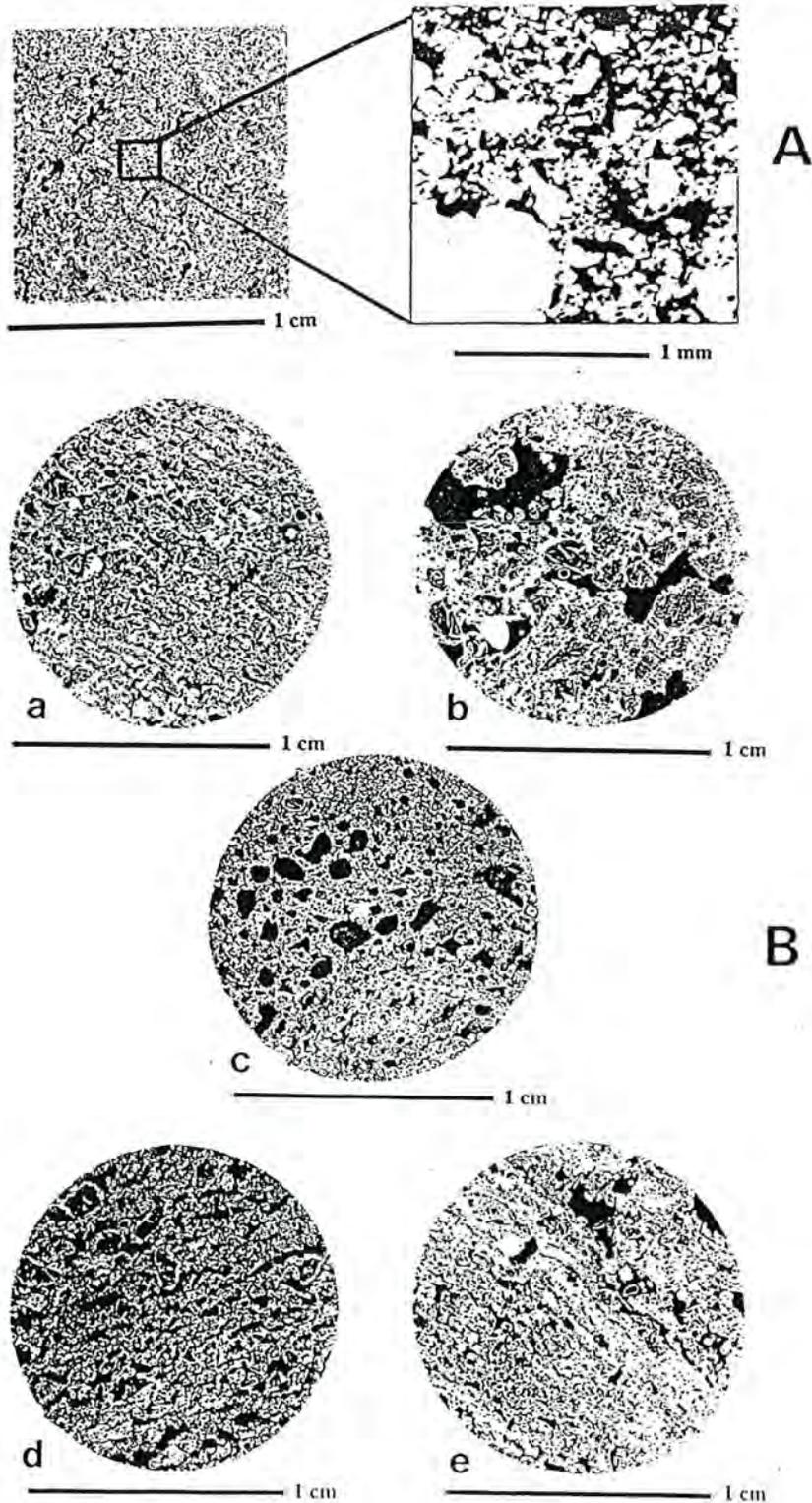
L'accumulation de lits sombres et denses de matériel fin s'accompagne d'une porosité de type vésiculaire. Ces zones granoclassées sont aussi souvent séparées les unes des autres par l'intermédiaire de macropores relativement élongés et subparallèles.

Ces croûtes de surface sont du type croûtes d'érosion (Casenave et Valentin, 1989). Elles se différencieraient donc des croûtes structurales et de dépôts des horizons de surface des sols maliens. On constate également que la part des sols qui présentent de tels agencements est, tout traitements confondus, plus importante en 1990 qu'en 1989.

Ce plus grand développement des croûtes de surface en 1990 s'expliquerait de la façon suivante. Les précipitations ont été nettement plus étalées dans le temps en 1989 qu'en 1988 (Fig 1-2 Chap I). Les sols prélevés en 1990 ont donc été soumis plus longtemps à l'action des pluies que ceux prélevés en 1989.

## **- MILIEUX PAYSANS**

La différenciation entre les deux grands groupes de sols gravillonnaire ou non n'est plus suffisante. En effet, il convient de distinguer les sols dont les gravillons sont uniquement ferrugineux de ceux qui possèdent uniquement du quartz.



Pl. 3-3 :

A : Microstructures d'un horizon de surface "représentatif" d'un sol de la station agronomique de Saria (photogramme et micrographie MEB).

B : Florilège des microstructures observées. a) densité de plume relativement plus importante. b) distribution spatiale hétérogène des macropores et pédoturbation. c) pores de type vésiculaire. d) orientation privilégiée (subhorizontale) des pores en surface. e) granoclasses de particules (croûtes de surface).

- Sols gravillonnaires

- sols à gravillons ferrugineux

Onze échantillons appartiennent à ce groupe. Ils ont été prélevés soit dans des zones de démantèlement de cuirasse ou de carapace, soit dans des zones de colluvionnement de carapace.

La porosité semble plus développée verticalement le long des gravillons, de forme sphérique à ovoïde. Entre les gravillons, un plasma très coloré, relativement uniforme, englobe des grains de quartz, de la taille des sables fins, et des nodules sableux.

Ces éléments sont assemblés en unités agrégées emboîtées relativement compactes, formant des plages plus ou moins étendues, séparées par des pores de grandes tailles développant une microstructure qualifiée de *porphyrique* (Pl. 3-4, A, a et Fig. 3-5).

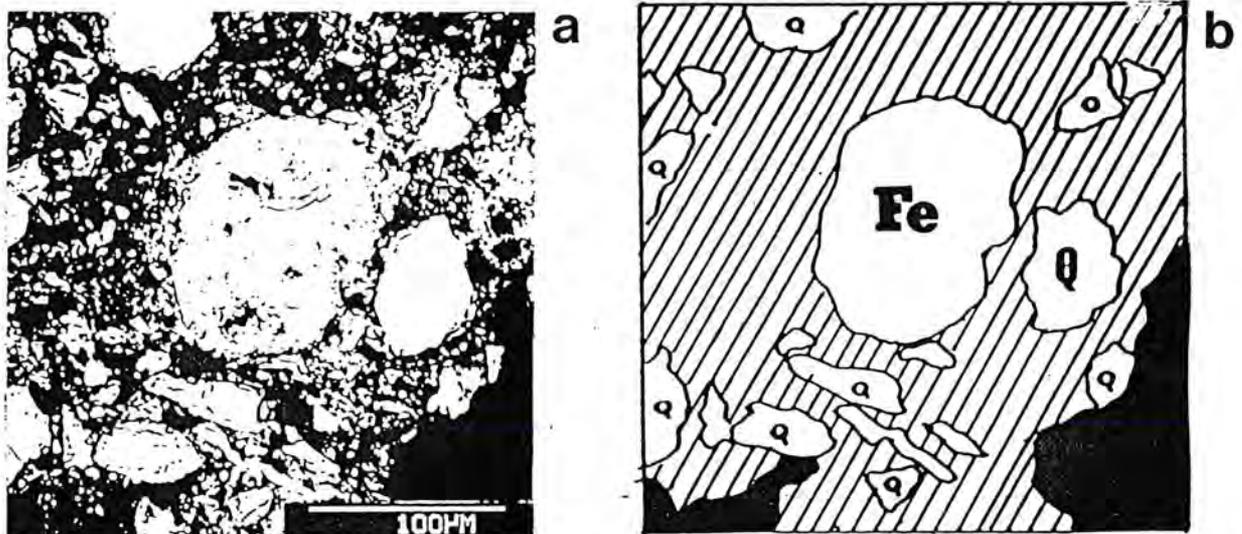


Fig 3-5 : Microstructure porphyrique d'un horizon de surface d'un sol paysan burkinabé  
a = micrographie MEB ; b = schéma interprétatif d'après les cartes du silicium, du fer et de l'aluminium obtenues par microsonde à dispersion d'énergie.

Il y a en fait deux, voire trois, microstructures *porphyriques* emboîtées : la première, dans laquelle les gravillons baignent dans une matrice de microagrégats millimétriques, la deuxième (ces microagrégats), dans laquelle les sables sont enrobés de plasma argileux et de limons microstructurés (Pl. 3-4, A, a et Fig. 3-5). La texture des terres fines de ces sols est sablo-limoneuse à limono-sableuse.

De légères différences proviennent du degré d'altération des gravillons ou de l'étendue des plages poreuses. Il est également observé que les échantillons situés en zone colluvionnée, plus à l'aval, présentent des densités de plasma légèrement plus importantes.

### - Sols à gravillons quartzeux

Quatre échantillons rentrent dans cette catégorie. La plupart proviennent de zones de bas de versant (colluvions argileuses et glacis de piemont).

Ces horizons de surface se caractérisent par de forts pourcentages de graviers de quartz (> 40%). Ces derniers sont cristallisés avec des faciès subémoussés à subangulaires. Ces fortes concentrations confèrent aux lames une coloration plus blanchâtre que celle des autres sols des milieux paysans.

L'étude du plasma témoigne du caractère ferrugineux des sols. Seul, il possède un chromisme rougeâtre. Dans les zones gravillonnaires, il n'agit qu'en revêtement léger avec créations de ponts entre les graviers.

Sa distribution spatiale relative, de type *chitonique*, rappelle celle des sols paysans du Mali.

Quand les graviers sont moins nombreux, le sol semble plus agrégé et les microstructures emboîtées sont de type *porphyrique* (Pl. 3-4 A, b).

Les propriétés de revêtement du plasma semblent être restées les mêmes mais du fait de la petite taille des quartz (texture sablo-limoneuse des terres fines), l'ensemble paraît plus compact avec création d'une architecture emboîtée d'agrégats. Aucune orientation privilégiée des pores n'y a été décelée.

### - Sols pauvres en gravillons

#### - Sols ferrugineux

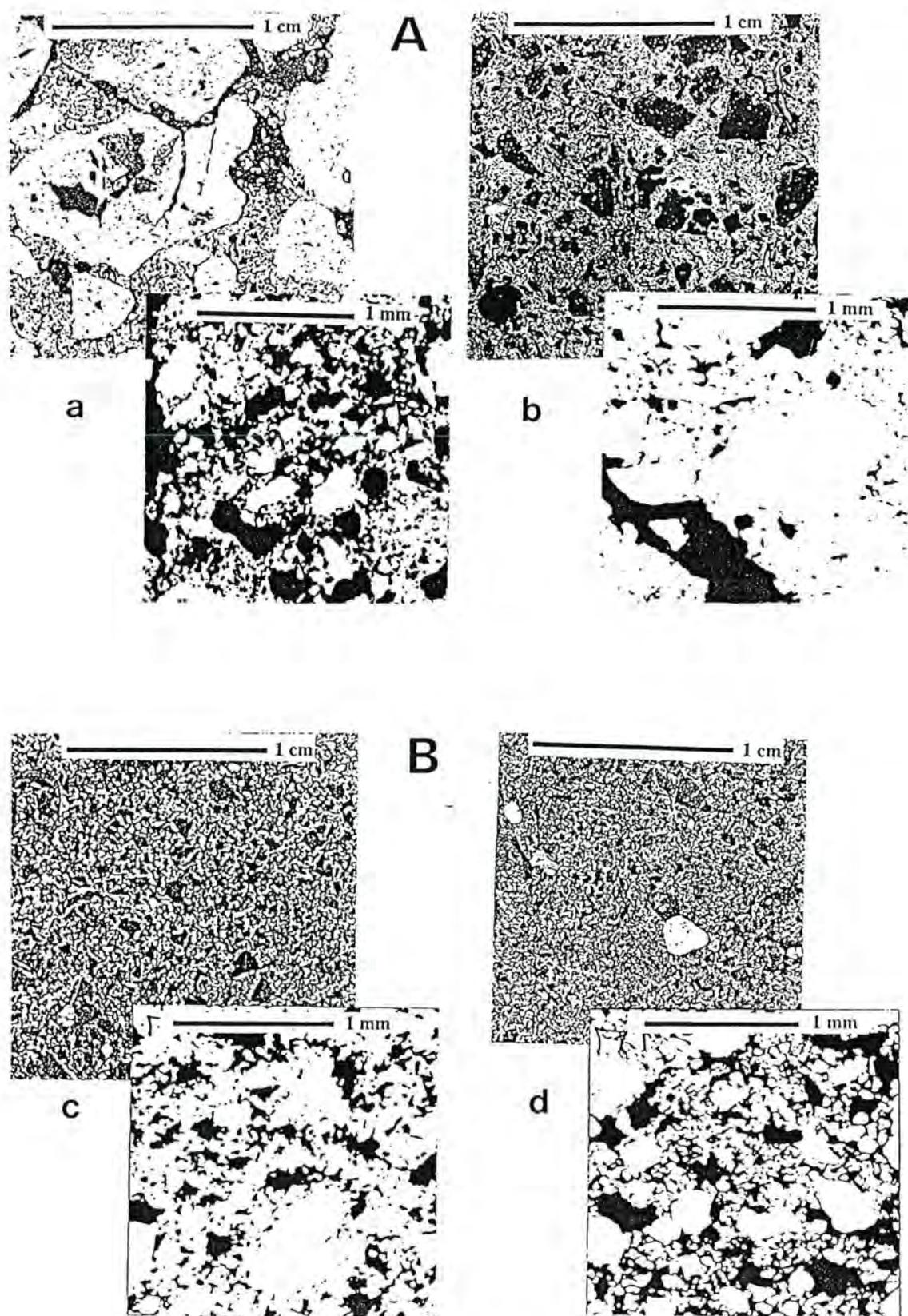
Ces trois horizons de surface possèdent une architecture qui rappelle celle du premier groupe. Ils proviennent de prélèvements sur colluvions et remblais alluviaux de carapace et sur des bas de versant carapacés. La faible part de gravillons ferrugineux leur confère tout de même une coloration rosâtre plus ou moins marquée. Ces gravillons sont très altérés avec des contours flous et des zones de déferrification concentriques.

Le plasma est assez fortement présent jouant un rôle d'assemblage des particules quartzieuses, de la taille des sables, entre elles. L'architecture, relativement isotrope, en unités agrégées est typiquement *porphyrique* (Pl. 3-4 B, c).

#### - sols quartzeux

Ce groupe est constitué de neuf horizons de surface prélevés dans des remblais alluviaux et des bas de versant carapacés caractérisés par de faibles quantités de gravillons quartzeux.

Leurs microstructures sont de type *porphyrique* (Pl. 3-4 B, d).



Pl. 3-4: Microstructures des horizons de surface des sols burkinabés des milieux paysans (photogrammes et micrographies MEB).

A : sols gravillonnaires, à gravillons ferrugineux (a) ou quartzeux (b).

B : sols peu ou non gravillonnaires, ferrugineux (c) ou quartzeux (d).

### -III-2-3 CONCLUSION

Le résultat essentiel de cette étude micromorphologique est que le type de microstructure est largement dépendant de la texture (terre fine) du sol comme en témoigne de façon synthétique la figure 3-6.

En effet, les microstructures *chitoniques* et *géfuriques* ne sont représentées que dans les horizons de surface les plus sableux (classe sableuse et partie la plus sableuse de la classe sablo-limoneuse) (Fig. 3-6). A l'opposé, lorsque la texture est plus limoneuse et/ou plus argileuse, les microstructures sont *porphyriques* (Fig. 3-6) et très souvent emboîtées. Pour des textures intermédiaires, les microstructures sont *géfuriques* ou *pseudo-porphyriques* (Fig. 3-6).

De plus, ces résultats (Fig. 3-6) confirment tout à fait ceux de Brewers (1979) et de Mc Keague et Guertin (1982), par rapport aux stabilités structurales, qui ont étudié des sols à textures analogues (Fig. 3-7).

Le rôle des argiles est donc prépondérant tout comme il l'était pour le contrôle des stocks organiques et des propriétés physico-chimiques des horizons de surface des sols ferrugineux tropicaux étudiés (§ III). Lorsque les teneurs en argiles et en limons sont relativement plus élevées, les microstructures sont de type *porphyrique* (fig. 3-6) et présentent un caractère hétérogène et emboîté, donc probablement fractal ce que nous allons quantifier au cours de la seconde partie de ce chapitre.

Mais c'est aussi la part relative des limons et des argiles, d'une part, et des sables, d'autre part, qui détermine le type de microstructure. Pour ces sols pauvres en argiles, ce seraient, pour une bonne part, les caractéristiques texturales du "squelette", et donc des modes d'empilement de ses grains, qui seraient à l'origine de ces différents types de microstructures (Brewers, 1979 ; Mc Keague et Guertin, 1982 ; Rengasamy *et al.*, 1984 ; Chrétien, 1986).

Ces microstructures seraient donc induites par des processus physiques, et non pas des processus physico-chimiques. c'est ce que nous chercherons à préciser au cours de la seconde partie de ce chapitre.

## III-3 ANALYSE D'IMAGE ET GEOMETRIE FRACTALE

L'étude des microstructures des horizons de surfaces des sols ferrugineux tropicaux sera maintenant quantitative grâce à l'analyse d'image (Coster et Chermant, 1985) et à la géométrie fractale (mandelbrot, 1977, 1982, 1984 ; Feder, 1988 ; Gouyet, 1992).

Nous caractériserons tout d'abord les porosités et leurs distributions spatiales à différentes échelles (dimensions fractales de masse et de pore). Puis notre approche sera encore plus probabiliste par l'utilisation conjointe des géostatistiques et de la géométrie fractale.

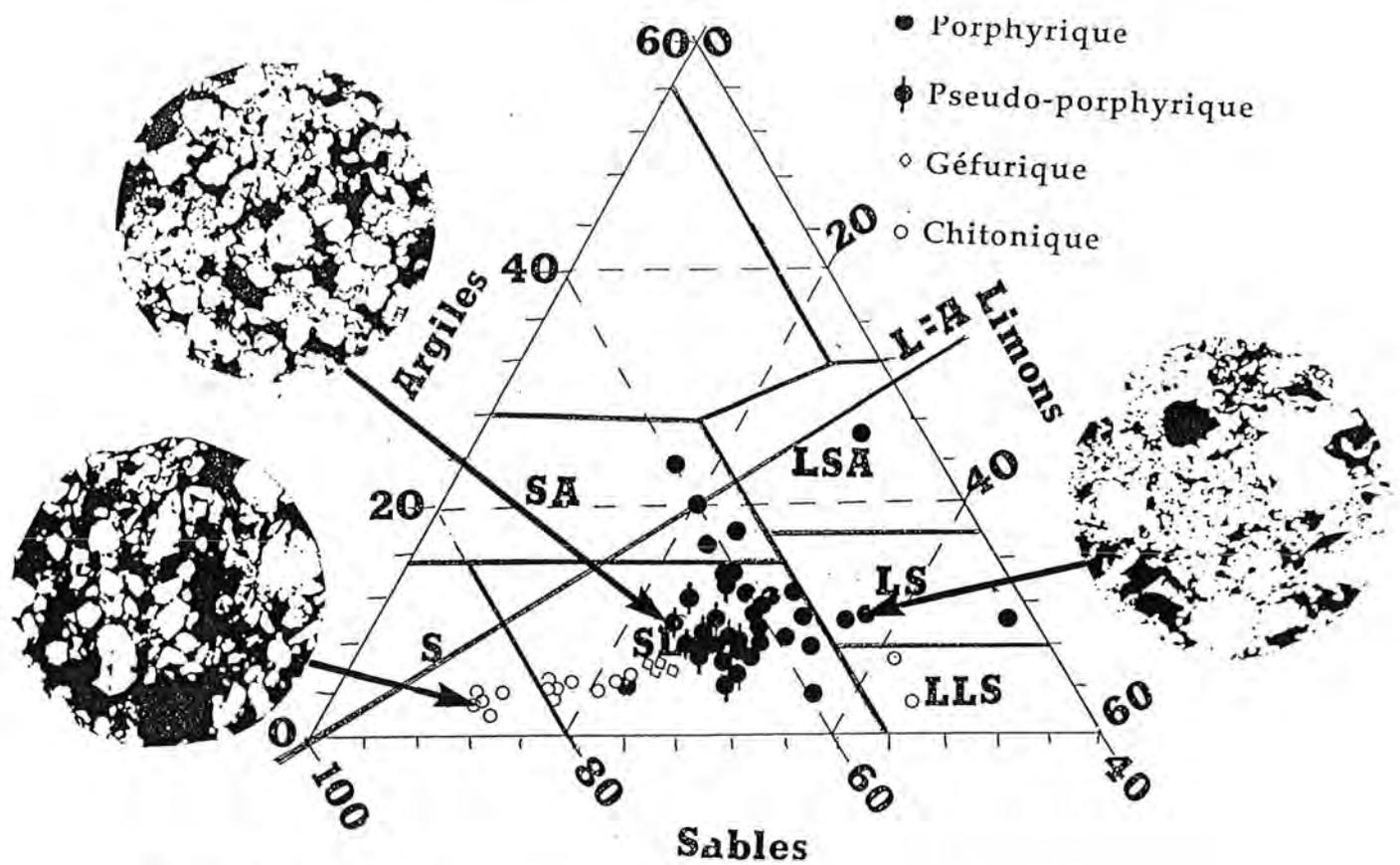


Fig 3-6 : Typologie des microstructures et textures (terres fines) des horizons de surface des sols ferrugineux tropicaux étudiés.

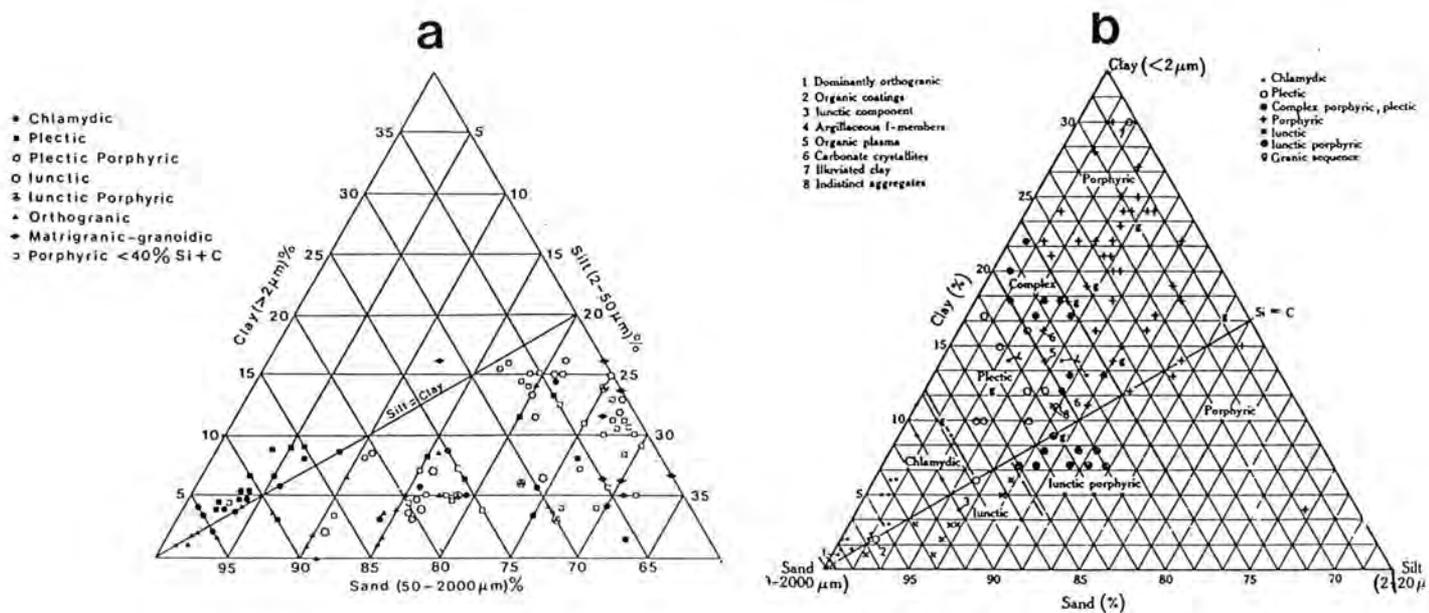


Fig 3-7 : Typologie des microstructures et textures de sols canadiens (a) et australiens (b) (d'après Mc Keague et Guertin, 1982 (a) et Brewers, 1979 (b))

### III-3-1 POROSITES ET DIMENSIONS FRACTALES DE MASSE (ET DE PORE)

#### -III-3-1-1 Notions de géométrie fractale

Dans la nature pratiquement tout est irrégulier et chaotique, que ce soit la forme des rivières, des côtes, des nuages et des arbres jusqu'à la trajectoire des particules ou la génèse des gels. Ces irrégularités ont souvent pour effet d'augmenter le rapport surface/volume de l'objet.

Sur une partie agrandie au 1/100 000 d'une baie, au 1/10 000, on aperçoit, sur son pourtour, d'innombrables sous baies et ainsi de suite. A chaque niveau d'analyse successif, les mesures présentent les mêmes traits géométriques. Le même mécanisme aurait donc engendré à la fois les petits et les gros détails de la côte. L'objet apparaît "semblable de près comme de loin" quelle que soit l'échelle. De la même manière, une branche d'arbre n'est-elle pas le reflet de l'arbre lui-même ?

Ces constatations sont en fait très anciennes. En 1733 Swift ne poétisait-il pas:

*Selon les naturalistes une puce est la proie  
de puces plus petites qu'elle,  
Celles ci sont piquées de puces plus petites,  
et c'est ainsi, ad infinitum*

Cette identité qui apparaît entre le tout et l'une de ces parties a été formulée grâce au concept d'autosimilarité, d'invariance d'échelle, de dimension fractale.

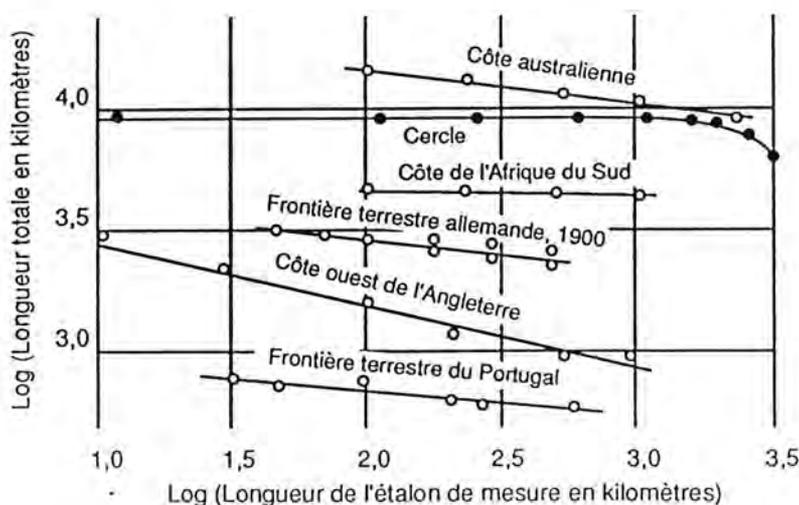


Fig. 3-8 : Mesures de longueurs de diverses côtes et frontières terrestres effectuées par Richardson (1961) (d'après Gouyet, 1992).

Si on mesure la longueur des côtes de différentes régions du monde (Richardson, 1961) on s'aperçoit que chacune d'entre elles est une fonction puissance de l'échelle d'observation (Fig. 3-8) dont l'exposant, l'invariance d'échelle, est appelé dimension fractale (Mandelbrot, 1977 ; 1982 ; Feder, 1988 ; Gouyet, 1992). Cette dimension fractale, dite de Hausdorff-Besicovitch, n'est pas un nombre entier et est toujours supérieure à sa dimension topologique (ici 1).

Le célèbre ensemble, ou poussière, de Cantor, étudié bien avant la notion de fractale, est obtenue en éliminant itérativement le tiers central d'un segment d'une longueur donnée (Fig 3-9). Sa dimension fractale est  $D = \text{Log}2 / \text{Log}3 = 0,63$ . Au bout de  $i$  itérations, il ne sera constitué que de points, de poussières d'où le terme de poussière de Cantor : sa dimension topologique est  $d_T = 0$  (Gouyet, 1992).

Ce type de structure fractale, obtenue par itérations à partir d'un générateur, est une fractale déterministe (Gouyet, 1992).

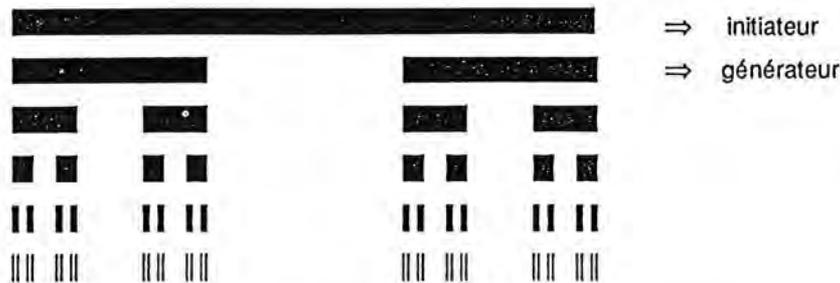


Fig. 3-9 : Construction des cinq premières itérations d'un ensemble de Cantor (d'après Gouyet, 1992).

De même, indépendamment de l'approche fractale, les frères Miller (Miller et Miller, 1956) ont mis au point la théorie de similitude qui utilise ce concept d'auto-similarité dans un milieu poreux considéré comme étant homogène (Fig. 3-10).

Cette théorie a connu un grand développement en Physique du Sol puisqu'elle permet d'établir des relations entre échelles d'observations dans l'étude des propriétés hydriques et hydrodynamiques des sols (Vauclin *et al.*, 1984 ; Daamen *et al.*, 1990 ; Warrick, 1990 ; Youngs, 1990).

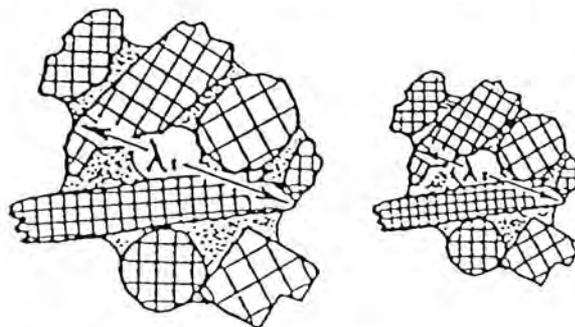


Fig. 3-10 : Représentation de milieux poreux auto-similaires selon la théorie de similitude des frères Miller (d'après Miller et Miller, 1956).

L'exemple suivant nous permettra de percevoir comment on peut passer du domaine de la géométrie euclidienne à celui de la géométrie fractale.

Par une homothétie interne un objet en 2 dimensions (une surface carrée) de côté  $L$  (Fig 3-11 a) est transformé en plusieurs objets mais de tailles plus petites (9 surfaces carrées de côté  $L/3$ ).

Le nombre de carrés nouvellement formés  $N$  est égal au rapport d'homothétie  $R$  élevé à une puissance  $D$  qui correspond à la dimension  $D$  de l'objet :

$$N=R^D \Leftrightarrow D=\text{Log}N/\text{Log}R$$

Dans notre exemple  $D = \log 9 / \log 3 = 2$  qui est la dimension euclidienne d'une surface (2 dimensions).

Quel que soit le nombre d'itérations, cette dimension sera toujours égale à 2. Réciproquement, si on surimpose à cette structure un ensemble de surfaces carrées emboîtées, dont la plus petite est au centre de la figure, et que l'on mesure leur surface blanche en fonction du côté du carré d'observation (méthode des "boîtes" carrées emboîtées : voir § III.3.1-2), on trouvera aussi que  $D = 2$ .

La structure de cet objet est homogène et obéit aux lois de la géométrie euclidienne.

De façon analogue, un damier, modèle de milieu poreux constitué d'assemblages réguliers de billes ou de plaquettes, obéit toujours aux lois de la géométrie euclidienne. Sa porosité est constante quelque soit l'échelle d'observation.

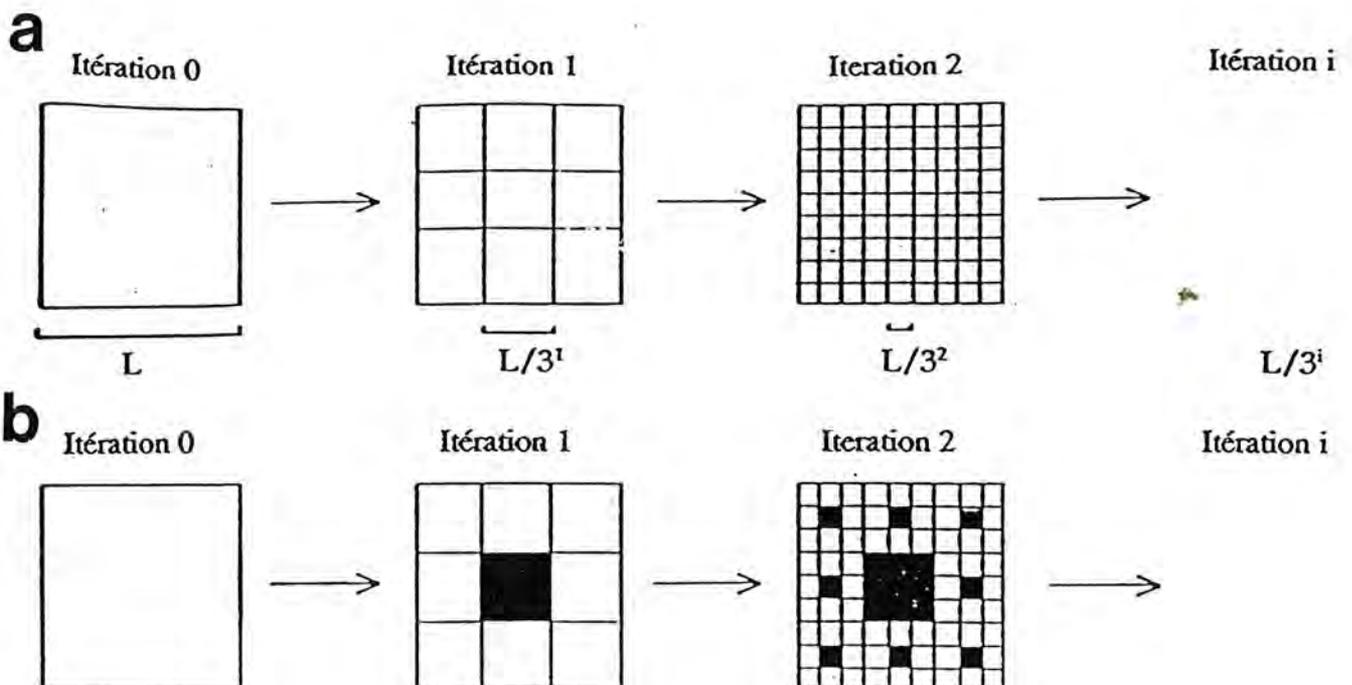


Fig. 3-11 : Structures carrées obtenues par itérations à partir d'un générateur : structures euclidienne (a) et fractale (b).

Si par contre, on élimine, à la première itération, le carré central de manière à ce qu'il ne reste plus que 8 carrés sur 9 (Fig. 3-11 b), l'objet deviendra hétérogène, fractal.

Ce type de structure fractale, obtenue par itérations à partir d'un générateur, est, comme l'ensemble de Cantor, une fractale déterministe.

On parle de rapport de masse égal à 8. A chaque itération  $i$  le rapport de masse sera égal à  $8^i$ .

La dimension fractale  $D$  d'un tel objet, appelé tamis de Sierpinski (Figs. 3-11 b, 3-13 et 3-14) sera  $D = \text{Log}8^i / \text{Log}3^i = \text{Log}8 / \text{Log}3 = 1,8928\dots$  (Gouyet, 1992). Cette dimension fractale est valable à chaque itération.

Réciproquement, si on surimpose à cette structure fractale un ensemble de surfaces carrées emboîtées, dont la plus petite est au centre de la figure, et que l'on mesure leur surface blanche en fonction du côté du carré d'observation (méthode des "boîtes" carrées emboîtées : voir § III.3.1-2), on trouvera aussi que la dimension fractale, appelée aussi plus précisément dimension fractale "de masse"  $D_m$ , est égale à 1,89.

La densité du tamis tend vers zéro lorsque le nombre d'itérations tend vers l'infini; donc la dimension fractale de masse décrit comment la densité tend vers zéro ou, réciproquement, comment la porosité tend vers l'infini.

Lorsqu'on passe de deux à trois dimensions, ce tamis devient "l'éponge de Menger" (Fig. 3-12 a) qui est un modèle simple de milieu poreux fractal ( $D_m = \text{Log}20 / \text{Log}3 = 2,7268\dots$ ) (Mandelbrot, 1982 ; Gouyet, 1992).

Rieu et Sposito, (1991<sub>a,b</sub>) ont utilisé une variante de l'éponge de Menger, de dimension fractale relativement proche (2,8), qu'ils ont appelé structure poreuse fractale complètement fragmentaire, dans laquelle il y a connection continue entre les fissures de différentes tailles (fig. 3-12 b).

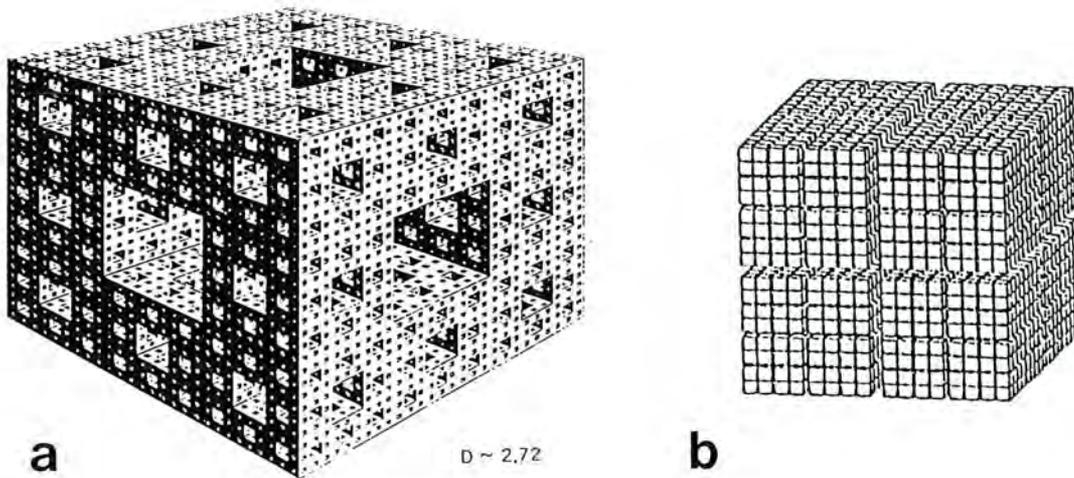


Fig. 3-12 : Modèles fractals de milieux poreux : éponge de Menger (d'après Mandelbrot, 1982) (a) et structure poreuse fractale complètement fragmentaire (d'après Rieu et Sposito, 1991<sub>a</sub>) (b).

Ces modèles de tamis de Sierpinski et d'éponge de Menger ont déjà été largement utilisés pour la caractérisation géométrique (dimensions fractales de masse, de propagation et de surface) et hydrique (courbes de rétention d'eau) des sols, nos objets d'étude (Ahl et Niemeyer, 1989 ; Tyler et Wheatcraft, 1990 ; Toledo *et al.*, 1990 ; Bartoli *et al.*, 1991<sub>b</sub>, 1992, 1993 ; Young et Crawford, 1991 ; Rieu et Sposito, 1991<sub>a,b</sub> ; Perfect et Kay, 1991 ; Crawford *et al.*, 1993).

Au cours de ce chapitre, nous utiliserons également le tamis de Sierpinski, après six itérations (Fig. 3-13), comme modèle poreux fractal en deux dimensions (comme les lames minces de sols étudiées).

La dimension fractale de masse  $D_m$ , calculée à l'aide de la méthode des boîtes carrées emboîtées, nous permettra notamment de classer les horizons de surface cultivés des sols ferrugineux tropicaux étudiés, dans la mesure où ils présenteront de telles structures emboîtées auto-similaires.

En analyse d'image de lame mince, plus cette dimension fractale de masse  $D_m$  sera proche de 2, plus la microstructure du sol tendra à être homogène. A l'opposé, plus cette dimension fractale de masse sera petite et plus la structure fractale caractérisée sera hétérogène et désordonnée.

Il est essentiel de noter dès à présent que les lois puissances classiques des courbes d'humidité des sols en fonction du potentiel matriciel ont pu être réinterprétées et modélisées à l'aide de cette dimension fractale de masse  $D_m$ , ce qui a transformé leur expression semi-empirique en modélisation à signification physique précise (Tyler et Wheatcraft, 1990<sub>a</sub> et <sub>b</sub> ; Rieu et Sposito, 1991<sub>a</sub> et <sub>b</sub>).

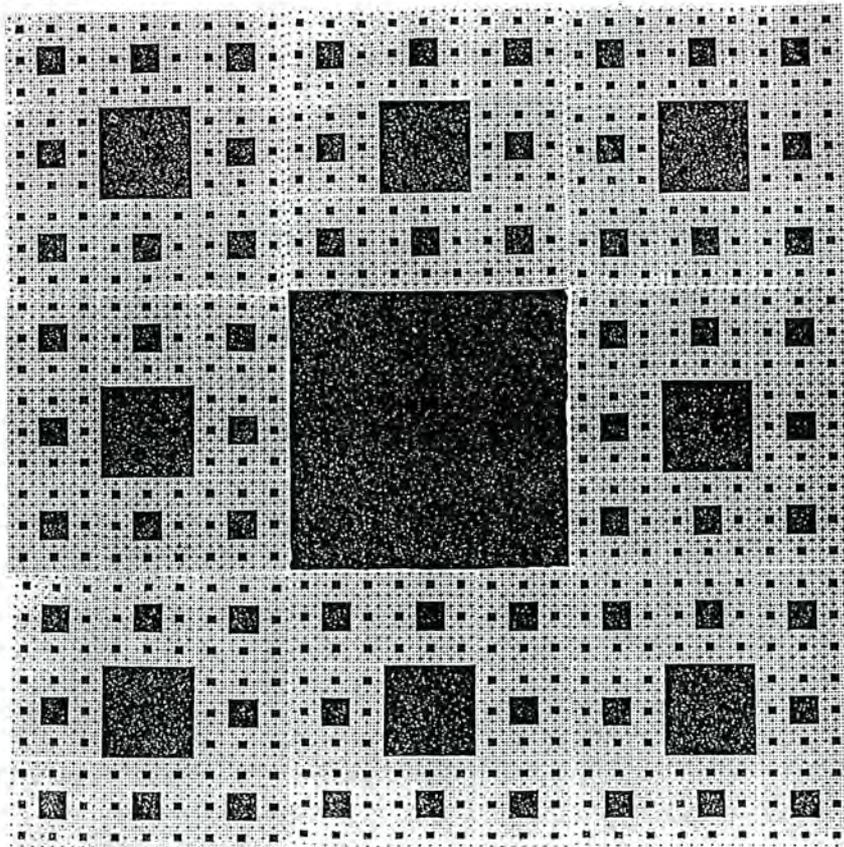


Fig. 3-13 : Tamis de Sierpinski, obtenu à partir d'un générateur, après six itérations.

Si par contre on construit un tamis de Sierpinski de façon probabiliste (le choix de l'application de tel ou tel générateur est alors régie, à chaque itération, par une ou plusieurs lois probabilistes), on obtient alors une structure fractale statistique (Gouyet, 1992), de même dimension fractale de masse que le classique tamis, mais différant de celui-ci par son aspect beaucoup plus hétérogène et l'interconnection de nombreux "pores", de différentes tailles (fig. 3-14) (Kaye, 1989 ; Bartoli *et al.*, 1993).

Ces fractales statistiques sont très souvent les seules rencontrées dans la nature. Leurs propriétés fractales (invariance d'échelle) portent sur les moyennes statistiques attachées à la structure fractale (Gouyet, 1992).

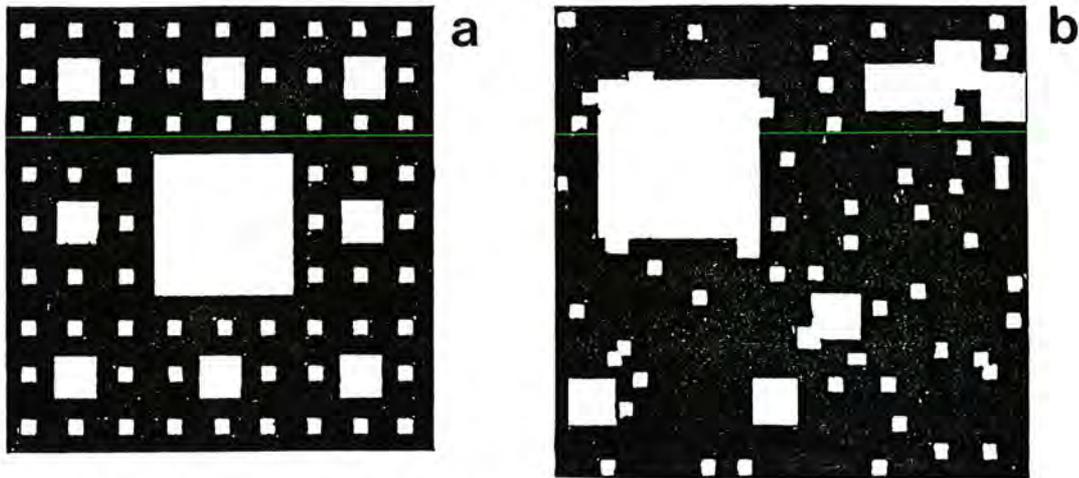


Fig. 3-14 : Tamis de Sierpinski idéal (fractale déterministe) (a) et statistiquement auto-similaire (fractale statistique) (b), de même dimension fractale de masse  $D_m = 1,89$ , obtenus après trois itérations (d'après Kaye, 1989).

Ceci permet de montrer que la géométrie d'un milieu poreux fractal est souvent insuffisamment caractérisée par sa seule dimension fractale de masse  $D_m$ .

Il y a bien sûr la dimension fractale complémentaire de pore que nous calculerons également. Il existe des fractales de pore mais il commence à être maintenant établi que les sols ne sont pas des fractals de pore mais des fractals de masse (Bartoli *et al.*, 1991<sub>b</sub> ; Young et Crawford, 1991 ; Rieu et Sposito, 1991<sub>b</sub> ; Crawford *et al.*, 1993), ce que nous confirmerons d'ailleurs au cours de ce chapitre.

Pour mieux caractériser des milieux poreux fractals, tout particulièrement si l'on s'intéresse à leurs propriétés de transferts, il est recommandé d'utiliser d'autres dimensions fractales de surface (interface) et de connectivité (lacunarité, ramification, connection) (Pfeifer, 1984 ; Jacquin et Adler, 1987 ; Friesen et Mikula, 1987 ; Ben Ohoud, 1988 ; Van Damme *et al.*, 1988 ; Van Damme et Ben Ohoud, 1990 ; Pfeifer et Obert, 1989 ; Fripiat, 1989 ; Bartoli *et al.*, 1991<sub>b</sub>, 1993 ; Gouyet, 1992 ; Hatano et Booltink, 1992 ; Hatano *et al.*, 1992 ; Crawford *et al.*, 1993 ; Kampichler et Hauser, 1993).

Une fractale peut être aussi auto-affine, sa structure est invariante par une loi d'échelle différente suivant les axes de repère. Il convient alors de la caractériser par une série de dimensions fractales locales (Gouyet, 1992).

Il est probable que la plupart des milieux poreux naturels soient auto-affines comme les surfaces rugueuses (reliefs de montagne, croûtes de surface...) et, de plus, multifractals (Gouyet, 1992). Cette géométrie est plus complexe que la géométrie fractale classique.

Dans notre étude des microstructures des sols à l'aide de lames minces, la géométrie fractale classique suffirait, à la fois par souci de simplification et de synthèse et aussi parce qu'il a été mathématiquement établi qu'un fractal auto-affine en trois dimensions devenait autosimilaire dans un plan de coupe (Gouyet, 1992).

### **- III-3-1-2 Analyse d'image et modélisation de la porosité**

#### **Mode d'échantillonnage des images MEB**

Les micrographies MEB ont été choisies dans la zone centrale, de quelques centimètres carrés, de la lame mince, soit de façon aléatoire (répétitions), soit, le plus souvent dans une zone "représentative", à l'oeil, de cette zone centrale.

Ces répétitions aléatoires effectuées dans la zone centrale de la lame mince ont révélé que, pour trois répétitions, l'erreur sur la mesure de la porosité ne dépassait pas 4% et que celle sur la dimension fractale de masse, coefficient intégrateur, ne dépassait pas 1%.

Dans le cas des sols gravillonnaires, nous avons volontairement choisi une zone intergravillonnaire afin de pouvoir comparer entre eux les modes d'association des particules sableuses.

#### **Scannérisation et seuillage**

Le tamis de Sierpinski ainsi que toutes les photographies de lames minces de sols ont été scannés avec un scanner à 256 niveaux de gris selon une trame à mailles carrées dont l'unité élémentaire, le pixel, correspond à un seizième de millimètre de l'image étudiée.

Une attention tout à fait particulière a été observée lors de la binarisation, le seuillage automatique ne remplaçant pas l'acuité visuelle.

A chaque scannage, l'étude de la distribution des niveaux de gris (Fig. 3-15) permet de confirmer ou non le bon contraste de l'image, le caractère bimodal de cette distribution étant toujours affirmé dans le cas des micrographies MEB (électrons rétrodiffusés) (Fig. 3-15 a) et étant fréquent dans le cas des photogrammes de sols gravillonnaires ferrugineux (Fig. 3-16).

Il n'a malheureusement pas été possible d'effectuer une binarisation correcte dans le cas de nombreux photogrammes de lames minces de sols sableux (Fig. 3-15 b). Dans ce cas, les résultats d'analyse d'image n'ont pas été utilisés.

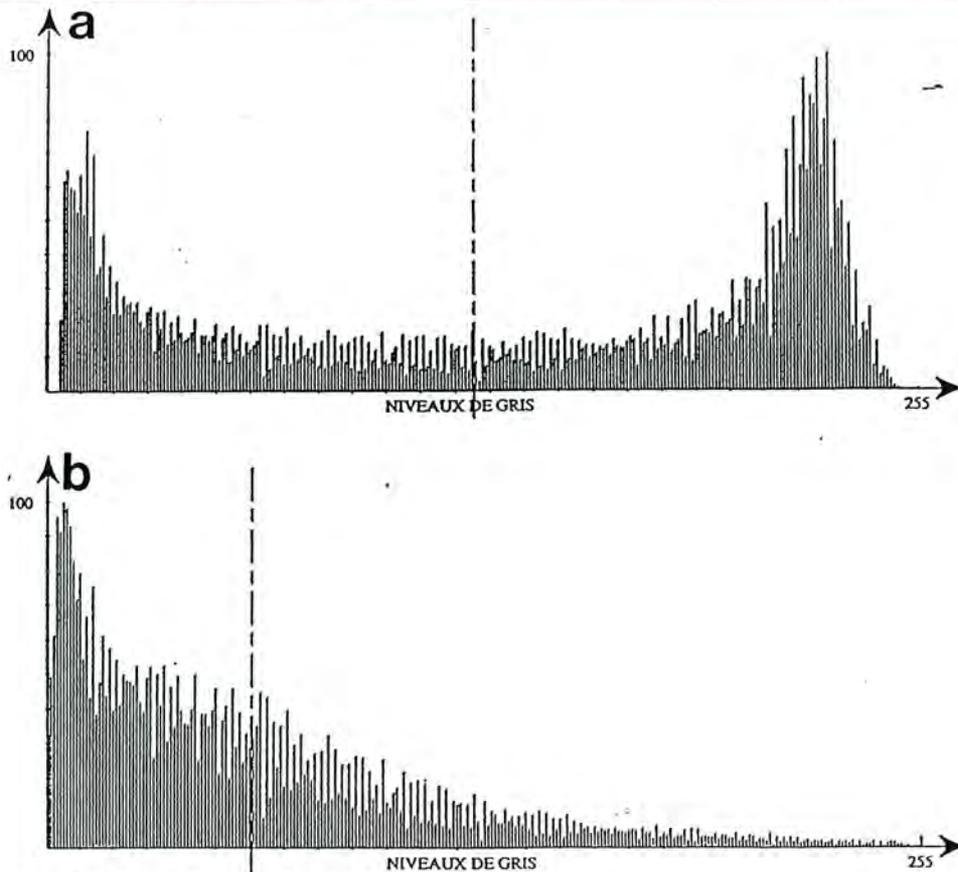


Figure 3-15 : Exemples de binarisations :  
a : binarisation correcte avec un seuil à 125 (distribution bimodale des niveaux de gris)  
b : mauvaise binarisation avec un seuil à 60 (distribution étalée des niveaux de gris)

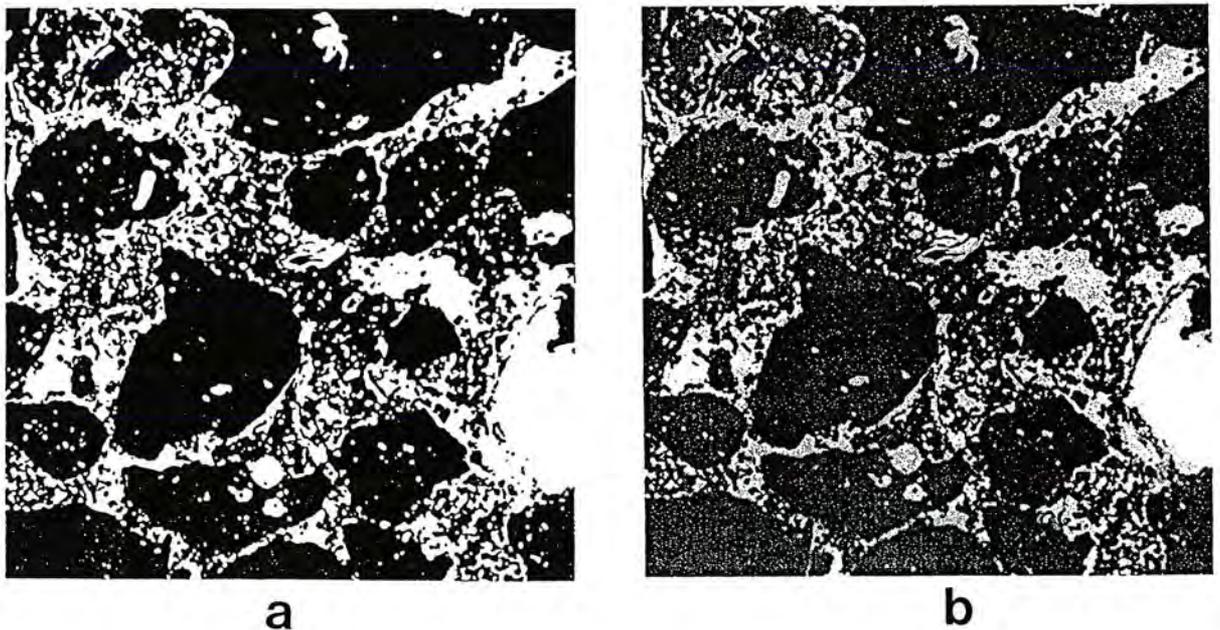


Fig. 3-16 : Exemple d'image binaire (b) d'un photogramme (a) de sol gravillonnaire ferrugineux paysan burkinabé.

Calcul de la porosité  $\Phi$ -et des dimensions fractales de masse et de pore par la méthode des "boîtes" carrées emboîtées

La méthode simplifiée dite des "boîtes" carrées emboîtées consiste en une opération de partition, à partir du centre de l'image binaire à étudier, d'une série de "boîtes" (surfaces carrées) de côté  $R$  croissant de  $R_0=2^0$  à  $R_{max}=2^6$  mm (Fig. 3-17). Les surfaces carrées initiales, de côté 1, 2, 4 et 8 pixels, ne sont ainsi pas exploitées dans l'analyse, la résolution d'une image photographique étant plutôt proche du millimètre.

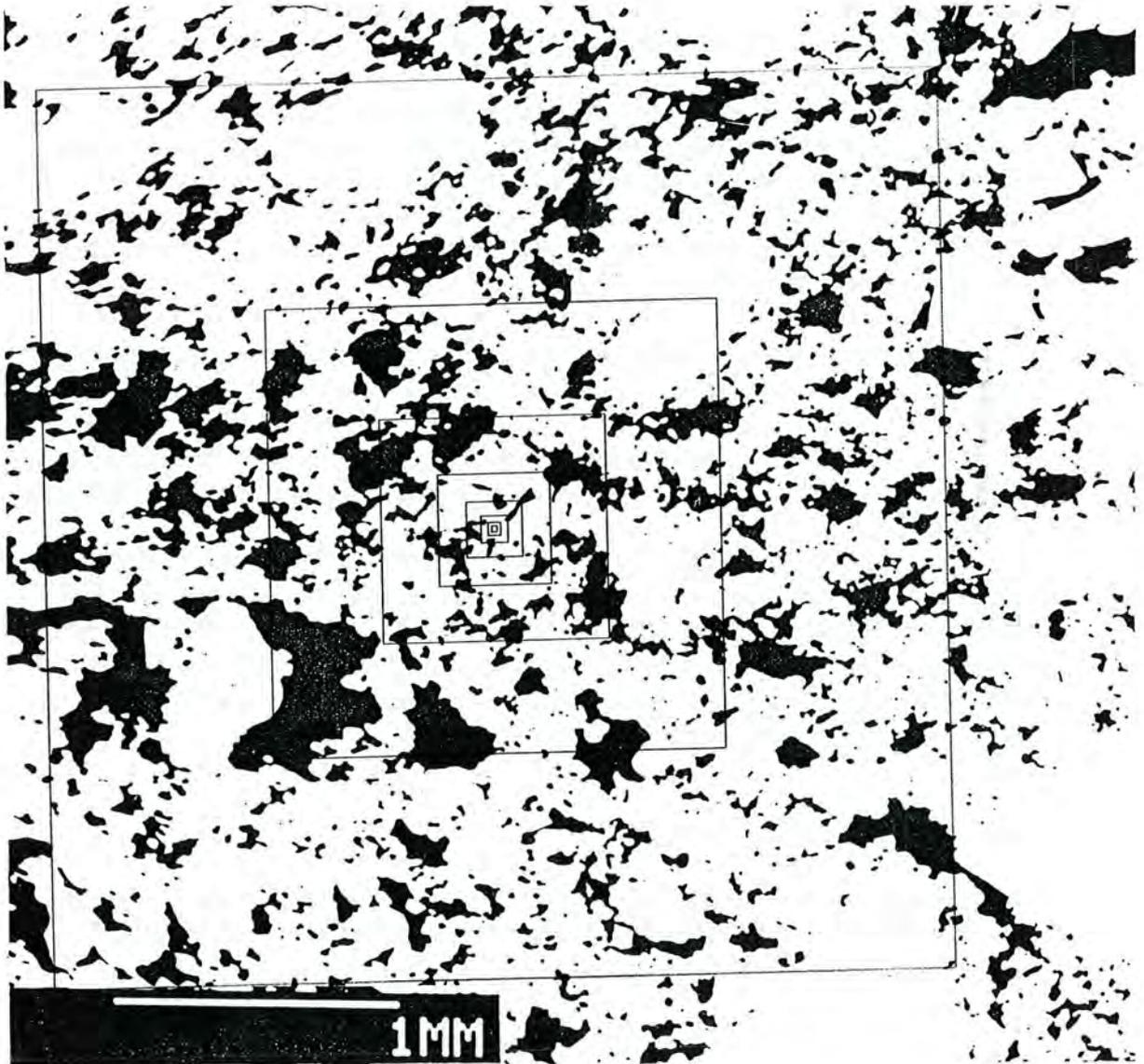


Fig. 3-17 : Délimitation, sur une micrographie MEB, des surfaces successives d'étude selon la méthode des boîtes carrées emboîtées.

Les surfaces blanches  $S_m$ , correspondant aux "masses" de sol, et les surfaces noires  $S_p$ , correspondant aux surfaces porales, sont calculées dans chaque enveloppe carrée.

Les surfaces mesurées sont proportionnelles au côté  $R$  de la boîte selon la loi puissance  $S=R^D$  ( $\Leftrightarrow D=\text{Log}R/\text{Log}S$ ), de l'échelle minimale ( $R_0=2^0$ ) à l'échelle maximale fixée ( $R_{\text{max}}=2^6$ ). La pente de la droite en Log-Log déterminera les dimensions fractales de masse  $D_m$  et de pores  $D_p$  de la microstructure étudiée (Bartoli *et al.*, 1991b).

Le calcul de la porosité globale  $\Phi$  a été réalisé dans la plus grande boîte, de côté  $R_{\text{max}}$ , par le rapport entre la surface des pores et la surface totale  $R_{\text{max}}^2$ . La dimension du côté de la boîte carrée varie, en grandeur réelle, de 2,1 à 3,2 mm pour les micrographies MEB et de 1,3 à 2,3 cm pour les photogrammes.

Les gammes d'échelles analysées varient donc de 16-25 microns à 2,1-3,2 millimètres pour les micrographies MEB et de 102-180 microns à 1,3-2,3 centimètres pour les photogrammes soit, dans les deux cas, d'un peu plus de deux gammes d'échelle d'observation, ce qui est absolument nécessaire si l'on veut déterminer correctement une dimension fractale d'un milieu poreux (Pfeifer et Obert, 1989).

Ce programme a été mis au point au Centre Inter-Régional Informatique de Lorraine (CIRIL), en collaboration avec l'équipe agrégation du CPB.

Utilisé par Bartoli *et al.* (1991b), il a été amélioré en choisissant comme boîte carrée initiale de 1 mm de côté une "masse" de sol, les fractales étant très sensibles aux conditions initiales (voir ci-après le paragraphe validation de la méthode).

Un programme plus rigoureux et plus probabiliste (simulations de Monte Carlo déterminant de très nombreux ensembles de boîtes carrées emboîtées) a également été très récemment mis au point au laboratoire des Sciences du Génie Chimique, dans le cadre d'un travail entrepris en collaboration avec l'équipe agrégation du CPB. Il nous a ici permis de valider le programme simplifié utilisé.

### Modélisation de la porosité $\Phi$

Comme nous venons de le rappeler, le volume de "masse"  $V_m$  d'un milieu poreux fractal varie selon l'échelle d'observation  $R$  en fonction une loi puissance  $V_m = R^{D_m}$  dont l'exposant est la dimension fractale de masse  $D_m$ .

Ce volume de matière est classiquement normé par rapport à un volume enveloppe de référence  $V$  qui peut être un cube, un cylindre, ... et permet d'effectuer les classiques mesures de densité apparente; il obéit par contre aux lois de la géométrie euclidienne :  $V = R^3$ .

Le volume de masse normé est donc égal à :  $V_m/V = R^{D_m}/R^3 = R^{D_m-3}$ .

La porosité  $\Phi$  est donc égale à :  $\Phi = 1 - R^{D_m-3}$ .

Si les observations se font dans un espace à deux dimensions, comme c'est le cas des lames minces, la porosité sera égale à :  $\Phi = 1 - R^{Dm-2}$ .

Cette équation trouve sa double expression graphique suivante (Fig. 3-18 a et b).

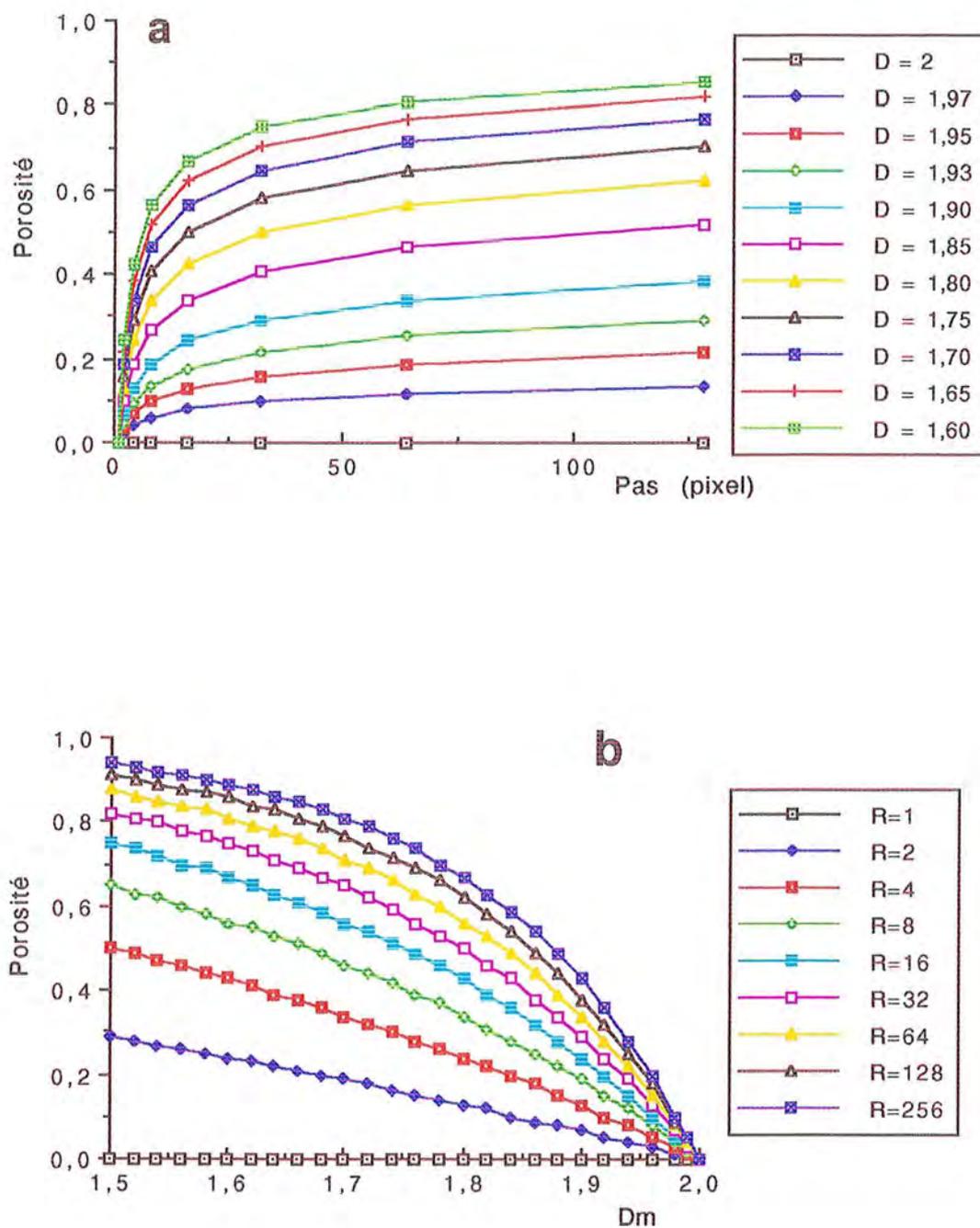


Figure 3-18 : Modélisation de la porosité en fonction de l'échelle d'observation (a) et de la dimension fractale de masse Dm (b).

Dans le cas d'un milieu poreux fractal observé en deux dimensions, la porosité augmente avec l'échelle d'observation et ce d'autant plus que la dimension  $D_m$  diminuera, que le milieu fractal de masse sera plus hétérogène (Fig. 3-18 a). Réciproquement, à échelle d'observation constante, la porosité diminue en fonction de la dimension fractale de masse  $D_m$  et ce d'autant plus que l'échelle d'observation sera élevée (Fig. 3-18 b).

C'est cet important modèle fractal de variation de la porosité en fonction de l'échelle d'observation qui permet de donner une signification physique aux lois puissance semi-empiriques des courbes de rétention d'eau (Tyler et Wheatcraft, 1990<sub>a</sub> et <sub>b</sub> ; Rieu et Sposito, 1991<sub>a</sub> et <sub>b</sub>) et de conductivité hydraulique (Toledo *et al.*, 1990) des sols.

Nous y reviendrons largement au cours de ce chapitre.

Dans le cas d'un milieu poreux non fractal ( $D_m = 2$ ) observé en deux dimensions, la porosité sera constante (nulle sur la Fig. 3-18) quelle que soit l'échelle d'observation. C'est par exemple le cas de gâteaux de kaolinite (Van Damme et Ben Ohoud, 1990), ou des grès de Fontainebleau observés à des échelles supérieures au millimètre (Jacquin et Adler, 1987).

#### Validation et limites de la méthode des boîtes carrées emboîtées

La méthode des boîtes carrées emboîtées a été utilisée dans quatre zones carrées (Fig. 3-19) du tamis de Sierpinski à 6 itérations (Fig. 3-13), choisies aléatoirement.

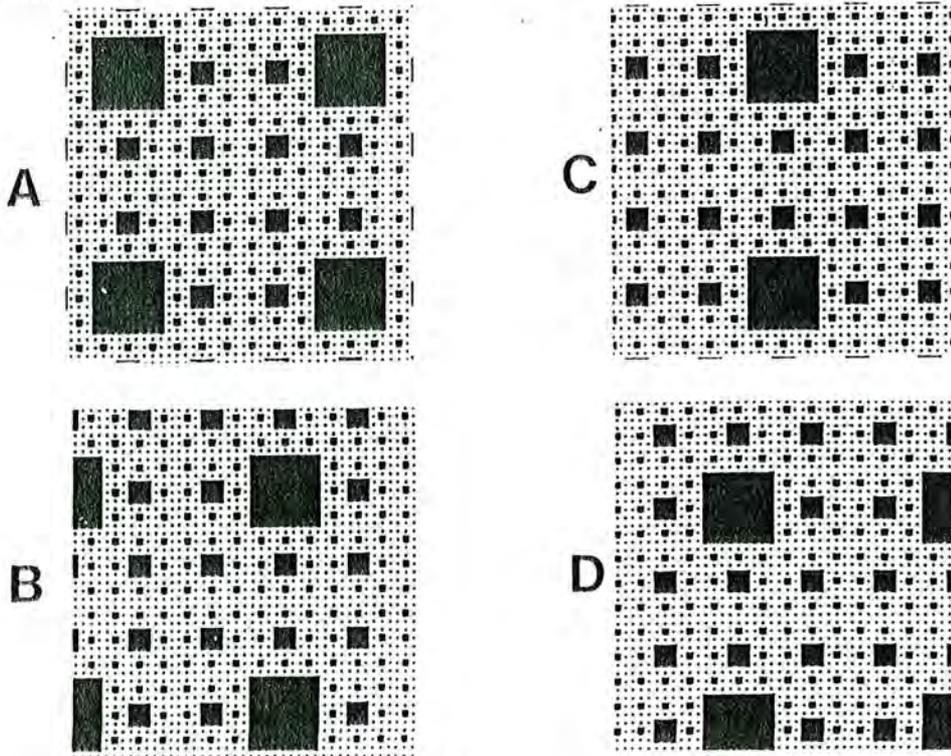


Figure 3-19 : Représentation des 4 zones carrées du cube de Sierpinski à 6 itérations (Fig. 3-13), choisies aléatoirement pour valider la méthode des boîtes carrées emboîtées.

Leurs dimensions fractales de masse  $D_m$  sont soit identiques à la valeur théorique (1,8942..) ( $D_m = 1,894 \pm 0,002$  : Fig. 3-19 A) soit légèrement supérieures ( $D_m = 1,928 \pm 0,019$ ,  $1,899 \pm 0,008$  et  $1,940 \pm 0,077$  pour les Figs. 3-19 B, C et D, respectivement).

Les très légères différences obtenues sont attribuables au fait que, avec le scanner utilisé, le pixel de base n'est pas tout à fait un carré parfait et au fait suivant.

La plus grande erreur sur la dimension fractale de masse  $D_m$ , calculée à partir de la pente de la droite  $\text{Log}(\text{surface des masses}) - \text{Log}(\text{côté du carré})$ , correspond à l'image de la Fig. 3-19 D. Dans celle-ci, la boîte carrée initiale est un pore et non pas une masse, comme c'est le cas des trois autres zones carrées (Figs. 3-19 A, B et C), ce qui respecte à peu près les lois de la probabilité, la porosité de toutes ces zones carrées étant égale à 0,35-0,4.

Ceci nous révèle que les mesures initiales sont très importantes et que, si l'on utilise une méthode simplifiée comme la nôtre, la boîte carrée initiale doit être une masse pour de tels milieux poreux caractérisés par une porosité inférieure à 0,5.

Aux échelles d'observation choisies, la porosité de certaines images de lames minces de sols étudiées avoisine 0,5 et l'application de la méthode des boîtes carrées emboîtées peut s'avérer encore plus délicate que dans le précédent cas du tamis de Sierpinski.

En effet, si l'on choisit comme boîte carrée initiale le centre de l'image et que celui-ci soit un pore, les mesures conduisent parfois à dire que la microstructure est un fractal de pore, avec une erreur sur la dimension fractale de pore de l'ordre de 4 à 7% occasionnant souvent un diagnostic incertain (par exemple  $1,90 \pm 0,14$ ).

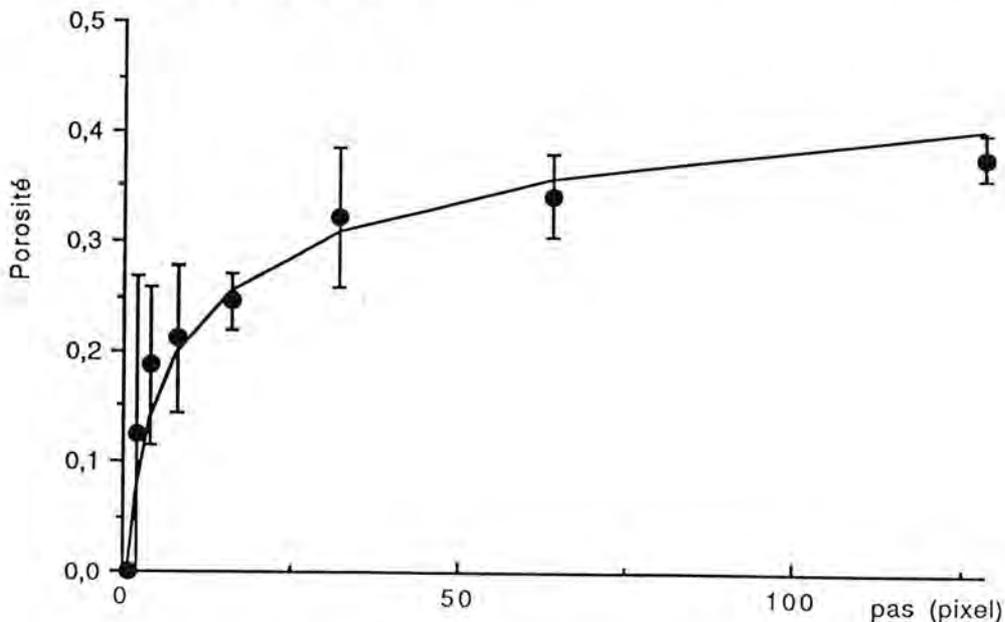


Figure 3-20 : Evolution, en fonction de l'échelle d'observation  $R$ , des porosités moyennes des boîtes carrées emboîtées des quatre zones carrées du tamis de Sierpinski à 6 itérations (Fig. 3-13), choisies de façon aléatoire (fig. 3-18) et courbe théorique correspondante.

Si par contre on programme que la boîte carrée initiale du centre de l'image doit toujours être une masse (programme utilisé pour cette thèse), l'erreur sur la dimension fractale de masse n'est que de l'ordre de 1% et le diagnostic est sûr : le sol est un milieu poreux fractal de masse, comme l'ont montré les travaux plus statistiques de Bartoli *et al.* (1991b), de Young et Crawford (1991) et de Crawford *et al.* (1993).

Ceci correspond de plus à une réalité physique : c'est l'assemblage des éléments du sol (des masses) entre eux qui crée le développement de la porosité et non pas l'inverse. Il semble alors raisonnable de calculer la porosité d'un sol en partant d'une surface carrée initiale pleine et de suivre l'apparition de la porosité dans des boîtes carrées de dimensions croissantes.

Enfin, l'analyse d'une même image (photogramme de sol gravillonnaire burkinabé) par cette méthode des boîtes carrées emboîtées simplifiée et par la méthode des boîtes carrées emboîtées probabiliste révèle une excellente concordance des résultats, les dimensions fractales de masse étant identiques, à 1% près.

La figure 3-20 montre aussi la très bonne concordance qui existe entre la courbe théorique de l'évolution de la porosité en fonction de l'échelle d'observation et les mesures expérimentales moyennes des porosités des quatre zones carrées de la figure 3-19, obtenues par la méthode des boîtes carrées emboîtées.

### **-III-3-1-3 Porosités et dimensions fractales de masse : résultats et discussion**

#### **MALI**

##### **- Milieux paysans**

A l'échelle centimétrique du photogramme, la porosité des horizons de surface de ces sols est relativement basse ( $\Phi = 0,2$  à  $0,3$  : Pl. 3-1).

Corrélativement, les dimensions fractales de masse de ces structures sont relativement élevées ( $D_m$  moyen = 1,97) confirmant ce caractère relativement compact et peu hétérogène.

Par contre, la porosité mesurée, à cette même échelle, par porosimétrie mercure est très nettement plus élevée ( $\Phi = 0,35$  à  $0,45$  : Pl. 3-1).

Cette différence est attribuable à une différence de résolution d'analyse, les pores inférieurs à 30 microns ne pouvant pas être étudiés par analyse d'image de photogrammes, comme l'avait déjà noté Chrétien (1986). Ceci est confirmé par le fait que les porosités "porosimétrie mercure" des volumes poreux dont les diamètres moyens sont supérieurs à 30 microns sont très semblables aux porosités "analyse d'image" (Bourgeon, 1992).

De façon logique, lorsque l'échelle et la résolution sont analogues (porosimétrie mercure sur terre fine < 2 mm et analyse d'image de micrographies MEB), ces deux porosités sont souvent voisines et alors proches de 0,45, avec toutefois des valeurs plus élevées dans le cas de l'analyse d'image que dans celui de la porosimétrie mercure (Pl. 3-1; Fig. 3-21).

Ce type d'observation s'est également renouvelé dans le cas des sols burkinabés (Fig. 3-21; Pl. 3-5). Des résultats analogues ont été établis pour la caractérisation de microstructures poreuses autres que celles des sols (Roques, 1990). Ces différences quasi-systématiques observées entre les porosités mesurées par analyse d'image et celles mesurées par porosimétrie mercure s'expliquent de la façon suivante.

La porosimétrie mercure ne "voit" que les surfaces d'accès des pores, dont les formes sont souvent en forme de "bouteilles d'encre" (Renault, 1988 ; Roques, 1990), d'où un diamètre moyen des pores observés nettement plus petit que celui des pores observés par analyse d'image (souvent près de 1,3 à 1,5 fois plus petit) (Roques, 1990).

Corrélativement la distribution des diamètres de pores est nettement plus étalée en analyse d'image qu'en porosimétrie mercure, qui rend ainsi plus homogènes, par ce biais expérimental, des milieux poreux en réalité plus hétérogènes (Roques, 1990).

Par rapport à la porosimétrie mercure, l'analyse d'image est donc un meilleur outil descripteur des hétérogénéités des milieux poreux tels les sols. Néanmoins, ce biais systématique lié à l'accessibilité des pores n'aurait que peu d'effet sur les invariants d'échelle telle la dimension fractale de surface (Friesen et Mikula, 1987).

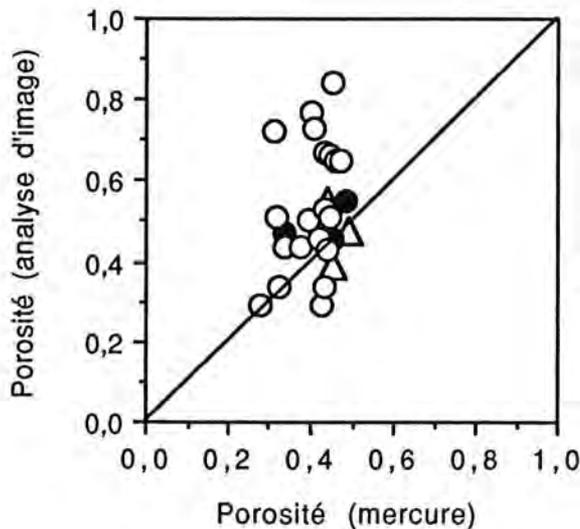


Fig. 3-21 : Relation, à échelle et résolution équivalentes, entre la porosité mesurée par analyse d'image et la porosité mesurée par porosimétrie mercure. Les cercles ouverts et pleins représentent des horizons de surface de sols sableux burkinabés et maliens, respectivement. Les triangles ouverts représentent des horizons de surface de sols gravillonnaires burkinabés.

Les porosités des microstructures (micrographies MEB) des horizons de surface des sols maliens paysans ( $\Phi = 0,4$  à  $0,55$  : Fig. 3-22 a) sont du même ordre de grandeur que les porosités d'autres horizons de surface de sols ferrugineux tropicaux d'Afrique de l'Ouest (Charreau et Nicou, 1971 ; Nicou, 1974 ; Hoogmoed et Stroosnijder, 1984 ; Hoogmoed, 1985), d'Amérique du Sud (Pla *et al.*, 1979) ou d'Asie (De Alwis et Pluth, 1976), prélevés aussi en saison sèche et mesurés le plus souvent à l'échelle centimétrique.

Les porosités d'horizons de surface de sols sableux tempérés (moins de 10 % d'argiles), mesurées aux mêmes échelles ou à des échelles centimétriques, bien que se situant dans une gamme de valeurs comparables, sont souvent inférieures ( $\Phi = 0,3$  à  $0,45$ ) (Nagpal *et al.*, 1972 ; Chrétien, 1986 ; Bartoli *et al.*, 1991<sub>b</sub>). Ces différences s'expliquent par le fait que les microstructures d'horizons de surface de sols sableux tempérés sont nettement plus microagrégées et emboîtées (type porphyrique) (Chrétien, 1987 ; Bartoli *et al.*, 1991<sub>b</sub>) que les microstructures chitoniques maliennes étudiées (Pl. 3-1).

Les dimensions fractales de masse des microstructures des sols maliens paysans, souvent comprises entre 1,8 et 1,94 (Fig. 3-22 b), sont caractéristiques de milieux poreux auto-similaires assez désordonnés très proches du modèle du tamis de Sierpinski ( $D_m = 1,89$  : § III.3.1-1 Notions de géométrie fractale).

L'horizon de surface d'un sol sableux tempéré (9% d'argiles) était également caractérisé, pour une gamme d'échelles d'observation beaucoup plus large, par une dimensions fractale de masse proche de 1,95 (Bartoli *et al.*, 1991<sub>b</sub>) caractérisant des microstructures un peu plus ordonnées et compactes que ces microstructures de sols maliens.

Ces modes d'agencements différents seraient attribuables au fait (i) que les sols tempérés renferment des argiles gonflantes fines et flexibles, alors que les sols tropicaux ne contiennent que des argiles 1/1 et des minéraux associés rigides et (ii) que les associations organo-minérales et la l'activité biologique jouent un rôle nettement plus fondamental en milieu tempéré qu'en milieu tropical (Duchaufour, 1977).

### - Milieux contrôlés

Les porosités des microstructures des horizons de surface des sols de ces essais ( $\Phi = 0,43$  à  $0,6$ ) sont comparables mais légèrement supérieures à celles des microstructures des sols maliens paysans (Fig. 3-22 a).

Les grains de quartz de ces microstructures chitoniques sont anguleux (voir les résultats d'exoscopie des quartz du chapitre II).

Or Chrétien (1986) a pu trouver une relation entre la morphoscopie des quartz et la porosité de leurs "gateaux", celle-ci étant nettement plus élevée lorsque les grains sont anguleux ( $\Phi = 0,4$  à  $0,5$  pour des massifs de sables anguleux tassés, modèles analogues aux sols sableux étudiés) que lorsqu'ils

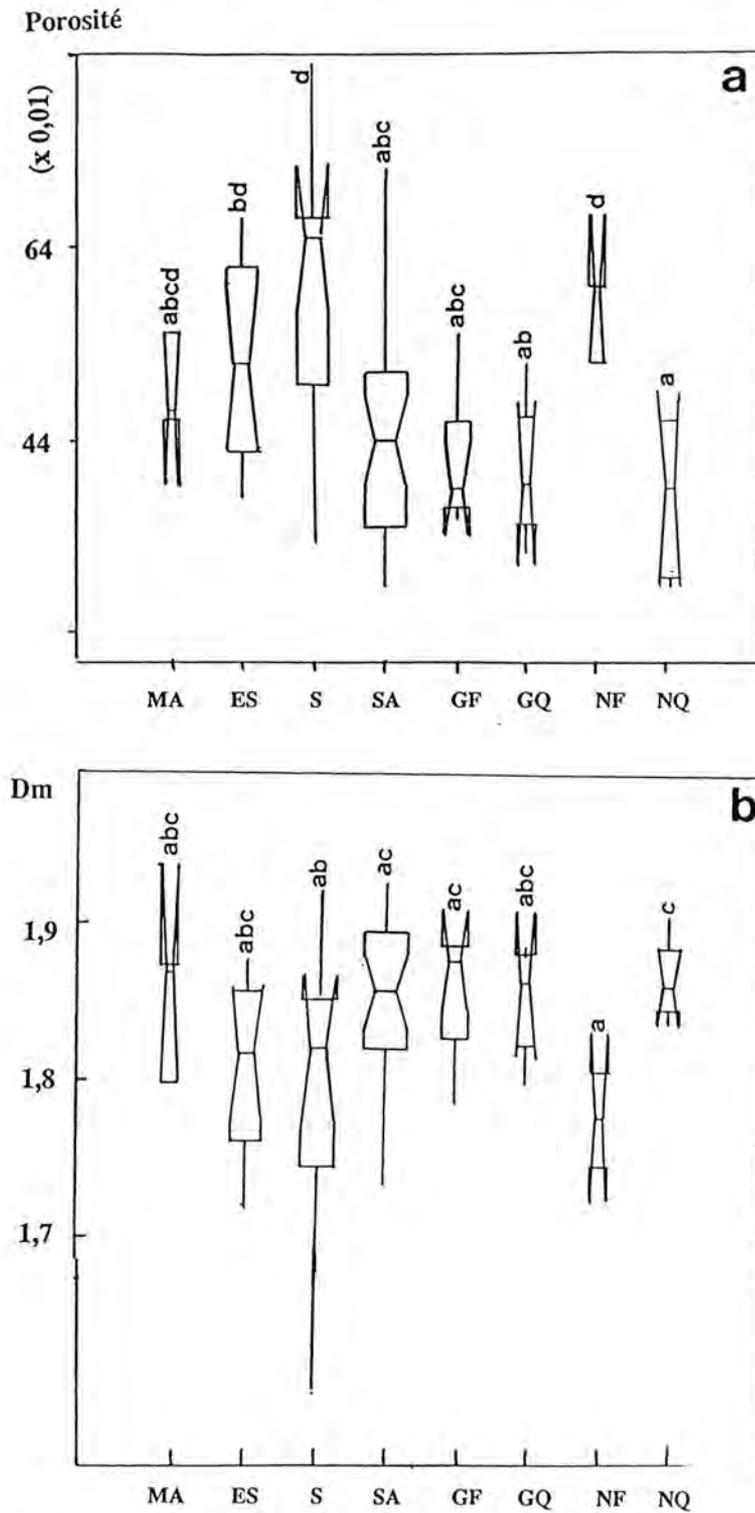


Fig. 3-22 : Boîtes à encoches et à moustaches des porosités (a) et des dimensions fractales de masse (b) des microstructures des horizons de surface des sols sableux et gravillonnaires étudiés (micrographies MEB).

MA : Mali milieux paysans (n = 3) ; ES : Mali milieux contrôlés (n = 12)

S : Saria 1989 (n=13) ; SA : Saria 1990 (n=26)

GF et GQ : sols gravillonnaires à gravillons ferreux (n = 6) ou quartzeux (n = 4) respectivement

NF et NQ : sols pauvres en gravillons ferreux (n = 3) ou quartzeux (n = 6) respectivement

sont subarrondis ( $\Phi = 0,34$  à  $0,37$  pour des massifs de billes ou de sables de Fontainebleau, arrondis ou subarrondis).

De même, la porosité du grès de Fontainebleau (1 % d'argiles), formé de sables de Fontainebleau subarrondis compactés au cours de la diagénèse, est relativement basse, à cette même échelle millimétrique ( $\Phi = 0,3$ ) (Adler *et al.*, 1990).

Les dimensions fractales de masse de ces microstructures ( $D_m = 1,76$  à  $1,86$ ) sont analogues mais légèrement moins variables et inférieures à celles des microstructures des horizons de surface des milieux paysans (Fig. 3-22 b), ce qui est le reflet de milieux poreux un peu plus désordonnés.

Ceci serait attribuable au fait que la distribution granulométrique unimodale de ces horizons de surface est plus étalée, plus hétérogène que celle des horizons de surface des sols sableux maliens paysans (voir chap. II).

Cela rejoint un peu les observations de Chrétien (1986) qui avait noté que la distribution granulométrique des sols sableux tempérés contrôlait beaucoup plus la distribution des diamètres de pores que les valeurs de porosité, une distribution granulométrique hétérogène induisant notamment une distribution de diamètres de pores relativement étalée.

## BURKINA FASO

### - Station agronomique de Saria

En 1990, les porosités, mesurées à l'échelle millimétrique (analyse d'image de micrographies MEB), se situent, pour la plupart, entre  $0,35$  et  $0,5$ , ce qui les différencie un peu des porosités des sols maliens, plutôt plus élevées (surtout celles des sols des essais); leur variabilité est également moins grande (Fig. 3-22 a).

De même, la variabilité de leurs dimensions fractales de masse est nettement moins grande que celle des dimensions fractales de masse des microstructures maliennes (Fig. 3-22 b).

Tout ceci serait attribuable au fait que :

- (i) les horizons de surface des sols de Saria sont près de deux fois plus riches en argiles et en limons que ceux du Mali, ce qui induit, à Saria, des microstructures géfuriques à porphyriques, relativement plus emboîtées et plus compactes que les microstructures chitoniques des horizons de surface des sols maliens (voir § III-2),

- et (ii) les grains de quartz des sols de la station de Saria sont émoussés alors que ceux des sols maliens (des essais) sont anguleux.

A ce sujet, il convient de se reporter à la discussion précédente qui peut être complétée par des mesures comparables (analyse d'image de micrographies MEB) effectuées par Chrétien et Bisdorff (1983) sur des lames minces de mélanges sables de Fontainebleau subarrondis - argiles (moins de

20 %). Les porosités de ces milieux poreux modèles ( $\Phi = 0,4$ ) sont quasiment identiques à celles des sols sableux de Saria, dont les sables sont également subarrondis et dont la distribution granulométrique est proche, bien qu'un peu plus hétérogène.

A Saria, le fait marquant est que les horizons de surface sont très nettement plus poreux, à l'échelle millimétrique, en 1989 qu'en 1990 ; corrélativement, leurs dimensions fractales de masse sont plus basses (et plus variables), révélant alors des milieux poreux moins compacts et plus hétérogènes (Fig. 3-22 a et b).

Les distributions granulométriques de ces sols sont globalement identiques en 1989 et en 1990, avec néanmoins légèrement plus d'argiles en 1989. Nous avons observé que les horizons de surface des sols prélevés en 1989 renfermaient plus de matières organiques humifiées et, corrélativement, plus de cations échangeables, que ceux des sols prélevés en 1990 (§ II). Ce serait donc, à notre avis, ces matières organiques plus humifiées qui induiraient des microstructures plus poreuses et plus hétérogènes.

De façon analogue, un travail statistique récent, portant sur 256 sols sableux nord-américains, révèle que la porosité de ces sols, mesurées à l'aide de cylindres de 7,6 cm de diamètre, augmente rapidement de 0,41 à 0,66, lorsque la teneur en carbone organique augmente de 0 à 3,2 % (Bauer et Black, 1992).

Le fait que ces milieux poreux soient tous fractals de masse et que leur hétérogénéité diminue aussi, avec la porosité, de 1989 à 1990 est un résultat plus original.

De plus, nous avons bien observé (§ III-2) que les croûtes de surface, sus-jacentes à ces microstructures, étaient plus développées en 1990 qu'en 1989, du fait de l'impact des pluies plus étalé dans le temps en 1989 qu'en 1988.

Les sols prélevés en 1990 ont donc été soumis plus longtemps à l'action des pluies que ceux prélevés en 1989. Or Nicou (1974) a bien établi que les porosités d'horizons de surface de sols sableux tropicaux cultivés équivalents (labour comme à Saria) diminuaient significativement en fonction de la pluviométrie mais que, néanmoins, cette dégradation n'affectait que la zone superficielle des mottes.

L'impact agronomique de cette diminution significative de porosité de 1989 à 1990 est net puisqu'elle s'accompagne d'une diminution des rendements (Fig. 3-23). Cette dernière n'est pas statistiquement significative du fait de la grande variabilité des rendements mesurés qui aurait nécessité de prélever un plus grand nombre d'échantillons, mais la tendance est nette.

Ainsi les rendements sont non seulement contrôlés par la teneur en cations échangeables et la stabilité structurale des horizons de surface mais aussi par leurs porosités, ce qu'avaient déjà observé Charreau et Nicou (1971) : ceux en grains de sorgho diminuaient de façon relativement linéaire de 450 à 600 kg/ha une diminution de 4 % dans le domaine de pore [40-44] %.

Dans chacun des trois groupes homogènes de blocs, aucune différence significative ni de porosité ni de dimension fractale de masse n'a été révélée que ce soit en fonction de la rotation (sorgho-sorgho et sorgho-coton en 1990) ou du traitement (Figs. 3-24 a et b).

On peut néanmoins observer, en 1989, une nette tendance à une augmentation de la porosité et, corrélativement, une diminution de la dimension fractale de masse, soit un désordre auto-similaire plus élevé, des sols témoins aux sols à fumure organique (Figs. 3-24 a et b), ce qui va dans le même sens que les observations et discussions précédentes.

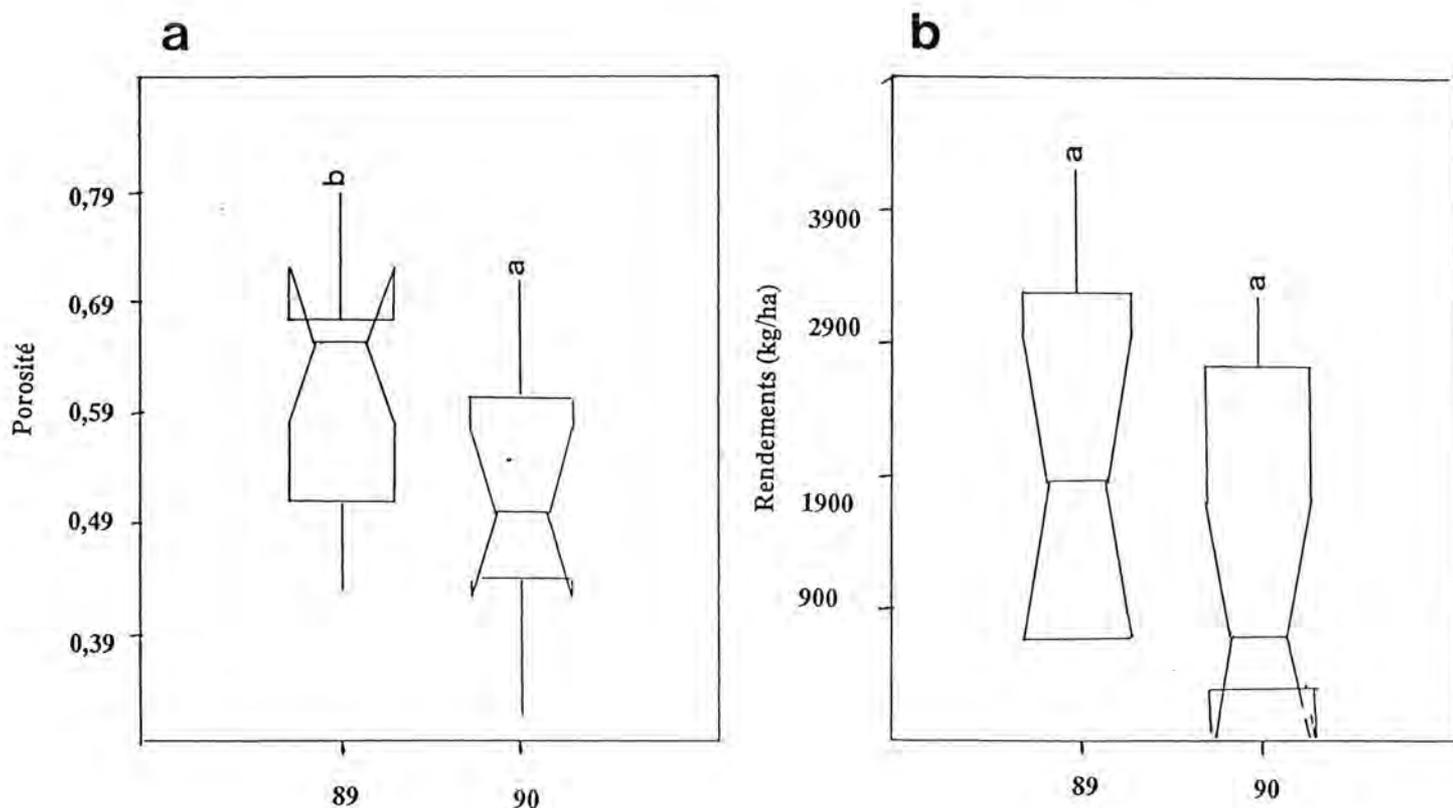


Fig. 3-23 : Evolution, de 1989 à 1990, des porosités des horizons de surface, à l'échelle millimétrique (micrographies MEB) (a) et des rendements en grain de sorgho (b) dans 13 parcelles sorgho-sorgho de la station agronomique de Saria (Burkina Faso) (boîtes à encoches et à moustaches).

Des lettres minuscules différentes indiquent des différences statistiques entre les populations d'un même paramètre.

Les rendements nous ont été aimablement communiqués par O Badiori (INERA).

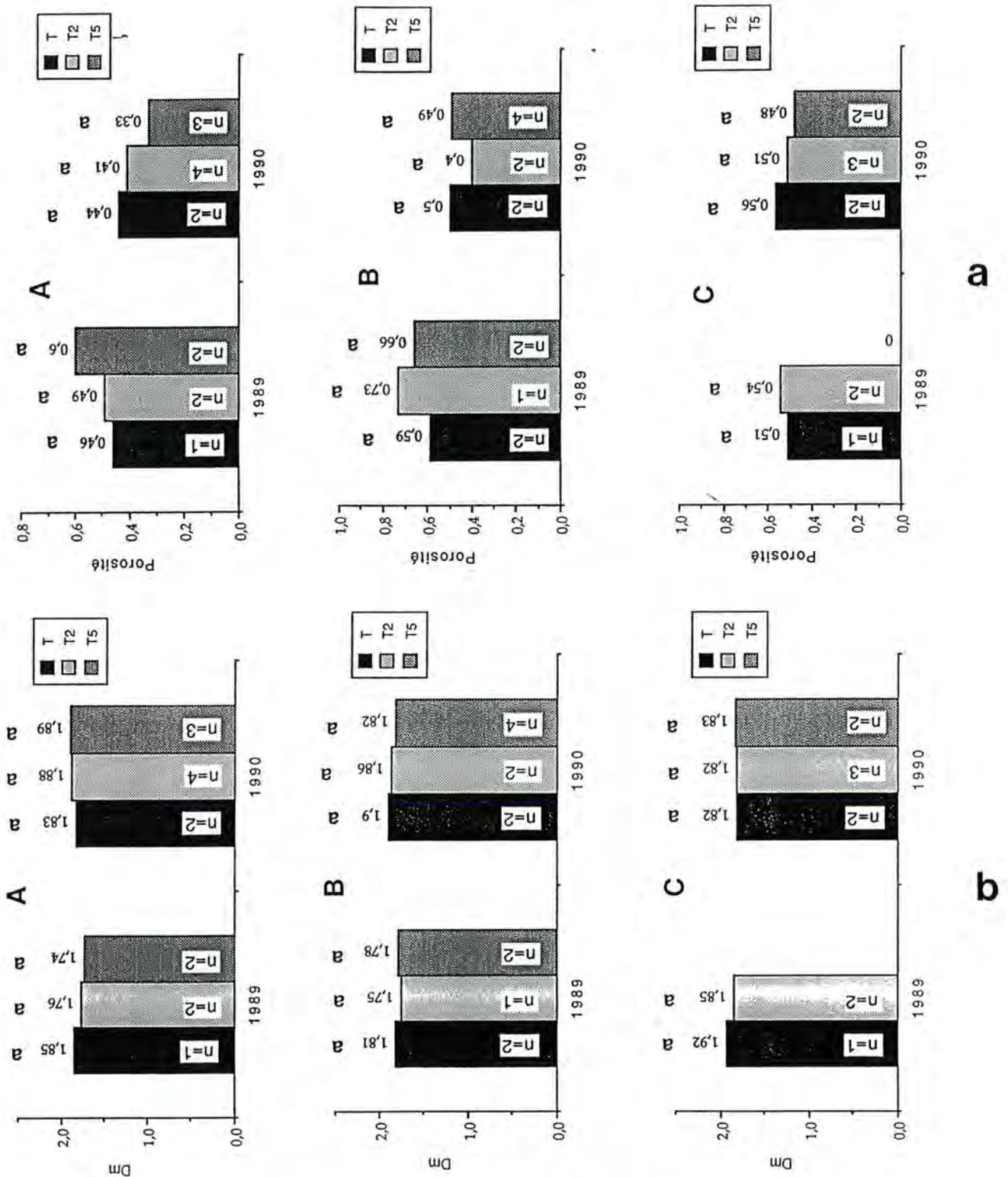


Fig. 3-24 : Porosités (a) et dimensions fractales de masse (b) moyennes, à l'échelle millimétrique (micrographies MEB), des horizons de surface des sols sableux de la station agronomique de Saria (Burkina Faso), par groupe homogène de blocs (A à C), par année (1989 : sorgho-sorgho et 1990 : sorgho-sorgho et sorgho-coton) et en fonction du traitement.

T = sol témoin. T2 = enfouissement de paille de sorgho et fumure minérale. T5 = fumure organique : 40 tonnes/ha de fumier tous les deux ans.

Des lettres minuscules différentes indiquent, dans chaque groupe homogène de blocs, des différences statistiques de populations significatives.

### - Milieux paysans

A l'échelle centimétrique et à la résolution du photogramme (Pl. 3-5), les microstructures des sols gravillonnaires burkinabés (hormis les sols gravillonnaires de la toposéquence isolée) sont significativement plus poreuses (porosité moyenne = 0,44 ; n = 8) que celles des sols sableux maliens (porosité moyenne = 0,27 ; n = 3), ce que nous avons déjà remarqué qualitativement (macropores autour des gravillons : voir § III-2). Néanmoins aucune relation entre cette porosité et la teneur en gravillons n'a pu être mise en évidence.

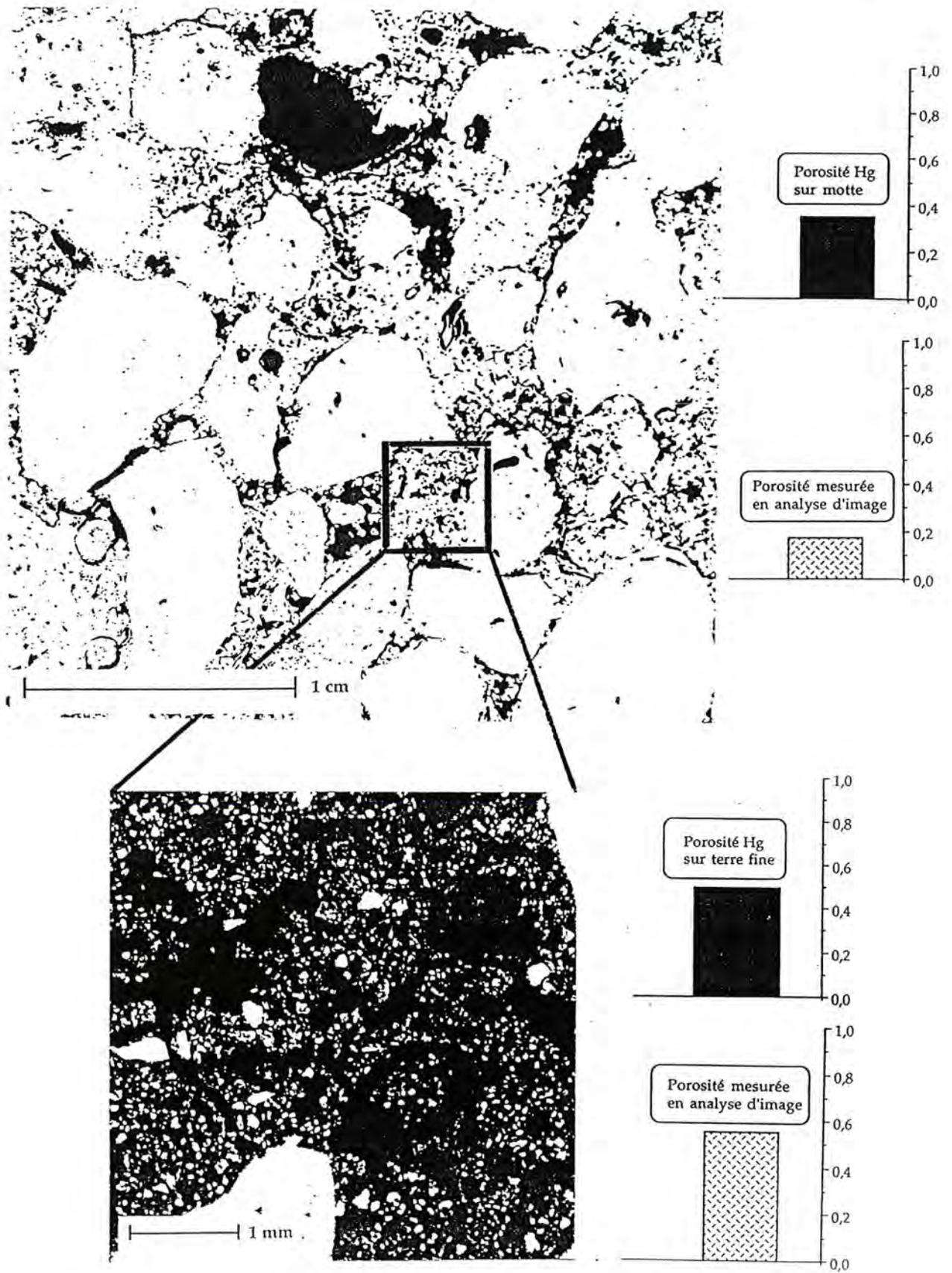
Corrélativement, leurs dimensions fractales de masse sont plus basses ( $D_m$  moyen = 1,86 et 1,97 pour les sols burkinabés et maliens, respectivement).

La plus grande hétérogénéité des sols gravillonnaires s'expliquerait par le fait qu'il y a quatre ou cinq gammes d'échelles de tailles de particules (gravillons de l'ordre du millimètre et du centimètre, sables, limons et argiles de l'ordre de 100 10 et 1 microns) dans ces sols alors qu'il n'y en a que trois dans les sols sableux.

A l'échelle millimétrique et à la résolution des micrographies MEB (Pl. 3-5), seules les associations entre sables, limons et argiles (3 gammes d'échelle de taille de particules) ont été observées ("porosité texturale" de l'école française de Physique du Sol), que ce soit dans les sols sableux ou dans les sols gravillonnaires.

Ceci permet de comprendre pourquoi les caractéristiques microstructurales des horizons de surface des sols paysans burkinabés sont relativement proches les unes des autres et comparables à celles des horizons de surface de la station proche de Saria, que ce soit pour la porosité ou la dimension fractale de masse (Figs. 3-22 a et b).

Seuls les sols non ou peu gravillonnaires quartzeux se différencient des autres groupes de sols par leurs porosités plus élevées et, corrélativement, une occupation de l'espace poral plus importante via une interface plus hétérogène, comme le révèlent leurs dimensions fractales de masse, les plus basses (Figs. 3-22 a et b).



Pl. 3-5 : Microstructures emboîtées d'un horizon de surface d'un sol gravillonneux ferrugineux paysan burkinabé (photogramme et micrographie MEB).

### -III-3-1-4 Modélisation de la porosité : résultats et discussion

Comme nous venons de l'observer, les porosités des horizons de surface étudiés, mesurées à l'échelle millimétrique, sont relativement comparables entre elles (Fig. 3-22 a). Aussi n'est-il pas étonnant de ne trouver aucune relation statistique entre cette porosité et les constituants ou les textures des sols (Fig. 3-25).

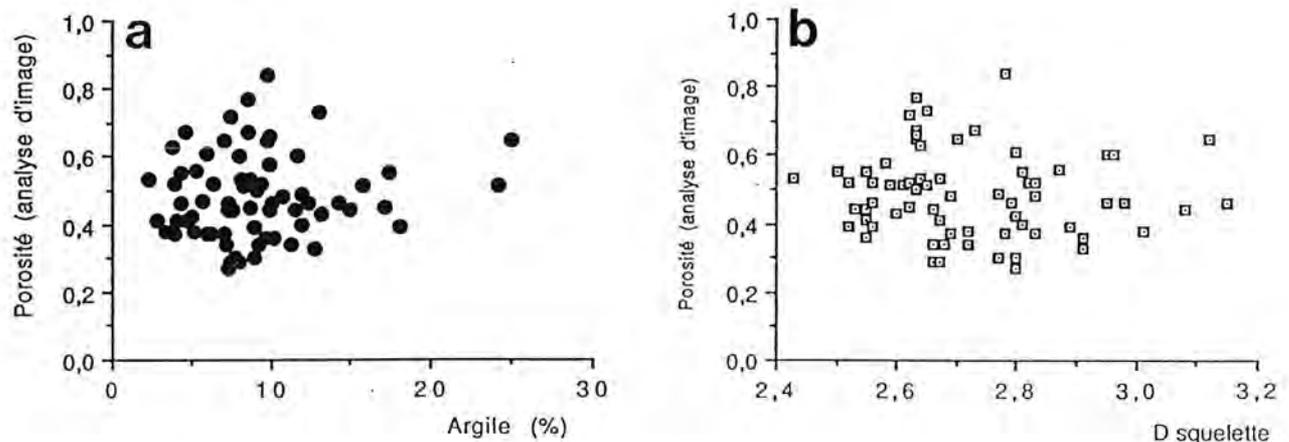


Fig. 3-25 : Relations entre la porosité, mesurée à l'échelle millimétrique (micrographies MEB) et la teneur en argiles (a) ou le coefficient textural D squelette (b).

Ces résultats confirment ceux de Fies (1984) et de Chrétien (1986) : la variabilité de la porosité, proche de 0,4, de sols sableux tempérés ou de mélanges sables-argiles renfermant moins de 30 % d'argiles était vraiment très faible (de l'ordre de 0,1 à 0,2) ; par contre lorsque la teneur en argiles de tels mélanges dépassait 30 %, la porosité diminuait rapidement, en fonction de la teneur en argiles, du fait d'un processus de colmatage, de "cimentation".

Par contre, toutes les porosités  $\Phi$  mesurées, que ce soit sur photographies ou sur micrographies MEB, augmentent, de façon remarquable, avec l'échelle d'observation R selon la loi d'échelle  $\Phi = 1 - R^{Dm-2}$  ( $Dm$  = dimension fractale de masse) (Pls. 3-6 à 3-9), que nous avons précédemment établie au cours de la partie III.3.1-2 (Figs. 3-18 a et 3-19).

Nicou (1974) avait déjà démontré, de façon pionnière, que la porosité des horizons de surface des sols sableux d'Afrique de l'Ouest augmentait avec l'échelle d'observation (les dimensions fractales de masse, calculées à partir des travaux de Nicou (1974), sont proches de 1,98 pour une gamme d'échelles d'observation malheureusement trop réduite, allant de 15 à 1 centimètres).

Néanmoins, la porosité mesurée dans la plus grande des boîtes carrées emboîtées est systématiquement plus élevée que son homologue de la courbe théorique. Ainsi, la concordance entre mesures expérimentales et courbe théorique est elle meilleure entre 16-25 microns et 1,05-1,6 millimètres, voire parfois entre 16-25 microns et 0,5-0,8 millimètres, que sur l'ensemble de la gamme d'échelles explorées correspondant à 16-25 microns - 2,1-3,2 millimètres réels (Pls. 3-6 à 3-9).

Réciproquement, à échelle d'observation constante, la porosité diminue en fonction de la dimension fractale  $D_m$  (voir également la partie III.3.1-2 et sa figure 3-18 b), la meilleure échelle d'observation correspondant à celle de l'avant dernière boîte carrée ( $R = 64$  pixels soit 1,05-1,6 millimètres réels) (fig. 3-26).

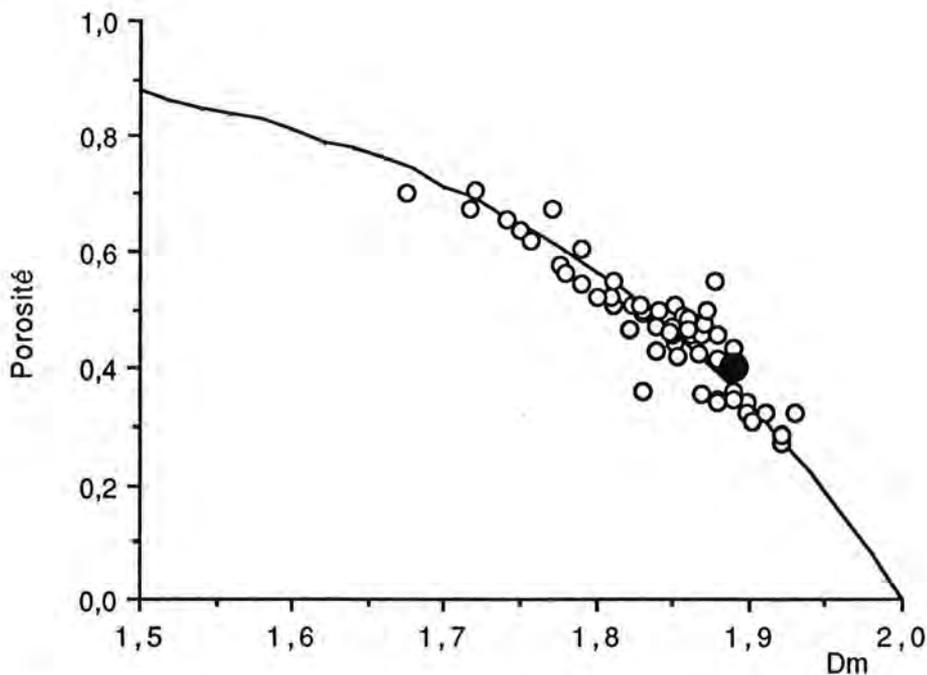
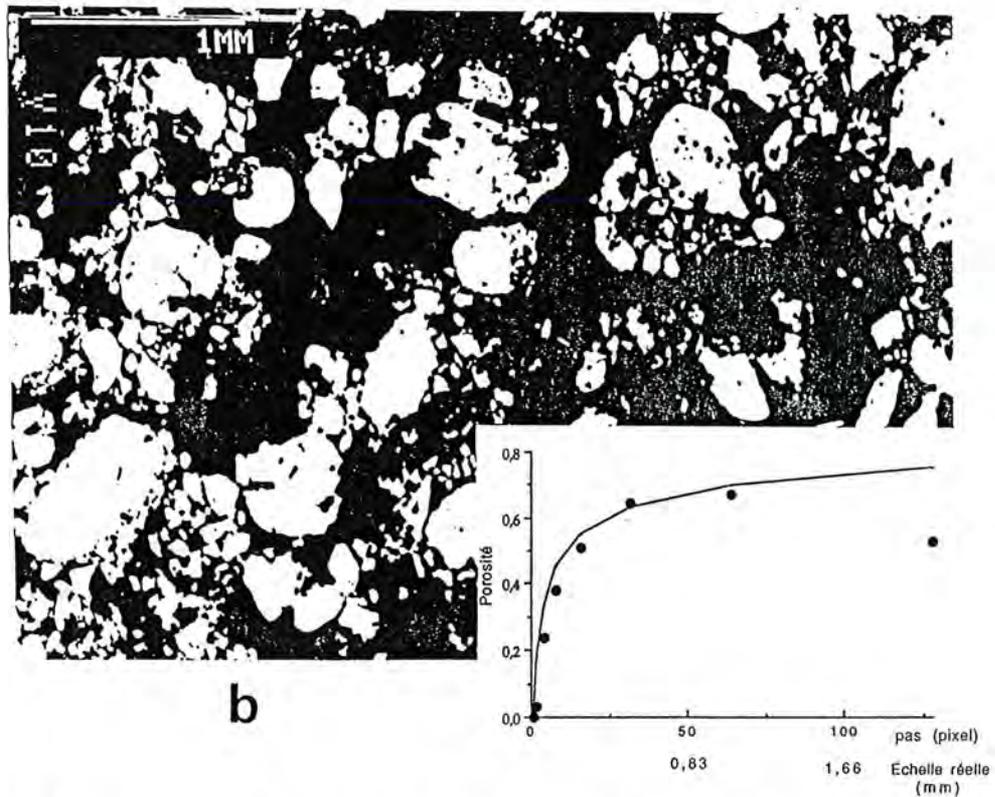
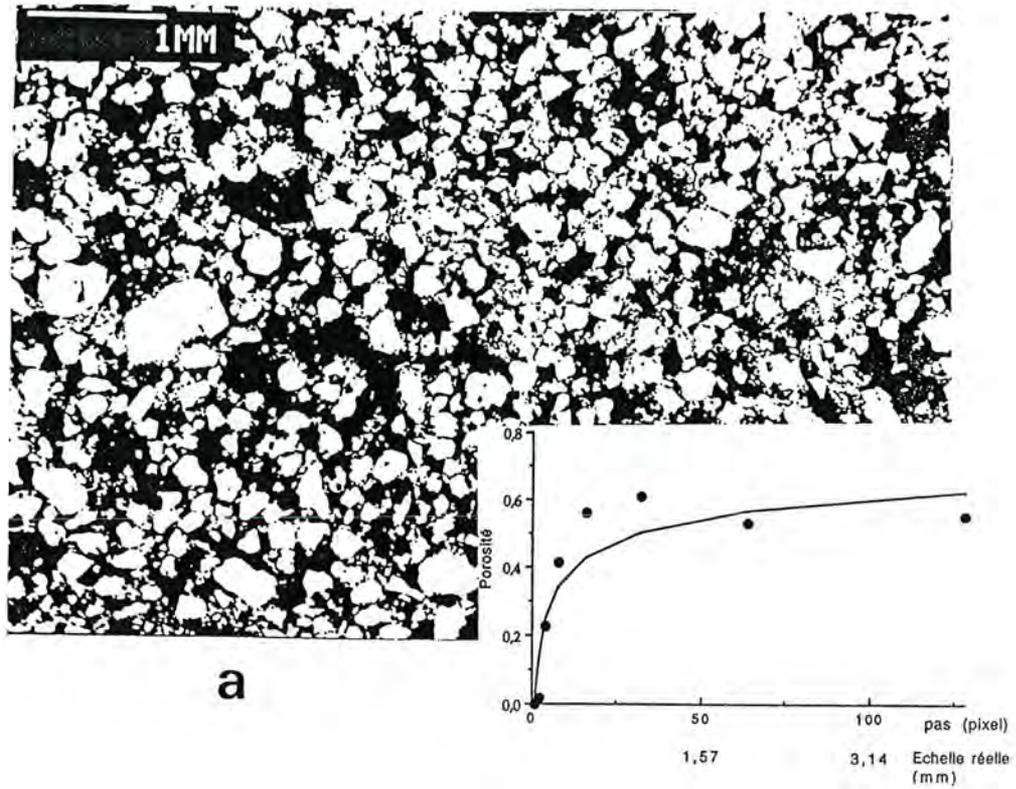


Fig. 3-26 : Evolution de la porosité, mesurée à l'échelle de 64 pixels (dans la gamme d'échelles 16-25 microns à 2,1-3,2 millimètres, en fonction de la dimension fractale de masse  $D_m$  et courbe théorique correspondante. Les micrographies MEB des sols étudiés sont représentées sous forme de cercles ouverts alors que le tamis de Sierpinski l'est sous forme de cercle fermé.

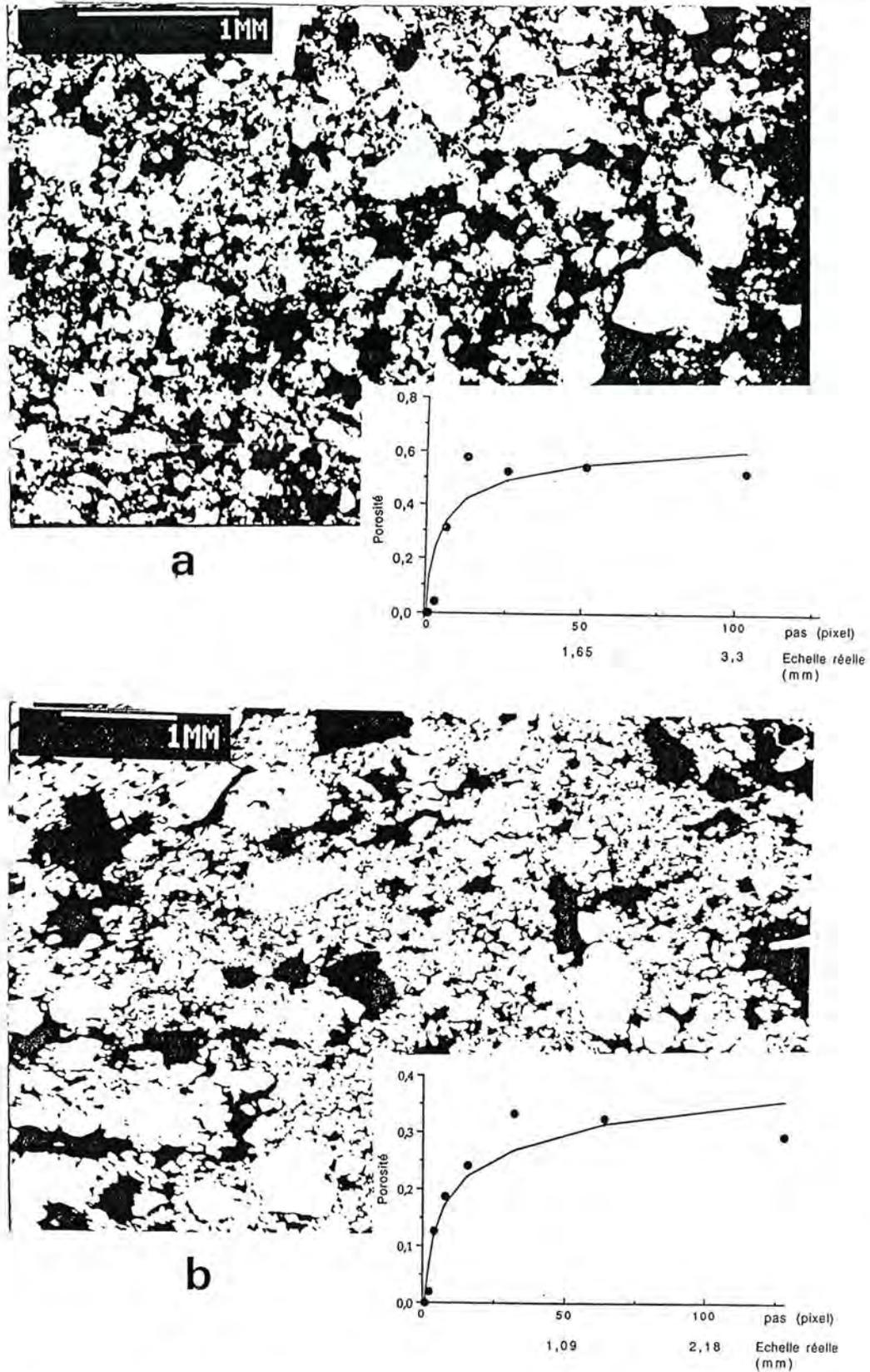
La figure 3-26 permet également d'observer que les caractéristiques structurales du tamis de Sierpinski s'intègrent aux données obtenues sur les sols, ceux-ci étant néanmoins souvent plus poreux et plus désordonnés.

Ce modèle simplifié de milieu poreux a donc été, *a posteriori*, bien choisi.

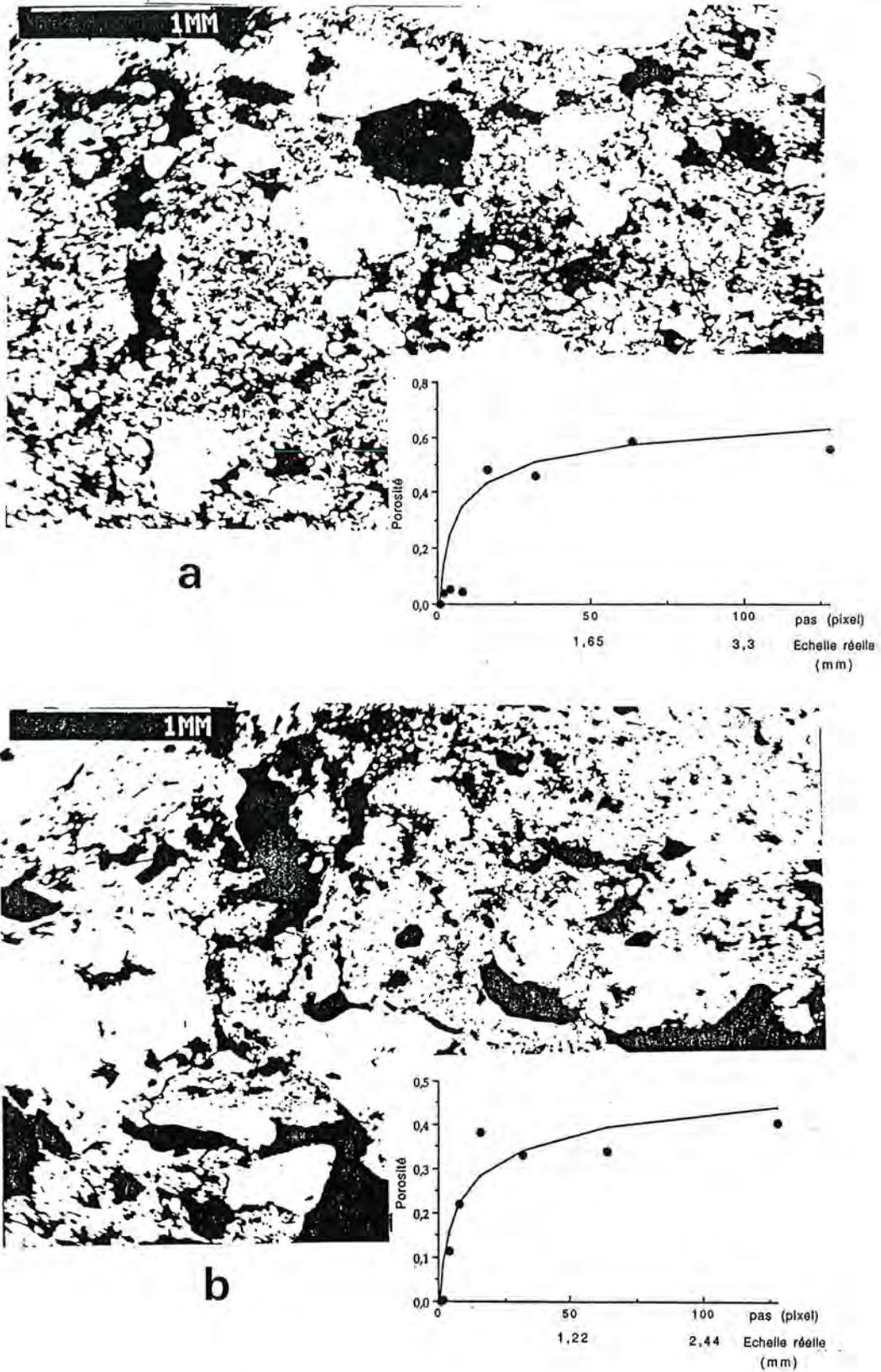
Le raisonnement suivant permet de comprendre pourquoi. Les trois ou quatre gammes de tailles de particules et d'agrégats, et, corrélativement, de pores, des microstructures étudiées sont les équivalents de trois ou quatre itérations déterministes, très proches des six itérations qui ont été choisies pour le tamis de Sierpinski modèle.



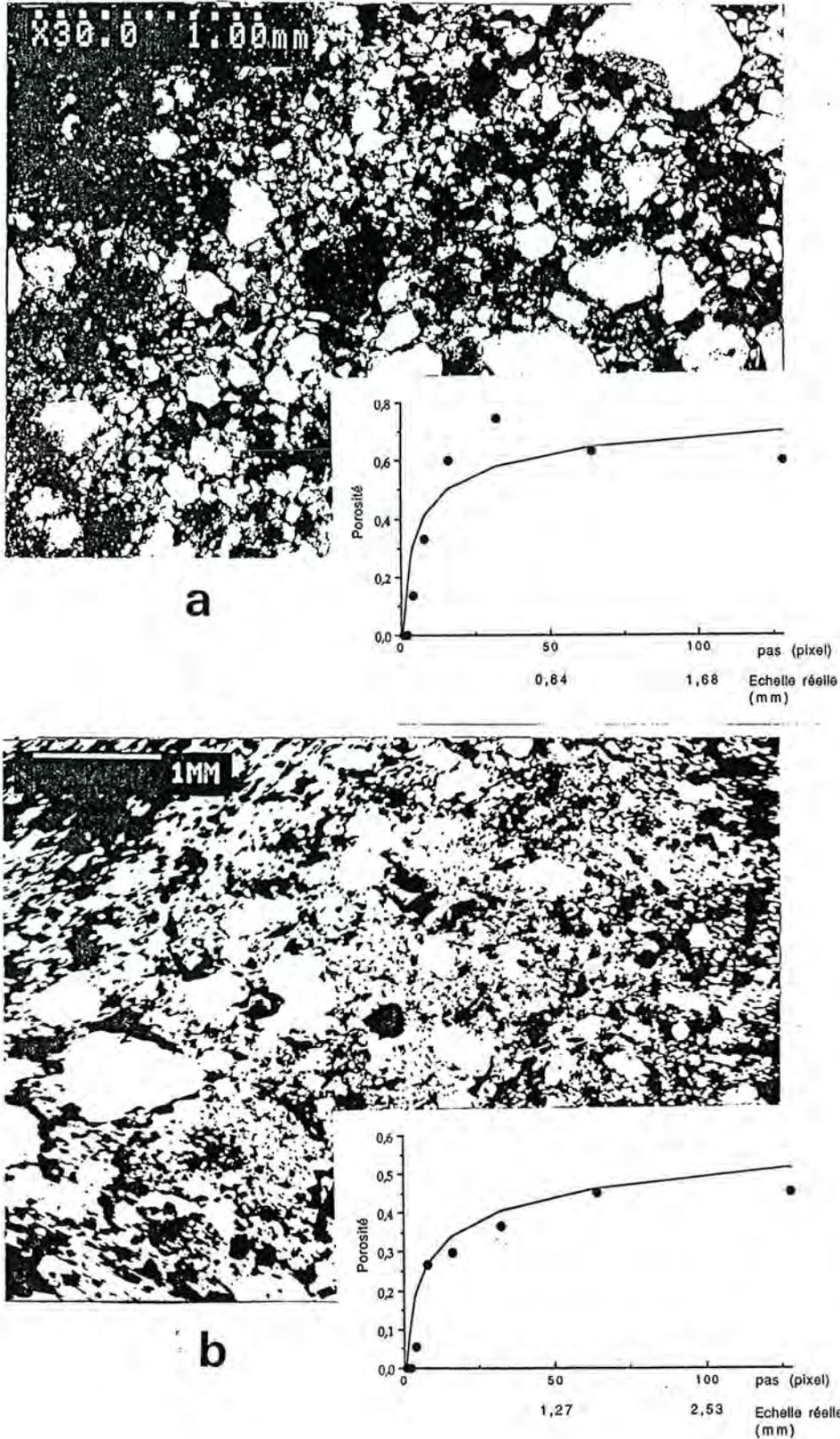
Pl. 3-6 : Microstructures des horizons de surface des sols sableux maliens paysans (a) et contrôlés (b) : micrographies MEB et évolution de leur porosité  $\Phi$  en fonction de l'échelle d'observation R (en pixels d'image et en millimètres réels) et courbe théorique  $\Phi = 1 - R^{Dm-2}$  correspondante.



Pl. 3-7 : Microstructures des horizons de surface des sols sableux de la station agronomique de Sarria en 1989 (a) et en 1990 (b) : micrographies MEB et évolution de leur porosité  $\Phi$  en fonction de l'échelle d'observation R (en pixels d'image et en millimètres réels) et courbe théorique  $\Phi = 1 - R^{Dm-2}$  correspondante.



Pl. 3-8 : Microstructures des horizons de surface des sols gravillonneux paysans burkinabés ferrugineux (a) et quartzeux (b) : micrographies MEB et évolution de leur porosité  $\Phi$  en fonction de l'échelle d'observation R (en pixels d'image et en millimètres réels) et courbe théorique  $\Phi = 1 - R^{Dm-2}$  correspondante.



Pl. 3-9 : Microstructures des horizons de surface des sols sableux burkinabés paysans ferrugineux (a) et quartzeux (b) : micrographies MEB et évolution de leur porosité  $\Phi$  en fonction de l'échelle d'observation R (en pixels d'image et en millimètres réels) et courbe théorique  $\Phi = 1 - R^{Dm-2}$  correspondante.

Le tamis de Sierpinski est une construction mathématique élégante qui apparaît donc être un modèle de milieu poreux fractal opérationnel et très utile comme nous venons de le confirmer. Néanmoins cette structure déterministe n'est pas engendrée par un mécanisme physique établi comme ceux que nous allons évoquer ci-après.

Le résultat essentiel de l'application de la géométrie fractale à l'étude des microstructures caractérisées est donc que la porosité "texturale" de ces sols (Monnier *et al.*, 1973 ; Stengel, 1979 ; Fies et Stengel, 1981), si importante en matière de propriétés hydriques et agronomiques est étroitement contrôlée par un invariant d'échelle, la dimension fractale de masse (Fig. 3-26 ; Pls. 3-6 à 3-9), qui est elle même engendrée par un mécanisme précis d'agrégation, comme nous le verrons ci-après.

Le double objectif de recherche que nous nous étions fixé au début de cette thèse (Fig. 3 de l'Introduction) est donc tout à fait réalisé et l'utilité de la géométrie fractale pour l'étude des propriétés physiques de ces sols sableux tropicaux, paramètres de leur fertilité, est clairement établie.

La caractérisation d'invariants d'échelle, telles ces dimensions fractales de masse, est donc très souhaitable si l'on veut apporter un meilleur diagnostic prévisionnel de la fertilité physique de ces sols sableux tropicaux.

Analysons maintenant quelle peut être la ou les relations qui existeraient entre les géométries fractales de ces milieux poreux et les mécanismes d'agrégation sous-jacents qui les auraient engendrés.

En se référant aux travaux modernes de Physique sur le chaos et les systèmes désordonnés, il est possible d'énoncer que :

- un milieu poreux désordonné, décrit à l'aide de la géométrie fractale, est un système dont l'espace de phases (tous les comportements possibles) est très dense, et dont le comportement à venir est très sensible aux conditions initiales d'agrégation.

- il y a donc une relation entre la géométrie fractale d'une telle microstructure et les mécanismes d'agrégation sous-jacents.

L'agrégation est en effet un phénomène physique qui consiste, à partir de structures élémentaires (particules ou microagrégats) possédant une interaction mutuelle attractive, à bâtir des structures macroscopiques (agrégats au sens large), appelées ici microstructures.

On peut distinguer deux principaux processus de croissance d'agrégats, de microstructures : le processus *amas-amas* (agrégation entre amas de tailles comparables) et le processus *particule-amas* (agrégation d'un amas ou d'une particule de grande taille avec un amas ou une particule de très petite taille) (Gouyet, 1992).

De plus, pour chacun de ces processus, trois voies d'agrégation sont possibles. Elle peut en effet être limitée (i) par la *réaction*, c'est à dire qu'il faut franchir une barrière de potentiel pour que le collage ait lieu, ou limitée (ii) par la *diffusion*, et dans ce cas les entités (amas ou particules) diffusent

dans l'espace et se collent instantanément dès que deux entités se rencontrent. Lorsque (iii) les entités évoluent alors librement dans l'espace avant de s'agréger on parle d'agrégation *balistique*, (Gouyet, 1992).

Ces différents processus engendrent des microstructures ayant des dimensions de masse différentes (tableau 3-1).

	particule-amas	amas-amas
diffusion D	électrodéposition, rupture diélectrique, injection (DLA) 1,72 (d = 2) 2,50 (d = 3)	Colloïdes & aérosols (non écrantés) 1,44 (d = 2) 1,75 (d = 3)
balistique D	Déposition, surfaces rugueuses, sédimentation... 2,00 (d = 2) 3,00 (d = 3)	Aérosols dans le vide 1,55 (d = 2) 1,91 (d = 3)
réaction D	tumeurs, épidémies, feux de forêts,... (Eden) 2,00 (d = 2) 3,00 (d = 3)	Colloïdes & aérosols (légèrement écrantés) 1,59 (d = 2) 2,11 (d = 3)

Tableau 3-1 : Relations entre les processus de croissance d'agrégats et leurs géométries (D = D<sub>m</sub> = dimension fractale de masse) (d'après Gouyet, 1992).

Le tableau 3-1 (Gouyet, 1992) nous révèle par exemple que l'*agrégation particule-amas limitée par réaction ou balistique* engendre des agrégats denses (D<sub>m</sub> = 2) ; seule leur surface est fractale.

En deux dimensions, les microstructures formées par *agrégation particule-amas limitée par diffusion* sont caractérisées par des dimensions fractales de 1,7 (tableau 3-1).

C'est ainsi qu'en Géologie, la distribution des failles décrochantes est fractale et sa dimension fractale de masse, en deux dimensions, voisine de 1,7-1,8, permet de classer les mécanismes sous-jacents dans cette famille d'agrégation particule-amas par limitation de diffusion (Davy *et al.*, 1990).

De même, Jacquin et Adler (1987) ont montré que la dimension fractale de masse du grès de Fontainebleau, milieu poreux très proche des nôtres, était égale, en deux dimensions (lame mince), à 1,7, jusqu'à une échelle d'observation de 1 millimètre, et à 2 (domaine non fractal), pour des échelles d'observation plus élevées.

Le grès de Fontainebleau n'est constitué que de deux types de particules : les sables, à distribution granulométrique homogène et centrée à 250 µm, et les argiles (ne représentant qu'un pour cent du matériau solide).

L'attraction entre les particules de quartz est excessivement faible, du fait de leur réactivité de surface négligeable. On comprend alors que le processus d'agrégation de ces particules entre elles et de ces sables avec les argiles ne soit limité que par des processus de diffusion et que ce milieu poreux ne soit plus fractal pour des échelles d'observations supérieures au millimètre, du fait qu'il n'y ait pratiquement qu'une taille de particules, bien calibrée à 250 microns.

Toutes les dimensions fractales de masse que nous avons pu calculer pour les horizons de surface des sols sableux et gravillonnaires étudiés sont comprises entre 1,7 et 1,9 (Figs. 3-22 b et 3-26), indiquant donc que le processus majeur de contrôle de la porosité "texturale", mesurée à l'échelle millimétrique, est proche de celui d'*agrégation particule-amas limitée par diffusion*.

De plus, pour une vingtaine de ces microstructures, les dimensions fractales de surface, calculées à l'aide de mesures, en trois dimensions, de porosimétrie mercure (Bartoli *et al.*, 1991<sub>b</sub>), se sont révélées toujours très proches, à une dimension topologique près, des dimensions fractales de masse (Fortier et Bartoli, 1993). Ces dimensions fractales identiques confirment bien que le processus d'agrégation est du type *agrégation particule-amas limitée par diffusion* (Ben Ohoud, 1988 ; Bartoli *et al.*, 1991<sub>b</sub> ; Gouyet, 1992).

Il est également probable qu'à l'échelle du microagrégat argileux (associations kaolinites-oxyhydroxydes de fer bien cristallisés-matières organiques), non étudiée dans ce mémoire, ces microagrégats soient aussi caractérisés par des dimensions fractales de masse comparables, du fait des fortes affinités physico-chimiques de ces colloïdes, comme l'ont d'ailleurs établi Bartoli *et al.* (1991<sub>b</sub>) dans le cas de sols sableux et limoneux tempérés.

Le fait que les dimensions fractales de masse des horizons de surface (zones peu ou pas perturbées par la pluie) des sols sableux étudiés soient pratiquement toujours plus élevées que 1,7 pourrait s'expliquer de la façon suivante :

- (i) Tout d'abord, les nombreuses valeurs expérimentales de dimensions fractales de masse de floccs de colloïdes pouvant s'agréger très rapidement (agrégation par limitation de diffusion), calculées aussi, en deux dimensions, à l'aide de la méthode des boîtes carrées emboîtées, sont souvent plus proches de 1,8 que de 1,7 (Matsushita, 1989 ; Gouyet, 1992).

- (ii) Des simulations numériques récentes (Kolb, 1990) révèlent que, pour des milieux concentrés, plus proches des milieux poreux pédologiques et sédimentaires, la dimension fractale de masse tend vers 1,9-2 (systèmes plus compacts).

- (iii) Ces sols sableux renferment aussi au moins trois tailles de particules sables, limons et argiles (plasma), de l'ordre de 100, 10 et 1 microns de diamètre moyen, alors que les simulations numériques ou les mesures expérimentales n'explorent ou n'observent que le collage ou l'agrégation de particules ou d'amas de seulement deux tailles différentes (Matsushita, 1989 ; Gouyet, 1992).

Nos observations (voir III.2 Typologie) ont révélé que les argiles (plasma) étaient associées aux limons et que ces microagrégats argiles-limons formaient des revêtements sur les sables ou des "ponts" entre eux. Il y aurait donc, aux gammes d'échelles observées, deux processus emboîtés d'agrégation par limitation de diffusion, ce qui accentue le caractère hétérogène de ce processus physique d'agrégation.

De plus, pour observer des processus d'agrégation *particule-amas*, il faut des centres de "nucléation" qui soient suffisamment peu compacts pour que les amas formés s'ignorent mutuellement. Sinon, le processus d'agrégation devient du type *amas-amas*, engendrant des microstructures (des macrostructures au sens des physiciens) plus poreuses, caractérisées, en deux dimensions, par une dimension fractale de masse proche de 1,45 (tabl 3-1).

Partant donc de l'hypothèse que les horizons de surface des sols ferrugineux tropicaux étudiés étaient constitués de particules, de tailles différentes et généralement très peu réactives ("squelette" largement prédominant), qui se sont associées entre elles selon des processus désordonnés de collision, d'agrégation *particule-amas par limitation de diffusion*, il nous a paru indispensable d'aller plus loin dans notre effort de recherche, en essayant de repérer ces unités d'agrégation élémentaires et en décrivant de façon plus probabiliste l'interdépendance qui existerait entre les particules des sols étudiés.

### **-III-3-2 UTILISATION CONJOINTE DE LA GEOMETRIE FRACTALE ET DES GEOSTATISTIQUES EN ANALYSE D'IMAGE**

#### **III-3-2-1 Notions de géostatistiques et relation géostatistiques - géométrie fractale**

Une fonction brownienne fractionnaire (Brown, 1928 ; Levy, 1948 *in* Gouyet, 1992) représente la collision, strictement aléatoire, de particules indépendantes dans leur déplacement à des temps  $t_x$  donnés. Einstein (1909) (*in* Gouyet, 1992) montrera que la succession de ces collisions entraîne l'agrégation des particules entre elles.

Par définition, cette fonction doit être invariante, isotrope (c'est-à-dire qu'elle ne dépend que de  $t_2-t_1$  (ou  $t_{x+h}-t_x$ ) et qu'elle est invariante par  $t \rightarrow -t$ ) et univaluée.

Sur une droite, elle est représentable par une fonction indiquant à chaque instant  $t_x$  l'amplitude  $Z_h$  du mouvement ou du paramètre comme par exemple la température, les précipitations, les cours de la bourse, ... ou même les gains d'un joueur de pile ou face (Fig 3-27).

Hurst (1951) caractérise les variations de ces paramètres au moyen d'un coefficient  $H$  appelé coefficient de Hurst.

Les incréments  $Z_h(t_x) - Z_h(t_{x+h})$  ont une distribution gaussienne de variance :

$$\Delta Z(t_x - t_{x+h})^2 = E [(Z_h(t_x) - m) - (Z_h(t_{x+h}) - m)]^2$$

$m$  étant la moyenne d'un grand nombre d'échantillons lorsque le couple  $t_x$  et  $t_{x+h}$  se déplace de manière à occuper toutes les positions de l'objet étudié (Gouyet, 1992).

Lors de l'analyse d'image d'un milieu poreux (lame mince), la moyenne des niveaux de gris, ou de noirs et de blancs, si l'image a été binarisée, correspond à la porosité  $\Phi$  (Adler *et al.*, 1990).

Cette fonction d'autocorrélation est donc une fonction probabiliste normée très pertinente puisque c'est notamment à partir d'elle qu'il est possible de reconstruire un milieu poreux en deux et même en trois dimensions (Quiblier, 1984 ; Adler *et al.*, 1990). Cela a été réalisé récemment pour la reconstruction d'une structure de sol en trois dimensions (Glasbey *et al.*, 1990).

Pour des temps d'observation  $t$  très proches (ou, en ce qui nous concerne, des mesures spatiales très rapprochées),  $\Delta Z^2(t) = |t|^{2H}$ .

La valeur particulière du coefficient de Hurst  $H=1/2$  correspond au mouvement brownien usuel, strictement aléatoire :  $\Delta Z^2(t) = t$ , ce qui caractérise une absence de corrélation entre les paramètres (le coefficient  $p(h) = 2^{2H-1} - 1$  (annexe III-1) est nul pour  $H=1/2$ ). La dérivée d'un mouvement brownien usuel ( $H=1/2$ ) correspond au bruit blanc gaussien non cumulé de telle sorte que le mouvement est dit avoir des incréments indépendants (Fig 3-27 b).

Pour des fonctions non browniennes (sens strict), c'est-à-dire ayant un coefficient de Hurst différent de  $1/2$ , deux cas de figure se présentent : (i) si  $H > 1/2$ , il existe une corrélation positive et on parle de mouvement persistant, (ii) si, au contraire,  $H < 1/2$ , la corrélation est négative et on parle alors de mouvement antipersistant.

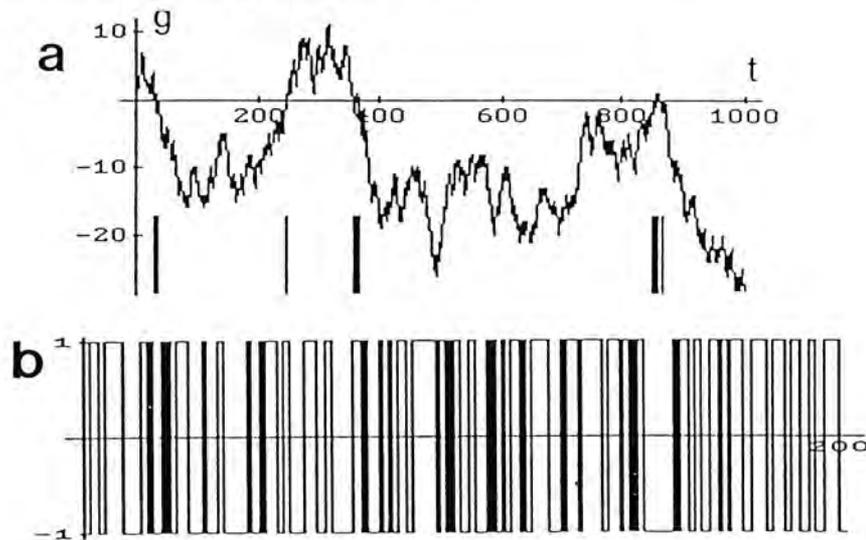


Fig 3-27 : Mouvement brownien fractionnaire des gains d'un joueur à pile ou face (a) et graphe d'un bruit blanc lui correspondant dans les 200 premiers coups (b).

Cette fonction de corrélation  $p(h)$ , appelée aussi corrélogramme, permet de calculer la probabilité de dépendance des paramètres, les variations qui existent à l'intérieur d'une région.

Elle est égale au rapport entre la covariance et la variance de la fonction  $I(p)$ . Elle calcule la probabilité qu'un élément situé en  $x+h$  ( $h$  représente le vecteur module  $|h|$  de direction  $a$  donnée) s'y trouve si l'élément en  $x$  s'y trouvait, soit la probabilité de corrélation des éléments entre eux.

Lorsque l'hypothèse de stationnarité est respectée, il est facile de passer du corrélogramme  $p(h)$  au variogramme  $\gamma(h)$  à l'aide de la relation :  $\gamma(h) = 1 - p(h)$  (annexe III-2).  $\gamma(h)=0$  quand les éléments présentent une forte corrélation et  $\gamma(h)=1$  quand il n'en existe plus.

La figure 3-28 (a) représente l'allure classique d'un variogramme (modèle sphérique), en échelle log-log.

Généralement il se stabilise autour d'une valeur limite  $\gamma(a)$ . Son abscisse est appelée portée, ou palier, et représente la valeur à partir de laquelle les éléments ne sont plus autocorrélés. Au delà de cette portée la variance entre deux mesures  $Z_x$  et  $Z_{x+h}$  ne dépend plus de leur interdistance. Elle caractérise donc l'état de transition entre l'état de corrélation, de structuration spatiale ( $h < a$ ) et l'état d'absence de corrélation ( $h > a$ ).

Différents types de variogrammes ont été répertoriés (Journal et Huijbregts, 1978 ; Gascuel Odoux, 1981 ; Coster et Chermant, 1992) :

- les variogrammes non bornés traduisent un matériel hétérogène pour lequel aucune corrélation spatiale ne peut être mise en évidence. Il existerait une macrostructure à une plus grande échelle. Dans ce cas, il faut trouver un grossissement inférieur de telle sorte que l'on puisse atteindre la valeur asymptote théorique (Fig 3-28 b).
- les variogrammes stationnaires caractérisent une structure aléatoire pure (Fig 3-28 c).
- lorsque la structure spatiale se reproduit avec une certaine périodicité, des ondulations, à tendance sinusoïdale, sont observées sur les variogrammes et sont d'autant plus accentuées que la périodicité est plus marquée (Fig 3-28 d).
- il existe également des systèmes multiphasés, fréquemment rencontrés dans des milieux très hétérogènes. Plusieurs domaines spatiaux sont alors mis en évidence avant d'atteindre la stationnarité. Ce type de structure, qualifié de gigogne (Serra, 1982), témoigne d'un milieu très hétérogène qui s'organise en domaines emboîtés dont la structuration spatiale devient de moins en moins hétérogène (Fig 3-28 e).
- il arrive enfin que la valeur à l'origine soit non nulle. La cause proviendrait d'erreurs expérimentales ou d'une microvariabilité de l'objet. On parle de variogramme à effet pépète (Fig 3-28 f).

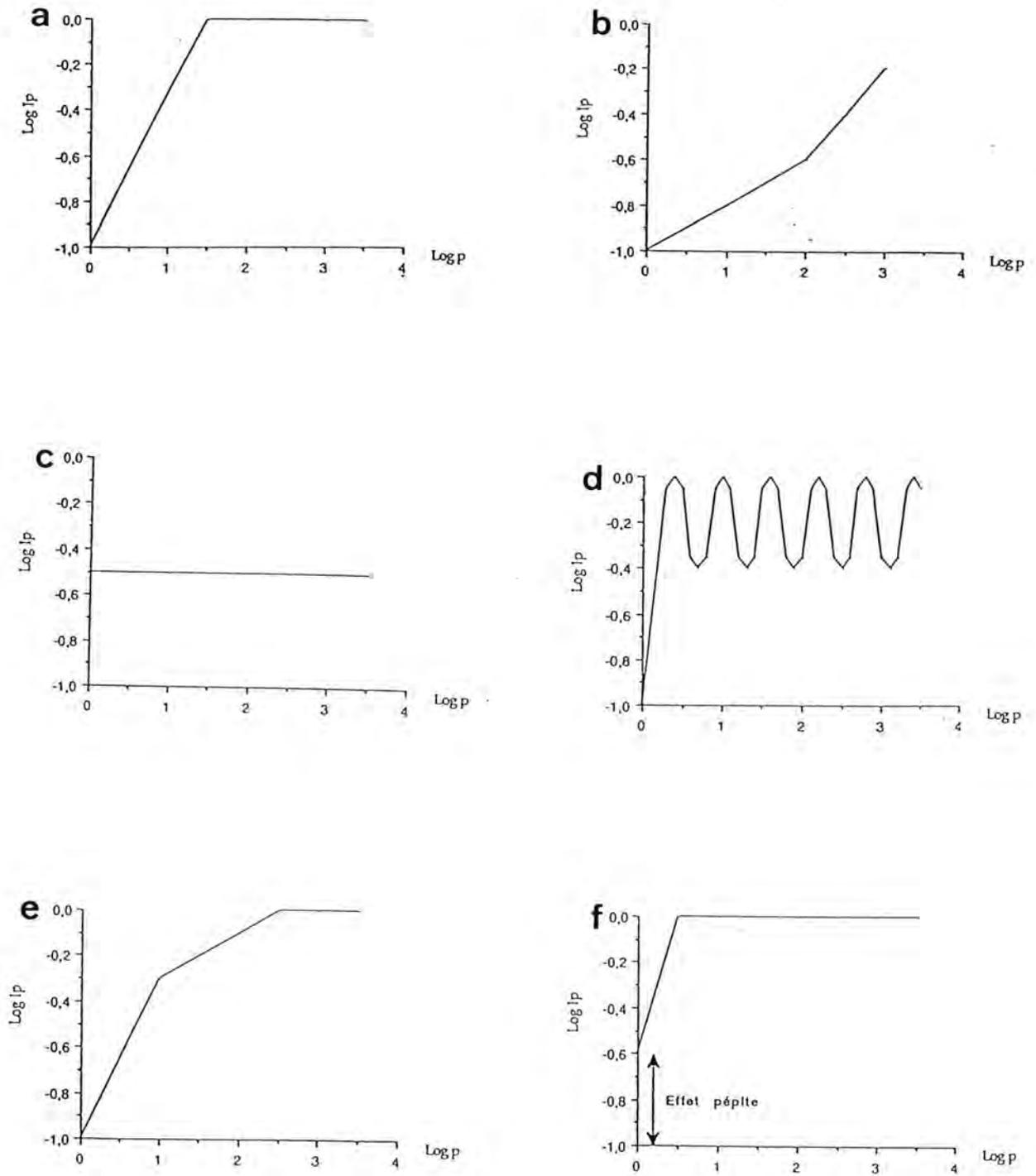


Figure 3-28 : Différents types de variogrammes, en échelle log-log :  
 a = classique - b = non borné - c = stationnaire - d = périodique ou sinusoidale -  
 e = multiphasé - f = à effet pépite.

Comme l'écrivait Matheron (1967) dans son concept de géostatistique : *"la géostatistique est l'application du formalisme des fonctions aléatoires à la reconnaissance des phénomènes naturels."*

La notion de mouvement brownien fractionnaire, introduite par Mandelbrot et Van Ness (1968) (Mandelbrot, 1977, 1982 ; Feder, 1988 ; Gouyet, 1992), que nous avons nous-même exposé au début de ce paragraphe, est justement essentielle si l'on veut, comme nous, analyser des systèmes naturels désordonnés et hétérogènes.

Grâce à ce concept, il est possible de poursuivre la caractérisation de structurations spatiales détectées à l'aide des variogrammes ou de fonctions d'autocorrélation (corrélogrammes).

Ces nouveaux caractères de structurations spatiales sont des invariants d'échelle, des dimensions fractales qui permettent de caractériser de façon synthétique ces interactions et ces hétérogénéités.

Les autres propriétés de ces fonctions fractales sont qu'elles sont à la fois continues et non dérivables.

Les fonctions puissance  $p^{2H}$  ( $H$  = coefficient de Hurst) introduites présentent en fait une loi d'échelle anisotrope, appelée autoaffine (annexe III-3) afin de la différencier de la loi d'échelle isotrope, de type autosimilaire, largement exposé et utilisé au cours des paragraphes précédents. En échelle log-log, la pente du variogramme est donc  $2H$ .

Il est facilement démontré (annexe III-4 ; Mandelbrot, 1977, 1982 ; Feder, 1988 ; Gouyet, 1992) qu'il existe une relation entre cet invariant d'échelle, cette dimension fractale  $D$  et le coefficient de Hurst  $H$  ( $2H = 4-2D$ ). La dimension fractale  $D$  est ainsi facilement calculée.

La variabilité spatiale de nombreux paramètres pédologiques a ainsi pu être caractérisée par une ou des dimensions fractales (Burrough, 1981, 1983 a et b, 1984, 1989 ; Armstrong, 1986 ; Culling, 1986 ; Huang et Bradford, 1992).

### III-3-2-2 Méthodologie

Pratiquement, en analyse d'image d'une photo de lame mince de sol, on mesure sur une ligne, de 2046 pixels de longueur, l'intensité lumineuse  $I_p$  obtenue à chaque pixel  $p$ . (programme mis au point au CIRIL par S. Niquet et M. Dubuit, en collaboration avec l'équipe agrégation du CPB).

Le nombre de mesures minimales pour obtenir un résultat géostatistique satisfaisant est 150 (Webster et Oliver, 1992). Avec 2046 mesures, la précision des résultats est donc excellente, ce que nous confirmons notamment à l'aide de la comparaison des mesures de porosité effectuées, sur les mêmes images binarisées de micrographies MEB ou de photogrammes ("lames minces"), en une dimension, à l'aide des fonctions d'autocorrélation (moyennes) et en deux dimensions, à l'aide de la méthode des boîtes carrées emboîtées (Fig. 3-29).

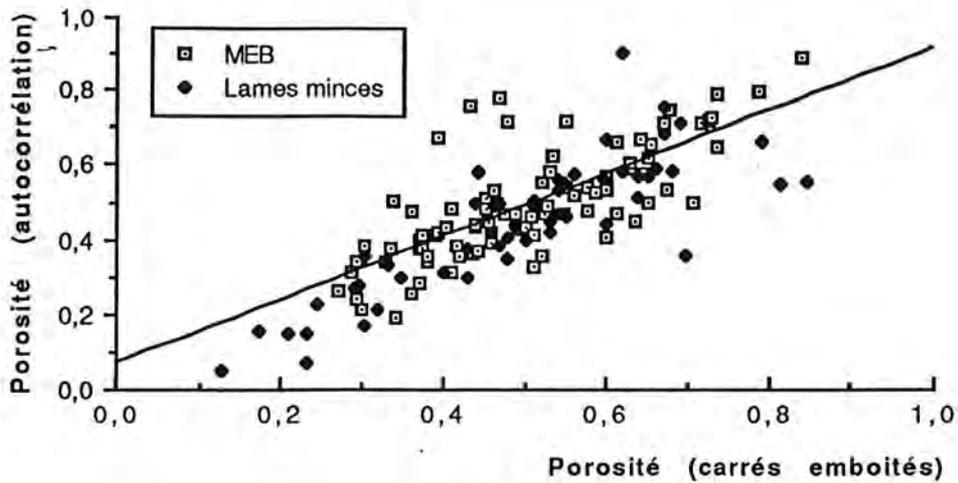


Fig 3-29 : Relation entre les valeurs des porosités mesurées, sur les mêmes images binarisées (micrographies MEB et photogrammes), en une dimension, à l'aide de la fonction d'autocorrélation et en deux dimensions, à l'aide de la méthode des boîtes carrées emboîtées.

### Modélisation des variogrammes

A partir d'un variogramme expérimental, déduit, par programmation, de la fonction d'autocorrélation, nous avons cherché, en collaboration avec l'équipe d'Informatique Géologique du CRPG (J.J. Royer), à lui ajuster un modèle théorique. Les modèles les plus fréquemment utilisés sont les modèles en  $h^\lambda$  et les modèles gaussiens, exponentiel et sphérique. (Fig 3-30).

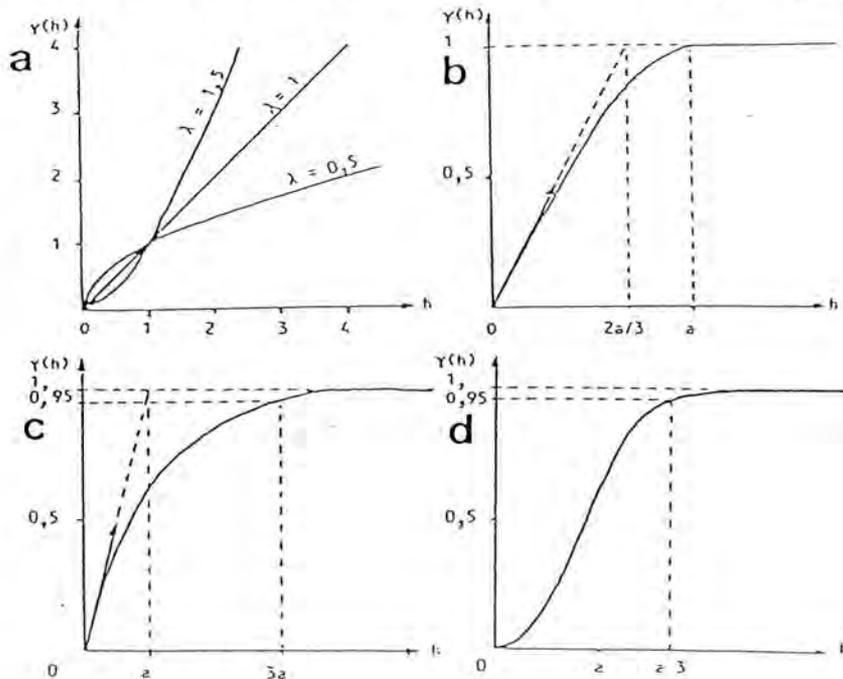


Figure 3-30 : Principaux modèles de variogrammes :  
 a = modèle en  $h^\lambda$  - b = modèle exponentiel - c = modèle gaussien - d = modèle sphérique.

Le modèle sphérique du type :

$$\begin{aligned} \sqrt{h} &= 3/2 (h/a) - 1/2(h/a)^3 & h < a \\ \sqrt{h} &= 1 & h > a \end{aligned}$$

est le plus couramment utilisé.

### Mesure de la dimension fractale

Comme nous l'avons précédemment exposé, en échelle log-log, la pente du variogramme (dédit de la fonction d'autocorrélation, l'hypothèse de stationnarité étant satisfaite) est égale à  $4-2D$ ,  $D$  étant la dimension fractale que l'on peut donc aisément calculer.

Les graphes log-log sont tracés par programmation (programme mis au point au CIRIL par S. Niquet et M. Dubuit, en collaboration avec l'équipe agrégation du CPB).

### Mesure de l'indice d'anisotropie

Beaucoup de fractals sont isotropes. Pour mesurer l'indice d'anisotropie, la méthode la plus rigoureuse consisterait à calculer les fonctions d'autocorrélation sur le plus de lignes possible choisies aléatoirement et dans toutes les directions de l'espace.

Un calcul des fonctions a été limité selon deux axes perpendiculaires, l'un vertical, l'autre horizontal se coupant au milieu de l'image.

L'écart type sur la portée est l' indice d'isotropie qui sera utilisé au cours de ce mémoire.

Lorsque celui-ci est nul, les structures sont isotropes (pas d'orientations privilégiées). Au fur et à mesure que cet écart-type augmente, il caractérisera une anisotropie structurale de plus en plus marquée.

### Utilisation du programme géostatistique d'analyse d'image au tamis de Sierpinski à 6 itérations

Deux bandes rectangles identiques et perpendiculaires ont été choisies sur le tamis de Sierpinski à 6 itérations (Fig. 3-13) dans des zones présentant la plus grande hétérogénéité. La figure 3-31 représente un agrandissement d'une de ces deux zone d'étude.

Les deux variogrammes obtenus sont identiques et présentent les mêmes caractéristiques, comme on pouvait s'y attendre pour une telle structure isotrope. La figure 3-32 représente un de ces variogrammes.

Le caractère pseudo périodique est dominant ce qui signifie qu'il n'existe pas de monotonie dans la croissance de l'objet. Les éléments sont toujours autocorrélés entre eux à des périodes plus ou moins longues. La répétition de zones symétriques à différentes longueurs données se trouve matérialisé par une représentation plus ou moins sinusoidale.

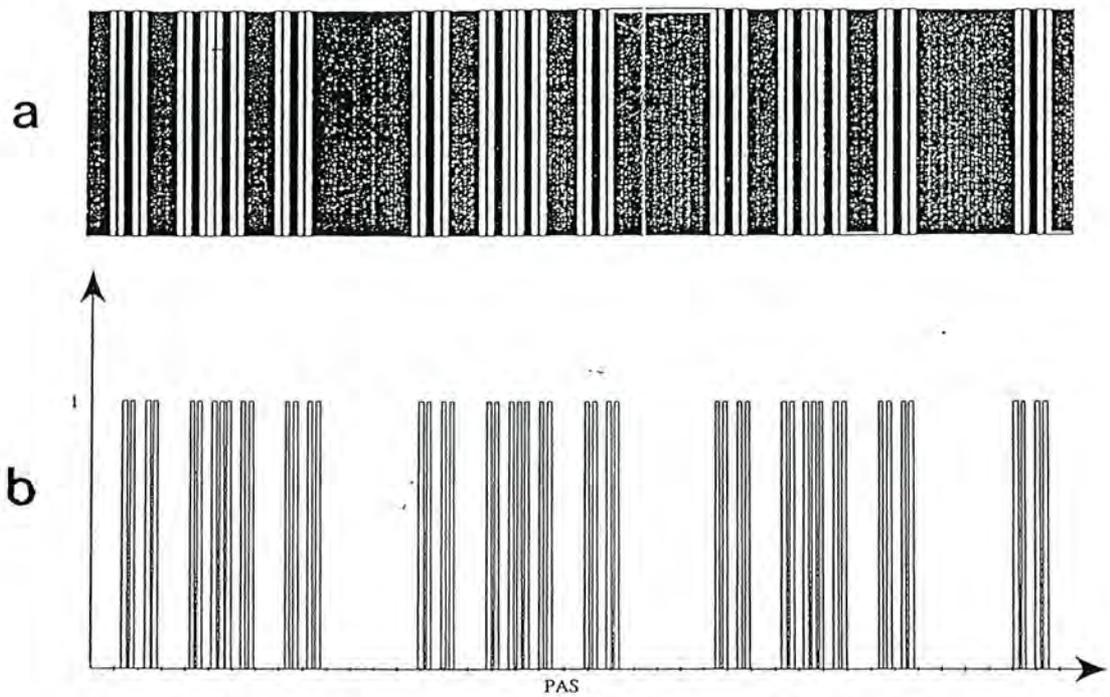


Figure 3-31 : Agrandissement d'une zone du tamis de Sierpinski à 6 itérations selon une bande rectangulaire (a) et représentation de la fonction,  $I_p=fct(p)$  de cette zone (b)

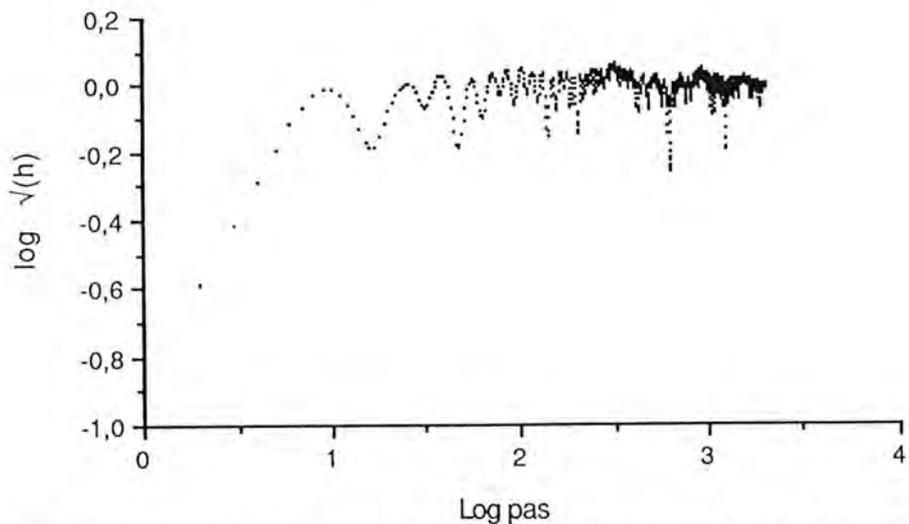


Figure 3-32: Variogramme, en échelle log-log, réalisé sur la ligne horizontale de la zone rectangulaire agrandie du tamis de Sierpinski à 6 itérations (Fig 3-31)  
 Annotation, en pixels, des valeurs des abscisses de chaque minima.

Des variogrammes expérimentaux ont été réalisés à partir de modèles beaucoup plus simples (Fig 3-33). L'allure du variogramme, correspondant à une structure lamellaire répétitive, montre que la distance  $d$  qui sépare un maxima d'un minima n'est autre que la distance moyenne entre deux lamelles. Lorsque la complexité du modèle croit (Fig 3-33) il est constaté un amortissement de la fonction mais avec toujours la présence du caractère périodique. Dans de tel cas, Camard *et al* (1978) ont proposé d'ajouter un

paramètre  $b$ , caractérisant cet amortissement, pour évaluer la distance  $d$ . Il ne peut être estimé que par des processus d'ajustement exponentiel dont nous nous sommes affranchis dans le cadre de cette étude.

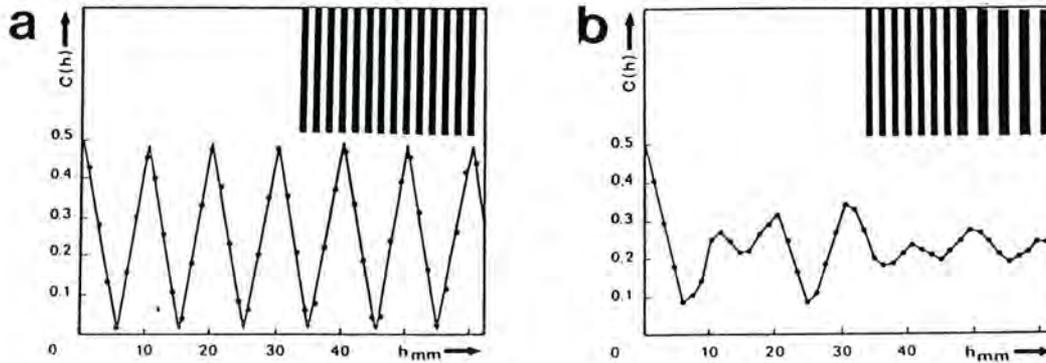
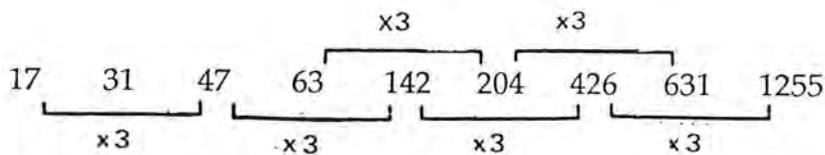


Figure 3-33 : Variogramme expérimental relatif au modèle théorique présenté en haut à droite de chaque figure : (a) = modèle simple - (b) = modèle plus complexe (Coster et Chermant, 1989)

Dans notre exemple, l'évolution de cette distance est plus complexe. Les valeurs des abscisses de chaque minima ont été annotées, en équivalent pixels, sous le graphe. Il est constaté qu'elles semblent pratiquement liées entre elles deux par deux par un facteur trois (les légères variations sont à relier à des problèmes de résolution).



Ceci démontre mathématiquement le caractère répétitif, le relatif degré d'ordre de l'organisation des zones noires (les pores) et des zones blanches (les masses) du tamis de Sierpinski étudié.

Dans tout ce domaine stationnaire, à caractère périodique, la dimension fractale est égale à 2 (domaine non fractal), ce qui est tout à fait logique (voir annexe III-5).

Enfin, à courte distance, le variogramme log-log du tamis de Sierpinski (Fig. 3-32) révèle une structuration spatiale caractérisée par une dimension fractale de 1,5, typique de processus browniens strictement aléatoires (mouvements browniens classiques).

### **III-3-2-3 Utilisation conjointe des géostatistiques et de la géométrie fractale : résultats et discussion**

Dans l'ensemble, les variogrammes obtenus sont tous multiphasés, avec une tendance à une pseudo-périodicité vers les plus grands pas, sans aucune stationnarité observée dans les premiers pas. Toutes les images analysées sont donc hétérogènes et présentent une structuration spatiale très nette jusqu'à la portée. Certains variogrammes sont non bornés. Une macrostructuration semble donc exister, à plus grande échelle, pour une partie des échantillons. Cela signifie soit :

- que la taille du domaine observable est trop réduite pour que l'état stationnaire soit atteint,
- qu'il existe des structures emboîtées qui se recouvrent mutuellement, aucune d'entre elles ne parvenant à se développer suffisamment (pour que le milieu devienne stable) avant que la suivante apparaisse (Webster *et al*, 1975 *in* Burrough, 1989).

Cette partie montrera que la première hypothèse semble être la bonne.

L'utilisation conjointe des approches géostatistique et fractale conduit à deux types de résultats qui seront successivement évoqués : (i) les distances limites de structuration spatiale (portée) et les indices d'anisotropie et (ii) l'analyse spatiale des modes de structuration spatiale des microstructures étudiées.

#### Distances limites de structuration spatiale (portée) et indice d'anisotropie.

##### **MALI**

##### **- Milieux Paysans**

Les échantillons ont pu être observés aux échelles des photogrammes et des micrographies MEB. Les valeurs des portées des photogrammes sont de 0,34 mm selon l'axe horizontal X et plus de deux fois plus importantes perpendiculairement (0,75 mm).

L'indice d'anisotropie moyen est donc corrélativement assez élevé (0,37), ce qui serait attribuable à la présence développée de macrostructures subparallèles (croûtes) (Pl. 3-1). Ces barrières subhorizontales physiques sont également des obstacles à la détermination de zones répétitives et homogènes le long de l'axe vertical Y. Il a été montré que ce type de mesure de corrélation spatiale était moins bien appropriée lorsqu'il existait des "interactions latérales" (Burrough, 1983b). Par ce terme il faut entendre un mélange de matériel qui initialement n'était qu'adjacent et qui devient plus compact comme les granoclasses par exemple.

Par contre, les variogrammes des micrographies MEB semblent non bornés. La macrostructuration qui existe à plus petite échelle (photogramme) serait la cause de leur non stationnarité. Les valeurs de

leurs portées sont ici moins élevées et presque égales (0,27 mm et 0,28 mm respectivement selon les axes X et Y). L'indice d'anisotropie est donc pratiquement nul (0,002) ce qui confirme l'analyse micromorphologique qualitative de ces horizons de surface (voir partie III.2).

Les corrélations spatiales existent donc dans un domaine isotrope, de près de 270 microns de diamètre, prenant en compte quelques particules de quartz, dont le diamètre moyen est centré sur les sables fins (50-200  $\mu\text{m}$ ).

#### - Milieux contrôlés

Sur les micrographies MEB, les portées des variogrammes sont statistiquement identiques, mais cependant un peu plus faibles, à celles des sols de milieux paysans maliens avec une moyenne de 0,148 mm pour l'axe horizontal des X et de 0,201 mm pour celui, vertical, des Y.

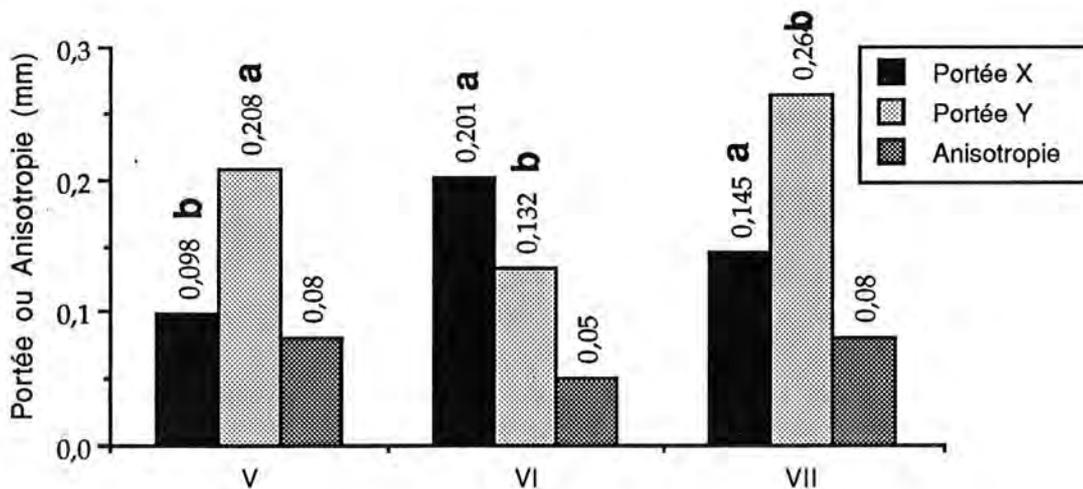


Fig 3-34 : Portées des variogrammes et indices d'anisotropie moyens des micrographies MEB des sols maliens de milieu x contrôlés.

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont différentes.

Avec un diamètre moyen des particules centré sur la classe des sables grossiers, cette structuration spatiale n'intègre qu'un à deux grains de sable.

Leur indice d'anisotropie moyen est plus élevé (0,073), avec une différence de portée X et Y significative (Fig 3-34). Le fait notamment que celui du sol de l'essai VII soit relativement important (Fig 3-34) peut tout à fait se comprendre en regard de la structure pédoturbée et colluvionnée de ces sols.

## BURKINA FASO

### - Milieux Controlés :

#### sols de la station agronomique de Saria.

Sur les micrographies MEB, les valeurs obtenues pour les portées sont très proches de celles déjà observées pour les variogrammes des sols maliens puisque avoisinant 0,25 mm. La distribution granulométrique des particules de ces sols est centrée sur la fraction sableuse fine. La signification physique de ce domaine de structuration spatiale est donc strictement la même que celle évoquée pour les sols maliens paysans.

Aucune différenciation statistique n'a pu être mise en évidence ni avec l'année de prélèvement, ni avec les types de rotations et de traitements opérés (Fig 3-35). Tous les horizons de surface possèdent donc, aux échelles observées, les mêmes propriétés de dépendance spatiale. On remarque qu'il ne semble même pas exister de tendance comme cela avait été remarqué avec les porosités et les dimensions fractales.

Les couples de sols sélectionnés ont à nouveau été étudiés plus en détail. On remarque que d'un échantillon à l'autre les valeurs des portées peuvent doubler ; l'influence des traitements ne se différencie pas de façon flagrante bien qu'il semblerait, dans deux cas sur trois, que les portées soient légèrement inférieures lorsqu'un apport de fumure organique intervient (Tabl 3-2). Le tableau 3-2 révèle aussi la très nette diminution de l'indice d'anisotropie avec l'augmentation des teneurs en argiles.

	Traitement	Argile (%)	Portée en X	Portée en Y	Anisotropie
Couple 1 Ech. 43 Ech. 11E	T	7,1	0,33	0,23	0,06
	T5	7,3	0,1	0,26	0,11
Couple 2 Ech. 61 Ech.71	T	8,9	0,15	0,27	0,08
	T5	9,5	0,18	0,19	0,008
Couple 3 Ech. 21 Ech. 96	T	14,1	0,3	0,3	0,003
	T5	13,3	0,14	0,13	0,003

Tableau 3-2 : Caractéristiques des portées des variogrammes et des indices d'anisotropie des micrographies MEB des trois couples de sols sélectionnés de la station de Saria.

T = sol témoin - T5 = 40 t/ha/an de fumure organique.tout les 2 ans

### - Milieux paysans

#### Sols de la toposéquence isolée dite de Saria

A l'échelle et à la résolution du photogramme, les valeurs des portées des variogrammes sont relativement élevées, pouvant atteindre le millimètre (Fig 3-36). Ces sols sont riches en gravillons et en sables très grossiers [2000-500]  $\mu\text{m}$  ce qui expliquerait cette plus grande hétérogénéité et cette zone "représentative" intégrant au moins une partie d'un gravillon.

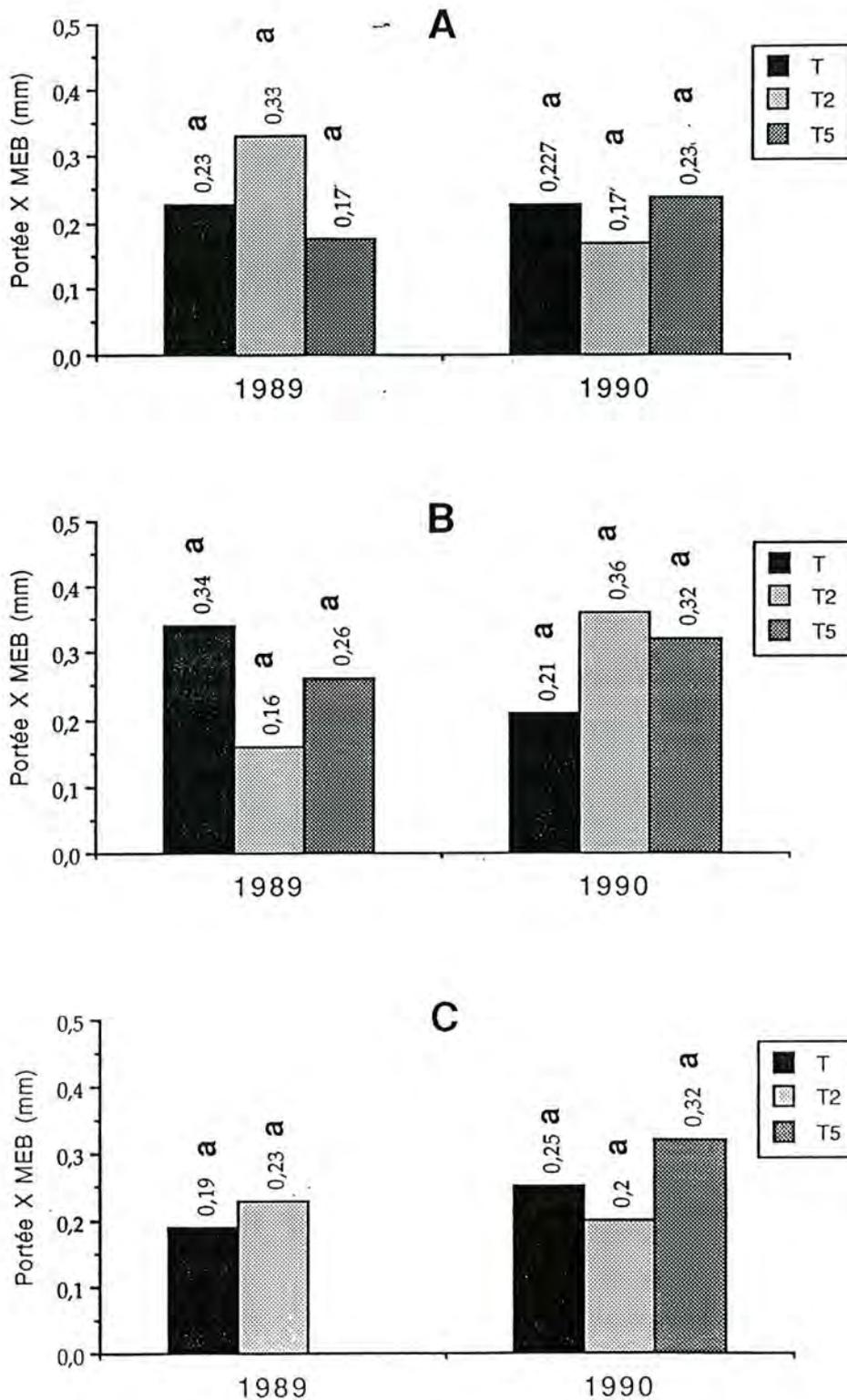


Fig. 3-35 : Sols de la station de Saria : portées moyennes des variogrammes des directions horizontales des micrographies MEB dans chaque groupe homogène de blocs (A à C) en fonction de l'année et du traitement.

T = témoin - T2 = fumure minérale - T5 = 40 t/ha/an de fumure organique tout les deux ans.

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont différentes.

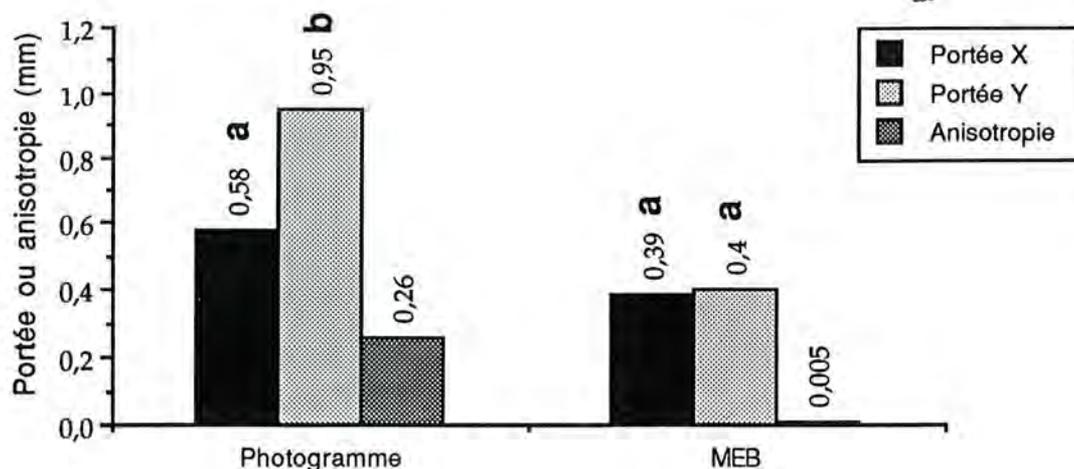


Fig 3-36 : Portée des variogrammes et indices d'anisotropie moyens des microstructures des sols de la toposéquence isolée dite de Saria.

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont différentes.

Le fait le plus intéressant est la très grande anisotropie observée sur les photogrammes (Fig. 3-36). L'observation qualitative des lames minces avait déjà montré qu'autour des gravillons se développait une porosité allongée et étirée verticalement (voir partie III.2).

A l'opposé, toutes les mesures réalisées sur les micrographies MEB, qui n'intègrent aucun gravillon, sont très proches les unes des autres avec des portées proches de 0,4 mm que ce soit pour l'axe des X ou pour celui des Y ; l'indice d'anisotropie est donc quasiment nul (0,005) (Fig 3-36).

### Autres sols gravillonnaires

#### - Sols à gravillons ferrugineux

Les photogrammes de ces sols présentent aussi des portées de variogrammes relativement élevées (Fig 3-37) avec un indice d'anisotropie géométrique proche de 0,8. Les sols gravillonnaires ferrugineux sont donc très anisotropes de par le développement de pores le long des gravillons selon un axe vertical (densité de pores plus élevée).

Les micrographies MEB ne représentent que les microstructures intergravillonnaires moins hétérogènes et plus isotopes. On peut cependant noter que les indices d'anisotropie géométrique sont importants et significatifs (Fig. 3-37) ce qui n'était pas le cas de ceux des micrographies MEB des sols de la toposéquence isolée. Il a été montré par Burrough (1989) que "malgré le fait que plus de détails étaient révélés lorsque l'échelle d'étude augmente, il arrive souvent que des vestiges issus d'échelles plus grossières persistent". Ce serait le cas ici ; on peut même parler d'anisotropies géométriques emboîtées.

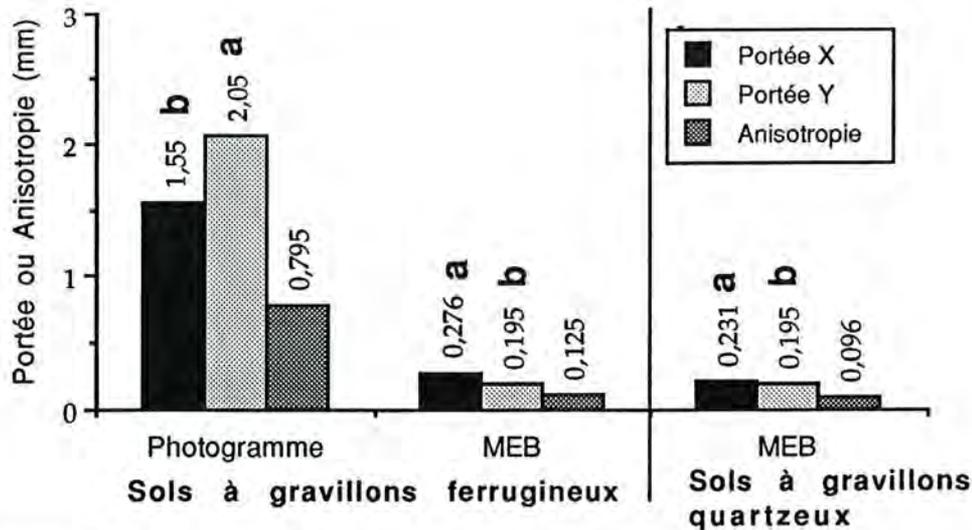


Fig 3-37 : Portées des variogrammes et indices d'anisotropie des microstructures sols à gravillons ferrugineux (a) et quartzeux (b) (photogramme et micrographies MEB)

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont différentes.

#### - sols à gravillons quartzeux

Les valeurs des portées moyennes des variogrammes des micrographies MEB sont très similaires à celles trouvées pour les microstructures millimétriques des sols à gravillons ferrugineux (0,23 mm selon l'axe des X et 0,20 mm selon celui des Y) (Fig 3-37). Par contre, ces sols, à microstructures chitoniques (voir III.2 Typologie) sont statistiquement isotropes avec un indice d'anisotropie (0,096) qui se rapproche de celui des microstructures maliennes à distribution chitonique.

### Sols pauvres en gravillons

#### - sols à gravillons ferrugineux

Les portées des variogrammes des micrographies MEB, sont encore voisines des valeurs jusqu'ici mesurées avec 0,206 mm selon l'axe horizontal des X et 0,185 mm selon l'axe vertical des Y (Fig 3-38). Ces microstructures sont statistiquement isotropes.

#### - sols à gravillons quartzeux

Avec une valeur de 0,226 mm pour l'axe des X et de 0,234 mm pour celui des Y (Fig 3-38), les portées des variogrammes des micrographies MEB de ces sols pauvres en gravillons et quartzeux sont très similaires à celles des sols pauvres en gravillons et ferrugineux. La distribution attribuée au type pseudo-porphyrrique ne semble donc affecter ni le domaine "représentatif" au sein duquel se développe une structuration spatiale, ni l'indice d'anisotropie.

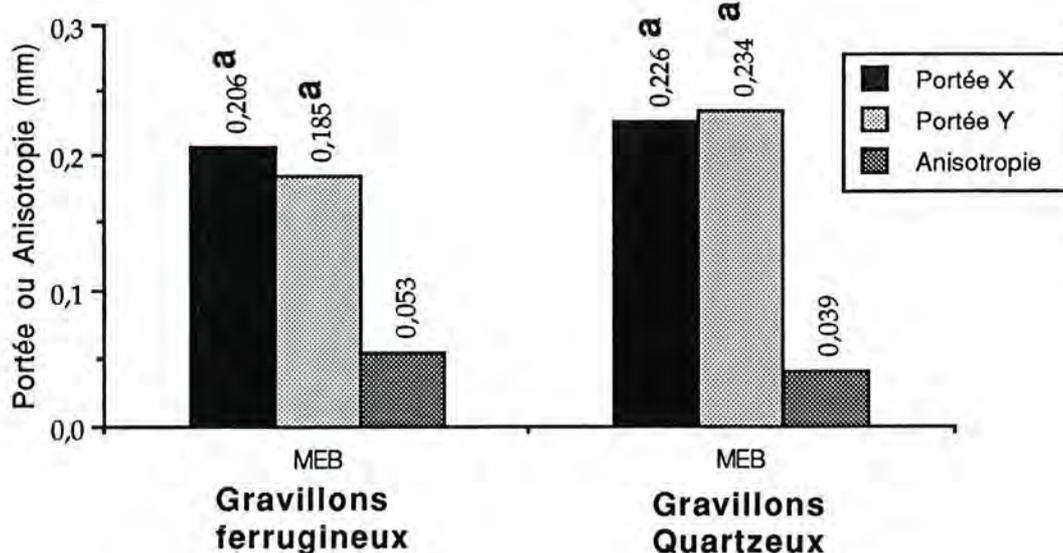


Fig 3-38 : Portée des variogrammes et indices d'anisotropie moyen des micrographies MEB des sols pauvres en gravillons ferrugineux (a) et quartzeux (b).

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

### CONCLUSIONS :

Les mesures des portées selon les deux directions perpendiculaires permettent de montrer que tous les sols présentent le même type d'organisation à petite échelle. Tous les groupes de microstructure ainsi étudiés sont statistiquement homogènes sauf celui des sols à gravillons ferrugineux pour lesquels, hormis les sols de la toposéquence isolée dite de Saria, l'anisotropie géométrique trouvée à petite échelle se retrouve aussi à grande échelle (Fig 3-39).

Le domaine microstructural "représentatif", au sein duquel une structuration spatiale se développe est également statistiquement toujours le même, quel que soit le type de microstructure, chitonique, géfurière ou porphyrique. (généralement de diamètre équivalent à 0,1-0,3 mm) (Fig 3-39). Il prendra toujours en compte au moins un ensemble sable-revêtement de limons et d'argiles.

De façon analogue, Katz et Thompson (1985) ainsi qu'Adler *et al* (1990) trouvent, pour des grès, des portées proches de 0,1 mm. Cela démontre à nouveau nettement que les sols sableux sont beaucoup plus hétérogènes que les grès.

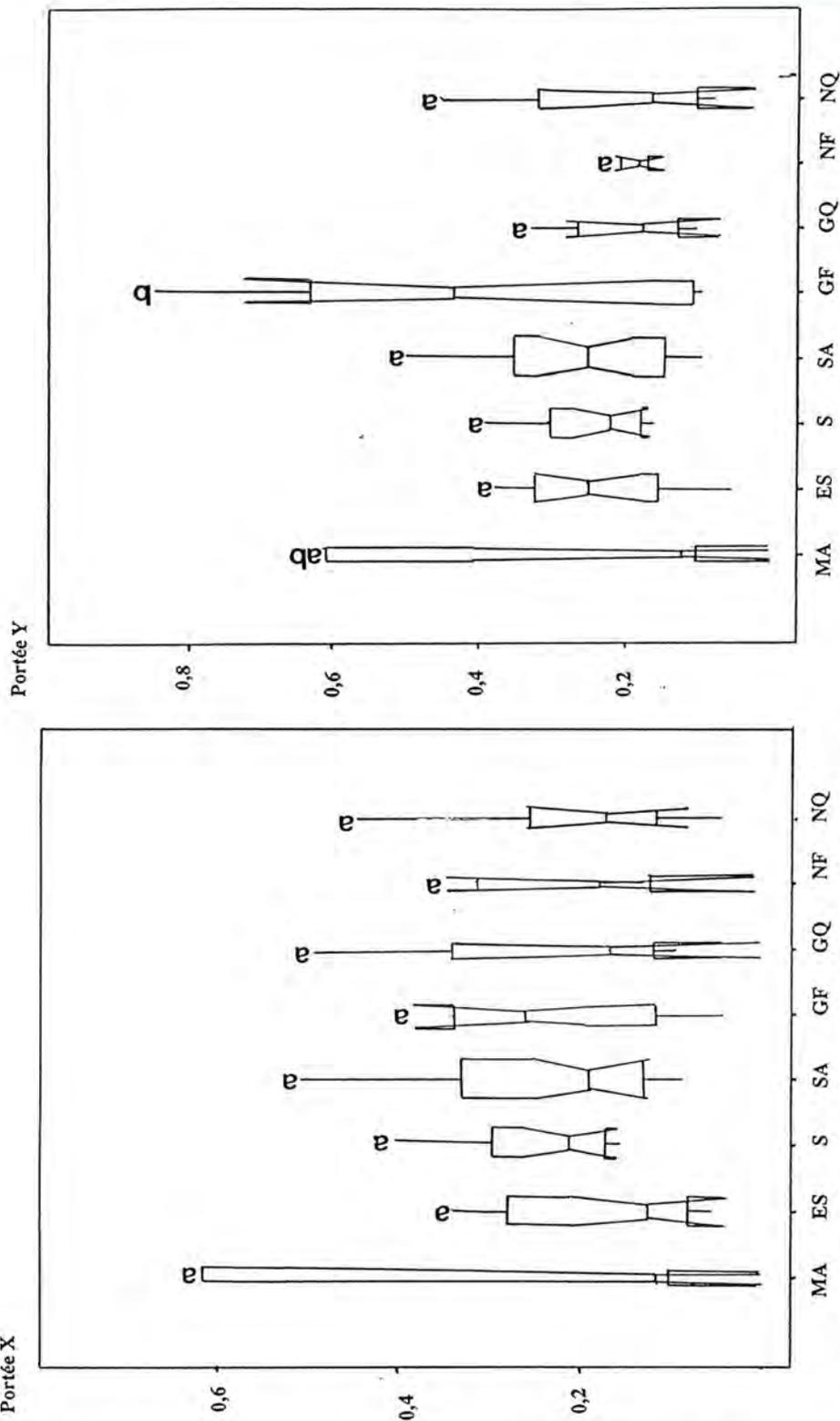


Fig 3-39 : Boîtes à moustaches et à encoches des portées des variogrammes des micrographies MEB étudiées en X (a) et en Y (b).

MA = Mali milieu paysan - ES = Mali milieu contrôlé - S = Saria 1989 - SA = Saria 1990 - GF et GQ = sols gravillonnaires à gravillons ferrugineux et quartzeux respectivement - NF et NQ = sols pauvres en gravillons ferrugineux et quartzeux respectivement.

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

La microstructure élémentaire dont l'organisation induirait, par une cascade de réactions, à différentes échelles, une macrostructure (toujours au sens des physiciens, microstructure pour les pédologues) fractale de masse a donc bien été découverte (voir partie III.3). Ces macrostructures fractales, comme nous l'avons précédemment expliqué et démontré, sont très sensibles aux conditions initiales qui auraient engendré ces microstructures (toujours au sens des physiciens) "représentatives" ainsi clairement révélées.

On peut donc imaginer que de tels ensembles élémentaires *particules-amas* "représentatifs, dont les dimensions (voir ci-après) sont proches de celles des masses initiales de la méthode des boîtes carrées emboîtées (16 à 64 microns), se sont associés entre eux pour générer ces "macrostructures" fractales de masse.

Il avait été précédemment observé que si la teneur en argiles contrôlait pour partie le type de microstructure chitonique, gélurique et porphyrique, elle ne présentait aucune relation statistique ni avec la porosité ni avec la dimension fractale de masse.

Par contre, une corrélation positive relie les portées des variogrammes selon l'axe horizontal des X, quasi identiques, et les teneurs en argiles ( $r=0,23$  ;  $r_{test}=94,9\%$ ,  $n=71$ ) ainsi qu'en fer ( $r=0,27$  ;  $r_{test} = 97,7\%$ ,  $n=71$ ). Les corrélations entre les portées mesurées le long de l'axe des Y et les constituants du sol n'ont été convaincantes que pour le fer ( $r=0,296$  ;  $n=71$  ;  $r_{test}=98,8\%$ ). Ce résultat est important, il traduit le fait que plus les quantités d'argile et de fer sont élevées, plus l'architecture tend à s'organiser passant d'une distribution chitonique à une distribution plus ramassée et hétérogène, et plus les dimensions du motif élémentaire "représentatif" sont élevées.

Le fait que la structuration spatiale de ces agrégats *particules-amas* initiaux, étroitement contrôlée par la teneur en argiles, soit nette va nous permettre maintenant de mieux les décrire, grâce à l'utilisation conjointe des géostatistiques et de la géométrie fractale.

#### Etude de la structuration spatiale des "microstructures" initiales : approche conjointe géostatistique et fractale.

La plupart des corrélogrammes sont bornés et multiphasés.

En général, deux à trois dimensions fractales différentes sont trouvées (1,5 puis 1,7 puis 1,8-1,9 en image binaire) avant d'atteindre la stationnarité où  $D=2$  (domaine non fractal) (Fig 3-40 et 3-41).

Ces structurations spatiales sont typiquement de type gigogne (Serra, 1982; Burrough, 1983b) présentant un emboîtement de domaines à structurations spatiales de moins en moins hétérogènes. Nous allons d'ailleurs à présent le démontrer à l'aide de trois méthodes différentes :

- (i) La modélisation classique des variogrammes révèle qu'ils sont de type sphérique, emboîté (structure gigogne) correspondant à la succession de trois modèles sphériques successifs ( $\gamma_{\text{total}} = C_1\sqrt{1h} + C_2\sqrt{2h} + C_3\sqrt{3h}$  avec  $C_x\sqrt{xh} = \text{modèle sphérique en pas } h \text{ ou } \sqrt{h} = 3/2 (h/a) - 1/2 (h/a)^3$ ) (Fig 3-40).

Dans le cas de l'exemple de la figure 3-40, les portées "intermédiaires" qui correspondent à chaque inflexion de la courbe sont égales à 9, 19 et 56 "pas". Les coefficients "a" qui entrent dans la formule de chaque modèle sphérique et qui correspondent également à des portées sont très proches : 9, 20 et 55.

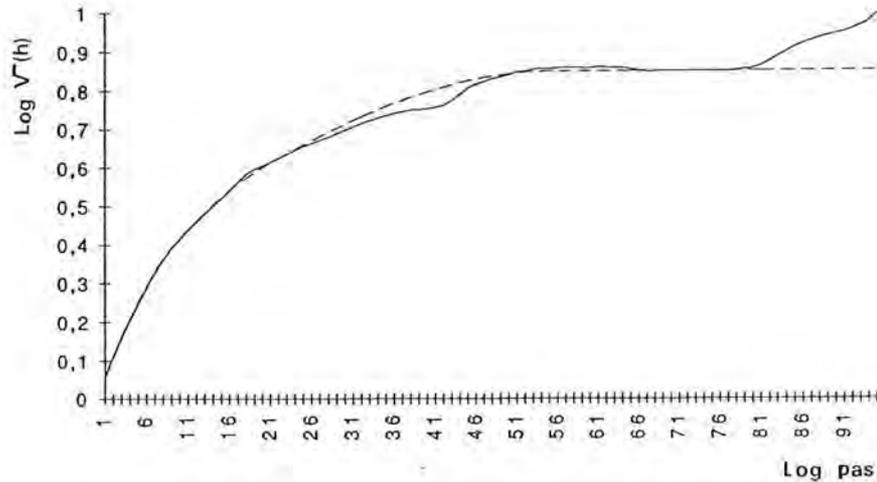


Fig 3-40 : Variogramme d'une micrographie MEB binaire et courbe, modèle correspondant à une structure gigogne de trois modèles sphériques emboîtés.

(aimablement effectuée par l'équipe d'informatique du CRPG (JJ Royer))

- (ii) De même, l'approche fractale permet de retrouver strictement ces trois domaines structuraux emboîtés caractérisés par trois dimensions fractales (1,5 puis 1,7 puis 1,9 pour l'image binaire et 1,4 puis 1,7 puis 2 pour l'image de départ en niveau de gris) (Fig 3-41 a et b). Ce type de structure gigogne bien révélée par l'utilisation conjointe des géostatistiques et de la géométrie fractale a été dénommée structure "pseudo-fractale" par Burrough (1983b, 1989).

- (iii) Il a été calculé sur l'exemple des figures 3-40 et 3-41 les valeurs des dimensions fractales qualifiées de locales, déterminées à l'aide de la pente du segment de droite reliant deux points successifs du variogramme en log-log. (Fig 3-42). Trois domaines structuraux différents, séparés les uns des autres par des zones de transition, apparaissent à nouveau clairement (Fig 3-42) et correspondent strictement aux domaines préalablement établis lors de

l'analyse fractale globale (Fig 3-41) et de la modélisation géostatistique classique (Fig 3-40).

Dans chacun de ces domaines, la dimension fractale locale ne fluctue que légèrement autour de la valeur de la dimension fractale globale, ce qui démontre bien à nouveau l'existence de trois domaines structuraux emboîtés (structure gigogne).

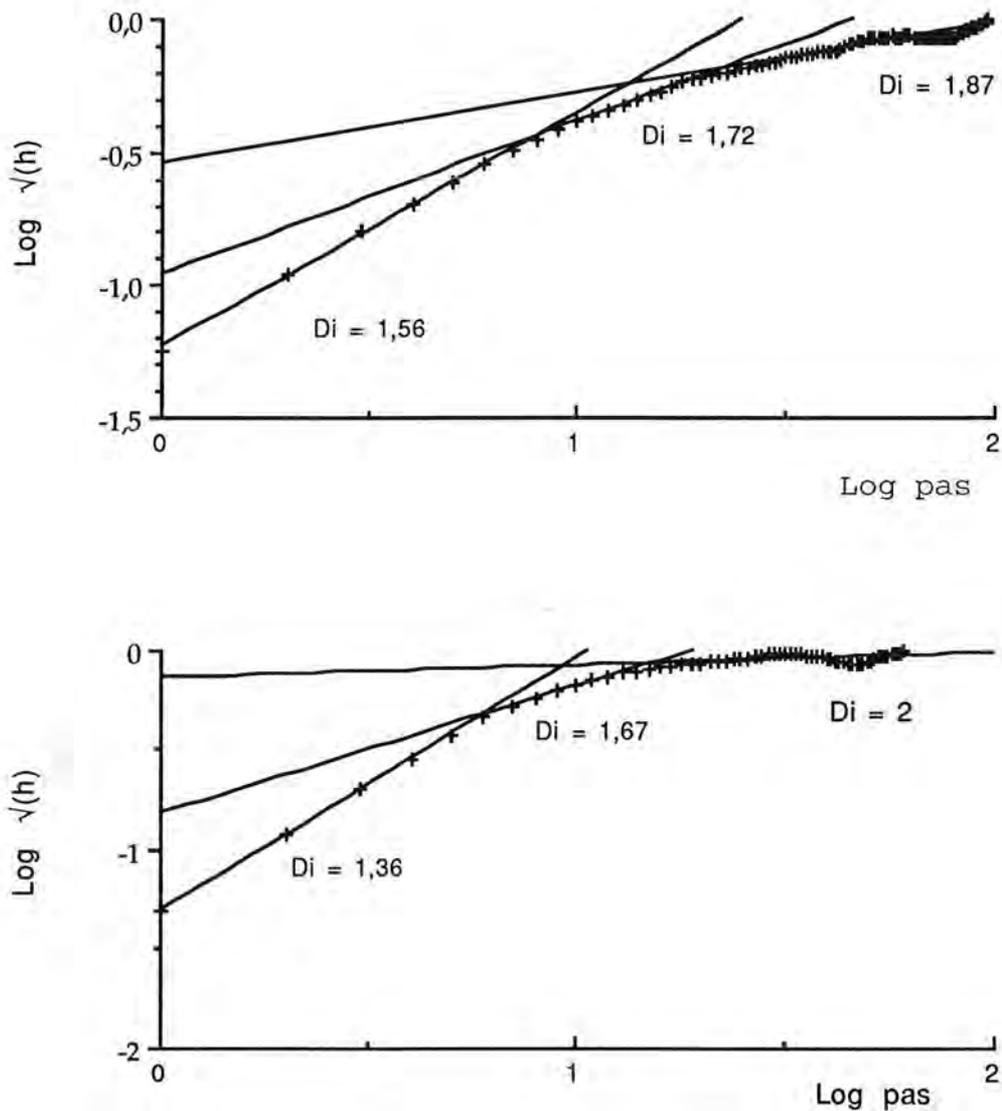


Fig 3-41 : Exemple de variogramme  $[V(h)]$  en log-log, multiphasé à trois domaines de structuration spatiale distincts et caractérisés par trois dimensions fractales différentes. Micrographie MEB binarisée en noir et blanc (a) et en niveaux de gris (b).

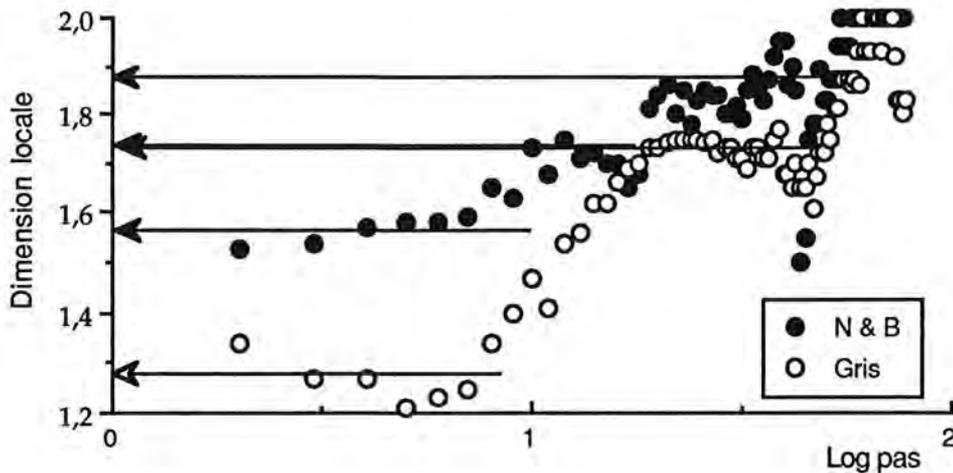


Fig 3-42 : Représentation des dimensions fractales locales calculées à partir des variogrammes de la figure 3-41

La signification mathématique et physique des dimensions fractales calculées est la suivante :

A très courte distance, jusqu'à 10 microns, la dimension fractale des images binaires est très proche de 1,5 ce qui correspond au mouvement brownien classique strictement aléatoire (voir partie III.3.2.1).

Puis, dans le second domaine de structuration spatiale, le plus étendu, la dimension fractale des images binaires est proche de 1,7 (Fig 3-43) ce qui traduit des phénomènes de persistance (corrélations positives) indiquant que la variabilité spatiale décrite dans une microzone donnée se retrouvera très probablement dans la microzone voisine.

Bien que cette dimension fractale soit beaucoup plus probabiliste que la dimension fractale de masse on peut penser que cette loi d'échelle serait engendrée par un processus d'agrégation *particule-amas limité par diffusion* (voir partie III.3.1.4)

Hormis les sols maliens paysans, cette dimension fractale "moyenne" décroît nettement des sols maliens aux sols burkinabés des milieux paysans (Fig. 3-43). L'hypothèse formulée précédemment est donc confirmée : ce sont bien les argiles qui contrôlent la structuration spatiale des "microstructures" élémentaires (au sens des physiciens) des sols étudiés.

Ces dimensions fractales vont donc être de puissants révélateurs d'interaction et d'hétérogénéité qui ne font qu'augmenter avec la teneur en argiles. Elles discriminent d'ailleurs mieux les groupes de sols (Fig 3-43) que les précédents indicateurs structuraux (porosités, dimensions fractales de masse et portées des variogrammes).

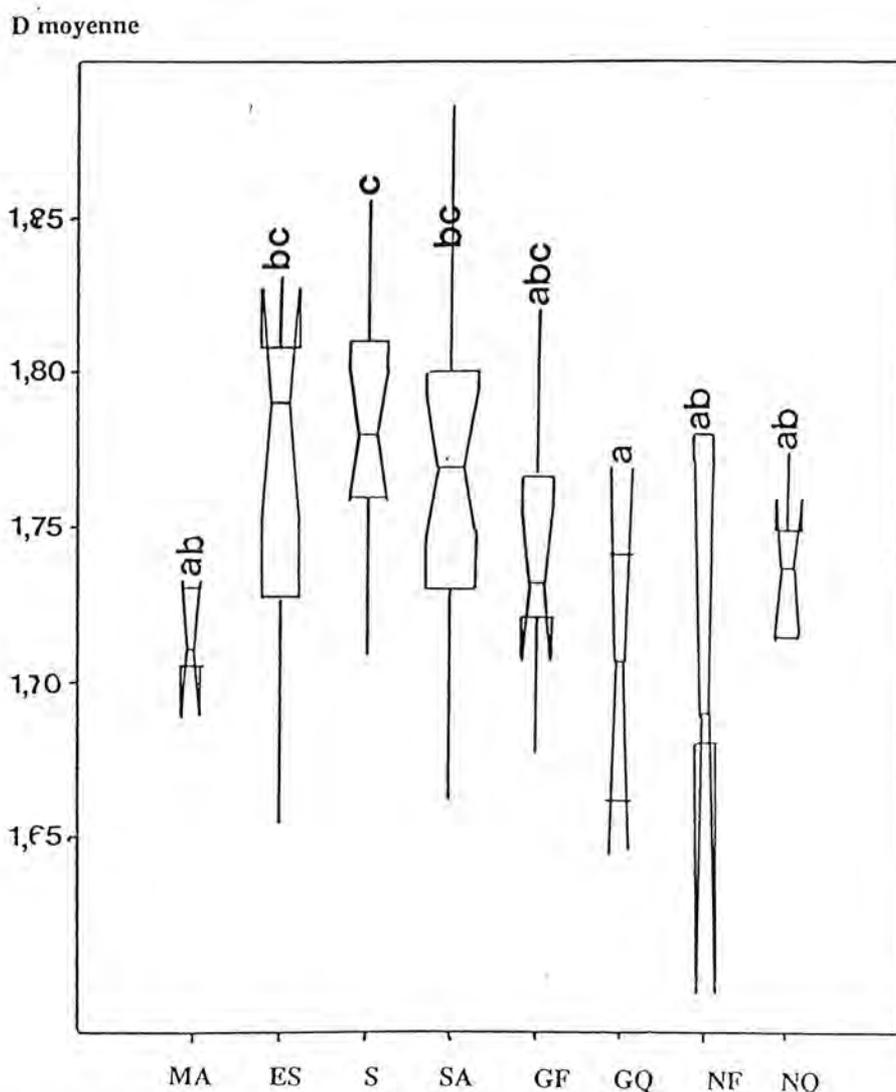


Fig 3-43 : Boîtes à encoches et à moustaches des dimensions fractales "géostatistiques" du deuxième domaine de la structure gigogne.

MA = Mali milieu paysan - ES = Mali milieu contrôlé - S = Saria 1989 - SA = Saria 1990 - GF et GQ = sols gravillonnaires à gravillons ferrugineux et quartzes respectivement - NF et NQ = sols pauvres en gravillons ferrugineux et quartzes respectivement.

Des lettres minuscules différentes indiquent que les populations sont statistiquement différentes.

Le troisième domaine encore structuré spatialement est souvent caractérisé par des dimensions fractales, en images binaires, proches de 1,8-1,9 (domaines moins désordonnés que les précédents) et par une certaine périodicité révélée sur les variogrammes log-log des photogrammes.

On rejoint, à ce niveau, certaines échelles d'observation de la méthode des boîtes carrées emboîtées et ces dernières dimensions fractales sont, corrélativement, relativement proches des dimensions fractales de masse précédemment calculées sur les mêmes micrographies MEB (ou photogramme).

Le fait le plus intéressant est que cette périodicité soit fréquemment observée sur les variogrammes en log-log des photographies. (Fig 3-44)

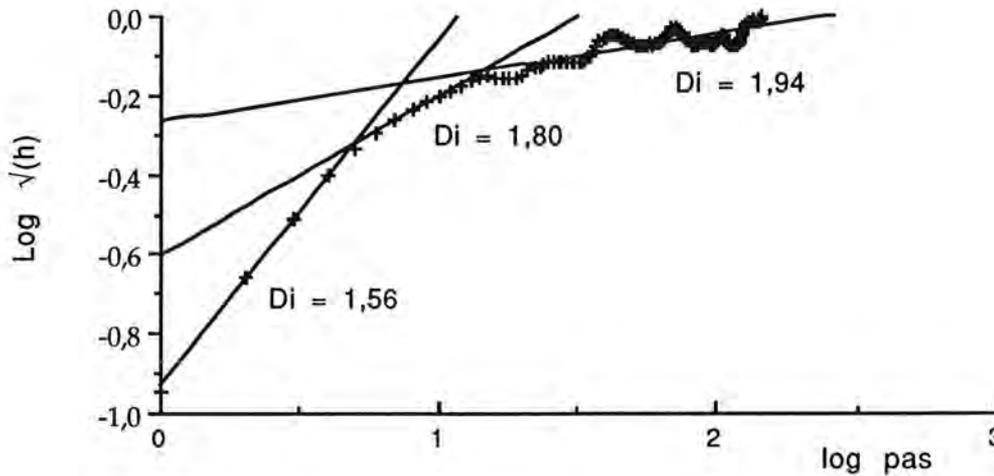


Fig 3-44 : Exemple de périodicités observées sur un variogramme en log-log (photogramme binarisé).

Cette périodicité est de l'ordre de 0,3 à 0,4 mm, ce qui correspond tout à fait aux portées des micrographies MEB. C'est donc bien quelques microstructures initiales (toujours au sens des physiciens), quelques agrégats élémentaires sables-limons-argiles qui s'autocorrèlent afin de donner une "macrostructure" fractale (déjà caractérisée à l'aide des dimensions fractales de masse) au sein de laquelle existe néanmoins un certain degré d'ordre, une répétition périodique de microstructures élémentaires.

Ce type d'organisation caractérise notamment les fractals déterministes telle la poussière de Cantor (Gouyet, 1992). Cela conforte à nouveau tous nos résultats montrant que les sols étudiés sont des milieux poreux fractals très sensibles aux conditions initiales et que leur génèse, à l'échelle millimétrique ou centimétrique, est un processus désordonné, mais fractal plutôt déterministe.



## Annexes du chapitre III

### Quelques définitions

$$\text{Variance : } \partial^2 = E\{Z_t - m\}^2 = E\{Z_t^2 - 2mZ_t + m^2\} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \text{Covariance : } \quad C(h) &= E\{(Z_t - m)(Z_{t+h} - m)\} \\ C(h) &= E\{Z_t Z_{t+h} - mZ_{t+h} - mZ_t + m^2\} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \text{Variogramme : } \quad 2\gamma(h) &= E\{(Z_t - Z_{t+h})^2\} \\ 2\gamma(h) &= E\{Z_t^2 - 2Z_t Z_{t+h} + Z_{t+h}^2\} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\text{Corrélogramme : } \rho(h) = C(h) / \partial^2 \quad (4)$$

avec  $E\{ \}$  = Espérance mathématique  
 $t$  = temps  
 $m$  = moyenne  
 $Z_t$  = Amplitude du mouvement au temps  $t$

### Annexe III-1 démonstration de $\rho(h) = 2^{2H-1-1}$

Soit la fonction de corrélation  $\rho(h) = E | Z_{(t)} \cdot Z_{(-t)} | / E(Z_{(t)})^2$

On sait que  $E | Z_{(t)} - Z_{(-t)} |^2$  peut être écrit sous la forme

$$E | Z_{(t)} - Z_{(-t)} |^2 = |2t|^{2H} \quad (5)$$

Par développement,

$$E | Z_{(t)} - Z_{(-t)} |^2 = E Z_{(t)}^2 - 2E Z_{(t)} Z_{(-t)} - E Z_{(-t)}^2 \quad (6)$$

Il convient pour simplifier les équations d'introduire les hypothèses de stationnarité :

- les structures possèdent une certaine homogénéité qui permet de considérer leurs propriétés statistiques comme indépendantes des interdistances, très proches,  $t$  et  $(t+h)$ . On parle de processus stationnaires

==> la moyenne  $m$  et la variance  $(Z_{(t)})^2$  sont indépendantes de  $h$  et sont constantes soit :  $E\{Z_t\} = m$

Cette espérance est également appelée dérive

C'est une des propriété de l'hypothèse de stationnarité d'ordre 1

- l'hypothèse de stationnarité d'ordre 2 peut également être introduire. Il suffit de se limiter aux seuls moments des 2 premiers ordres.

$Z_{(t)}$  et  $Z_{(t+h)}$  sont identiques quel-que-soit le vecteur  $|h|$  soit:

$$E\{Z_{(t)}\} = E\{Z_{(t+h)}\} \text{ d'ou } E\{Z_{(t)}\} = E\{Z_{(t+h)}\} = m$$

Avec  $E\{Z(t)\}=E\{Z(t+h)\}$ , (6)  $\Leftrightarrow 2EZ(t)^2 - 2EZ(t)Z(-t)$   
d'ou  $EZ(t)Z(-t) = 1/2(|2t|^{2H}) - EZ(t)^2$

Pour deux temps très proches t et 0 (5)  $\Leftrightarrow |t|^{2H} = E|Z(t)|^2$

$$\begin{aligned} \text{alors } p(h) &= (1/2(|2t|^{2H}) - EZ(t)^2) / |t|^{2H} \\ &= 1/2(2t/t)^{2H-1} \\ &= 1/2(2)^{2H-1} \\ &= 2^{2H-1} - 1 \end{aligned}$$

### Annexe III-2 Démonstration de la relation $\gamma(h) = 1 - p(h)$

les équations (1) et (4), avec les hypothèses de stationnarité, peuvent être simplifiées :

$$\begin{aligned} (1) \Rightarrow \quad \partial^2 &= E\{Z_t^2 - 2m^2 + m^2\} \\ &= E\{Z_t^2 - m^2\} \end{aligned} \tag{7}$$

$$\begin{aligned} (2) \Rightarrow \quad C(h) &= E\{Z_t Z_{t+h} - m^2 - m^2 + m^2\} \\ C(h) &= E\{Z_t Z_{t+h} - m^2\} \end{aligned} \tag{8}$$

$$\text{soit } C(0) = E\{Z_t^2 - m^2\} = \partial^2$$

$$\begin{aligned} (3) \Rightarrow \quad 2\gamma(h) &= E\{Z_t^2 - 2Z_t Z_{t+h} + Z_{t+h}^2\} \\ 2\gamma(h) &= E\{2Z_t^2 - 2Z_t Z_{t+h}\} \\ \text{soit } \gamma(h) &= E\{Z_t^2 - Z_t Z_{t+h}\} \\ \text{d'ou } \gamma(h) &= C(0) - C(h) \end{aligned} \tag{9}$$

$$(4) \Rightarrow C(h) = C(0) p(h) \tag{10}$$

(9) et (10) nous permettent donc d'écrire  $\gamma(h) = C(0) [1-p(h)]$

Dans un grand nombre de cas pratiques, il a été constaté que la corrélation entre deux variables  $Z_t$  et  $Z_{t+h}$  "s'évanouit" aux grandes distances c'est-à-dire :  $C(h) \rightarrow 0$  quand  $h \rightarrow \infty$

$$\text{donc quand } h \rightarrow \infty : (9) \Rightarrow \gamma(\infty) = C(0) \tag{11}$$

Dans notre étude les caractéristiques de nos variogrammes sont du type "schéma exponentiel à palier"

$$\text{Dans ce type de schéma quand } h \rightarrow \infty, \gamma(\infty) = 1 \tag{12}$$

d'où (11) et (12)  $\Rightarrow C(0) = 1$

On montre ainsi que  $\gamma(h) = 1 - p(h)$

**Annexe III-3**  
**Auto affinité de la fonction  $I(p)=p^{2H}$**

Dans le cas d'une telle fonction de type loi puissance si on introduit un changement d'échelle le long de l'axe des abscisses :

$$p \implies Ap$$

$$\begin{aligned} \Delta I(Ap)^2 &= |Ap^2 - Ap1|^{2H} \\ &= |A(p^2-p1)|^{2H} \\ &= A^{2H} |(p^2-p1)|^{2H} \\ &= A^{2H} \Delta I(p)^2 \end{aligned}$$

Pour un changement d'échelle le long de l'axe des abscisses  $p \implies Ap$  il y a, pour l'axe des ordonnées, un facteur  $A^H$

Dans un tel cas on parle d'autoaffinité de la fonction.

**Annexe III-4**  
**Calcul de D à partir de la pente 2H du variogramme**

Dans le cas d'une courbe auto affine telle  $I(p)$ , si on considère un intervalle  $\Delta p = 1$  correspondant à une variation verticale  $\Delta I = 1$  alors le changement  $\Delta p \rightarrow A\Delta p$  transforme  $\Delta I$  en  $A^H\Delta I$

Si on divise  $\Delta p$  en  $n$  parts, soit  $\Delta p = 1/n$  alors  $\Delta I$  est divisé en  $n^H$  parts soit  $\Delta I' = 1/n^H$

Selon la méthode dite des carrés emboîtés, on pave les portions de courbes  $\Delta I'$  par  $(1/n^H)/(1/n) = n/n^H$  boîtes carrées de côté  $1/n$  selon l'axe  $I$  et on répète l'opération  $n$  fois selon l'axe  $p$  soit au total  $N = n \cdot n/n^H = n^{2-H}$

On obtient donc une loi puissance dont la dimension fractale est  $D = 2 - H$   
 soit  $H = 2 - D$

A partir de la relation  $I=p^{2H}$  on a  $2H = 4 - 2D$

**Annexe III-5**  
**La dimension fractale d'un mouvement brownien, pour un grand nombre de pas, est toujours égale à 2**

Si on considère une succession aléatoire de sauts  $r$  de particules, de longueur  $a$ , de la distance 0 à  $n$ .

Cette marche brownienne de  $N$  pas est caractérisée par :

$$R_n = r_1 + r_2 + r_3 + \dots + r_n$$

$$\text{La distance totale parcourue sera } L = Na \tag{13}$$

$$\text{la variance d'une telle marche sera : } R^2 = E\{r_n r_m\} \tag{14}$$

$$\text{Pour deux pas très proches (14) } \implies R^2 = E\{r_n r_n\} = R^2 = E\{r_n\}^2 \tag{15}$$

$$r \text{ étant caractérisé par } a, (15) \implies R^2 = Na^2 \text{ soit } N = (R/a)^2 \tag{16}$$

$$(15) \text{ et } (16) \implies L = R^2/a \implies \text{Log}L = 2\text{log}R - \text{Log}a \text{ et } \text{Log}a = \text{Cte}$$

La pente de la droite est égale à 2 soit  $D=2$

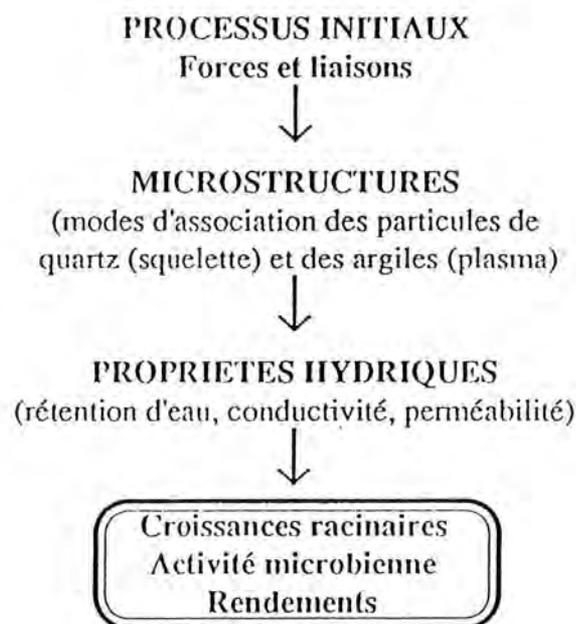
# CONCLUSIONS GENERALES



Ce travail de recherche, entrepris dans le cadre d'un projet CEE d'agronomie tropicale conduit au Mali et au Burkina faso et piloté par le CIRAD-CA, avait un double objectif :

- agronomique en essayant de préciser l'impact des propriétés physiques de ces sols ferrugineux tropicaux (horizons de surface) sur les rendements et, réciproquement, en étudiant l'effet de rotations de cultures et de traitements vis-à-vis de ces propriétés.

- physique et pédologique en caractérisant les horizons de surfaces, de ces milieux poreux désordonnés, à l'aide de l'analyse d'image et de la géométrie fractale afin (i) d'obtenir des informations sur les lois d'échelle de ces microstructures et sur les mécanismes d'agrégation sous-jacent et (ii) d'en déduire des lois de comportements au niveau des propriétés hydriques, facteurs de contrôle de la croissance des plantes (Fig. 1).



**Fig 1 : Caractérisation des microstructures des sols ferrugineux tropicaux : source d'information sur les mécanismes d'agrégation sous-jacents et sur les propriétés hydriques qui en découlent.**

Notre participation au diagnostic agronomique de fertilité des sols a eu pour cadre la station agronomique de Saria (Burkina faso) gérée par l'INERA. ce travail a révélé que :

- (i) les rotations de culture n'avaient aucune influence statistique sur les propriétés structurales des sols,
- (ii) l'apport de fumure organique avait tendance à rendre les agrégats des sols plus résistants à l'action de l'eau et les microstructures plus poreuses et plus hétérogènes,

- (iii) les rendements en grains de sorgho dépendaient à la fois de la fertilité chimique des sols (CEC) et de leur fertilité physique (stabilités structurales, porosités), les matières organiques ayant un impact positif à la fois sur les propriétés physico-chimiques et sur les stabilités structurales de ces sols.

Le rôle bénéfique du stock d'argiles a également été révélé pour l'ensemble des sols maliens et burkinabés étudiés. En effet, le stock de matières organiques est étroitement dépendant de ce stock de colloïdes minéraux et ce d'autant plus qu'ils sont riches en oxyhydroxydes de fer, particulièrement réactifs vis-à-vis des macromolécules organiques.

Le concept d'associations kaolinites-oxyhydroxydes de fer bien cristallisés-matières organiques correspond bien à une réalité physique (analyses statistiques, caractérisations de fractions argileuses et d'agrégats stables à l'eau).

Nous avons pu établir que les stabilités sturcturales, les typologies et les degrés d'hétérogénéité des microstructures des 70 sols ferrugineux tropicaux étudiés étaient fonction de cette quantité d'argiles organo-minérales.

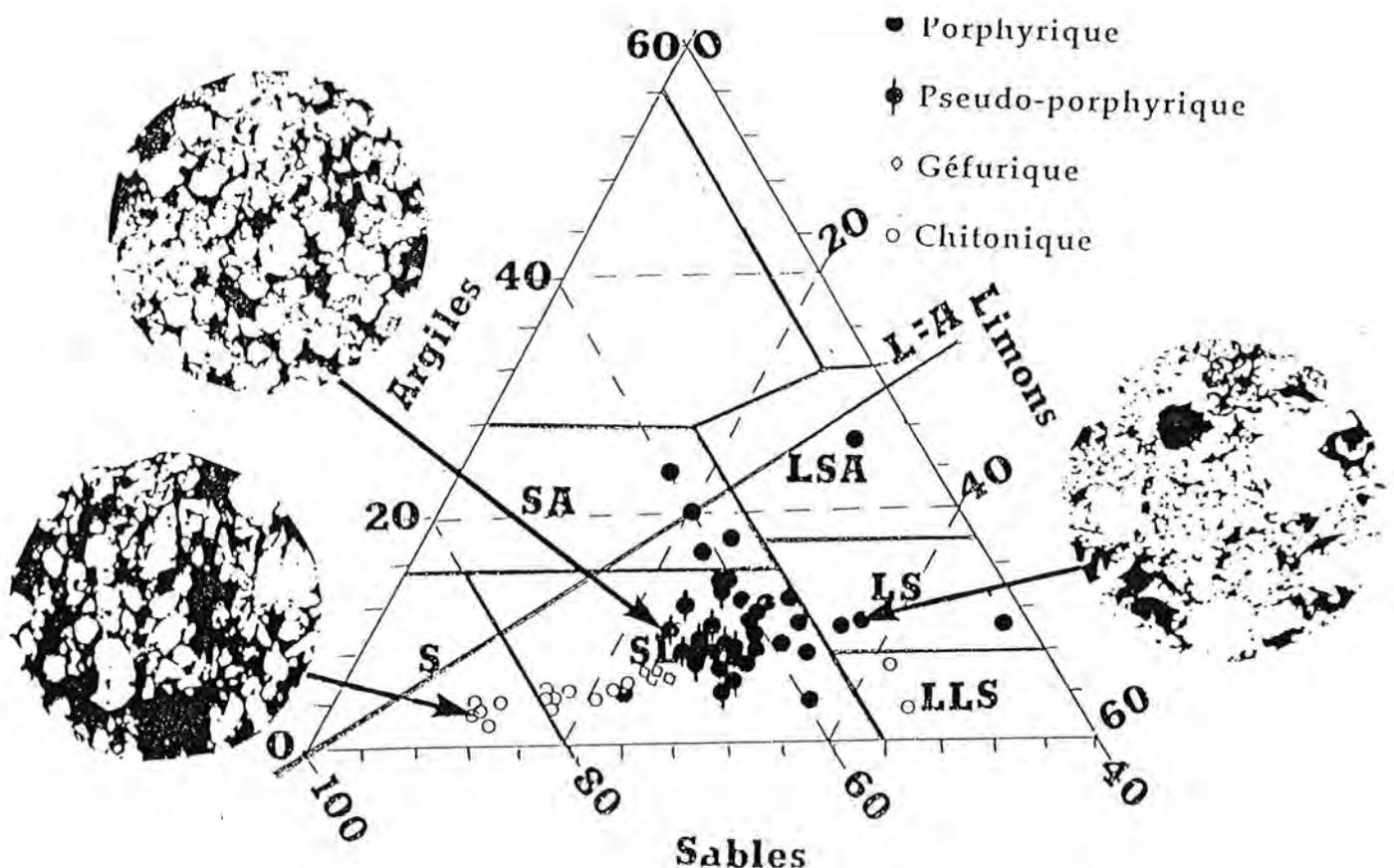


Fig 3-6 : Typologie des microstructures et textures (terres fines) des horizons de surface des sols ferrugineux tropicaux étudiés.

C'est ainsi que les horizons de surface de sols ferrugineux tropicaux étudiés se différencient nettement en trois grands types de microstructures : chitonique, géfuriqque et porphyrique (Fig. 2), les deux premières se développant dans les des sols sableux à faible quantité de plasma (argiles organo-minérales), soit principalement dans les sols maliens, les plus riches en sables quartzeux hérités des grés. A l'opposé, les sols qui présentent une microstructure de type porphyrique sont principalement les sols burkinabés, riches en limons, en argiles et en oxyhydroxydes de fer, hérités des gneiss et des migmatites, riches en minéraux ferro-magnésiens. Les particules sont alors intimement liées les unes aux autres, ce qui leur confère un caractère hétérogène et emboité marqué, par opposition aux sols à distribution chitonique où les particules semblent juste juxtaposées les unes à coté des autres et associées par des liens, des ponts faibles.

Il est essentiel de noter que ces microstructures (i) sont situées dans la partie de l'horizon de surface non perturbée par la pluie, à près de 10 centimètres de profondeur et (ii) correspondent à des échelles d'observation allant de 10 microns au millimètre (microscopie électronique à balayage, électrons rétrodiffusés) correspondant aux porosités "texturales" des pédologues français (Monnier *et al*, 1973 ; Stengel, 1979 ; Fies et Stengel, 1981).

Leurs porosités, de l'ordre de 0,4-0,5, sont du même ordre de grandeur que les porosités d'autres horizons de surface de sols ferrugineux tropicaux d'Afrique de l'Ouest (Charreau et Nicou, 1971 ; Nicou, 1974 ; Hoogmoed, 1985), d'Amérique du sud (Pla *et al*, 1979) ou d'Asie (Da Alwis et Pluth, 1976) également prélevés en saison sèche.

Le résultat essentiel de ce mémoire est que cette porosité ( $\Phi$ ), si importante en matières de propriétés hydriques et agronomiques ( en matière d'agronomie tropicale pour de tels sols sableux : Charreau et Nicou, 1971 ; Nicou et Chopart, 1979 ; nos propres résultats), est étroitement contrôlée par un invariant d'échelle la dimension fractale de masse ( $D_m$ ) ( $\Phi = 1 - R^{D_m-2}$ , R étant le côté de la boîte carrée observée) (Fig. 3), qui serait elle même engendrée par un mécanisme précis d'agrégation, l'agrégation *particule-amas limitée par diffusion* (Gouyet, 1992).

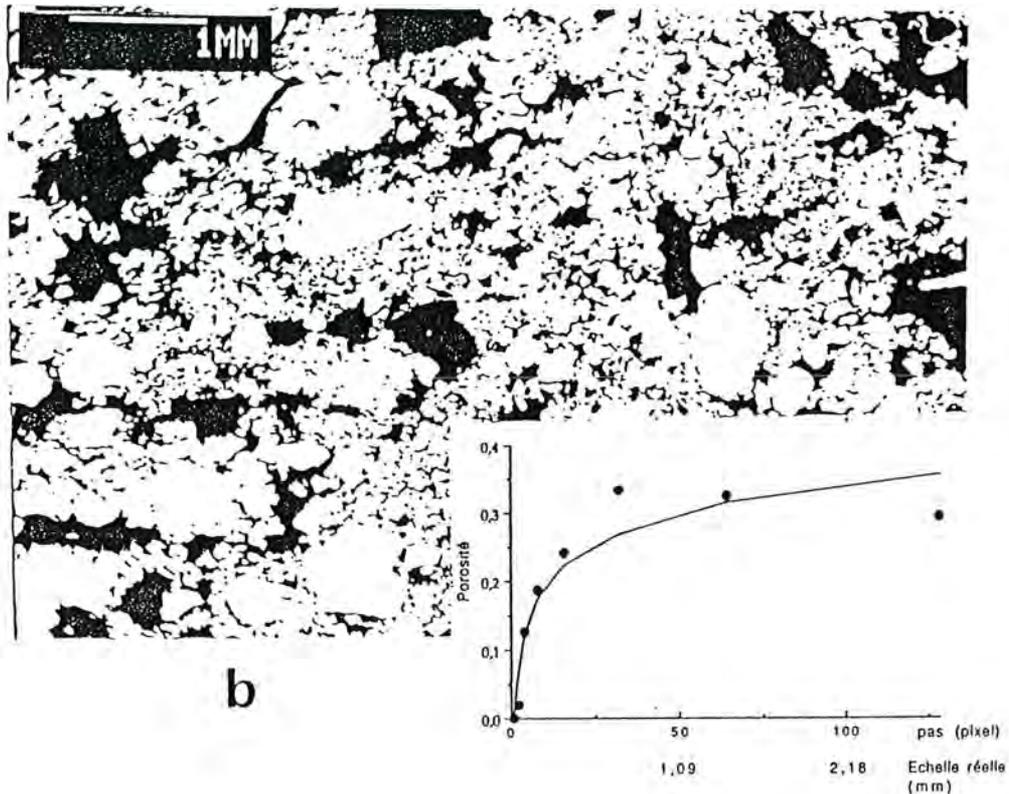


Fig. 3 : Microstructures des horizons de surface des sols sableux de la station agronomique de Saria en 1989 (a) et en 1990 (b) : micrographies MEB et évolution de leur porosité  $\Phi$  en fonction de l'échelle d'observation R (en pixels d'image et en millimètres réels) et courbe théorique  $\Phi = 1 - R^{Dm-2}$  correspondante.

Réciproquement, à une échelle d'observation donnée, la porosité diminue en fonction de la dimension fractale  $D_m$  (Fig 4). A une échelle d'observation donnée, il est donc ainsi possible, à partir d'une simple mesure de la porosité, d'extrapoler et de connaître le degré d'hétérogénéité d'un sol sableux tropical (sa dimension fractale  $D_m$ ), à l'aide d'abaques du type de celles des figures 4 et 5.

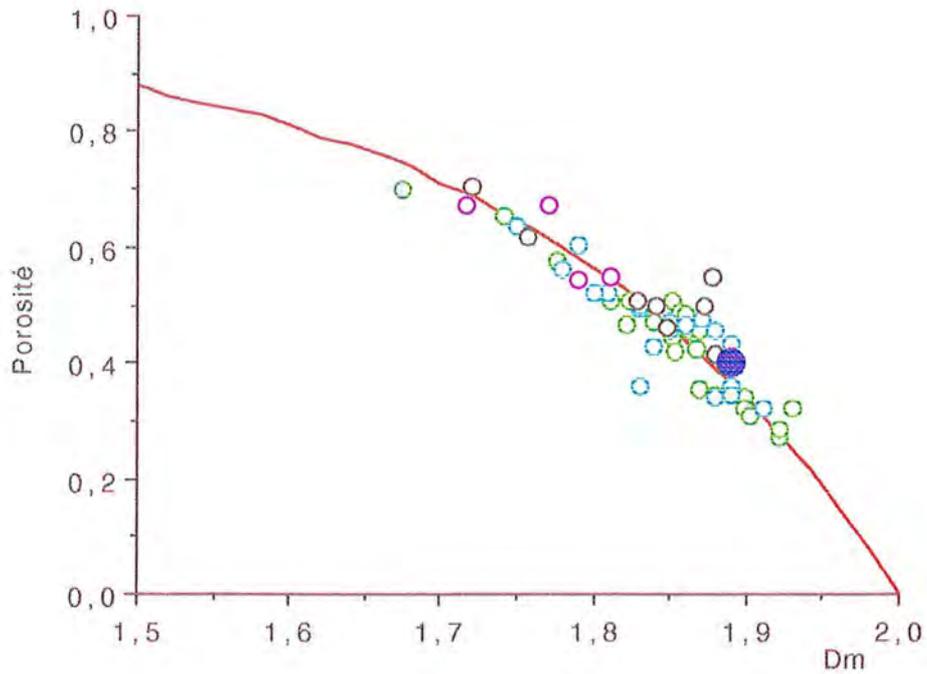


Fig. 4 : Evolution de la porosité, mesurée à l'échelle de 64 pixels (dans la gamme d'échelles 16-25 microns à 2,1-3,2 millimètres, en fonction de la dimension fractale de masse  $D_m$  et courbe théorique correspondante. Les micrographies MEB des sols étudiés sont représentées sous forme de cercles ouverts alors que le tamis de Sierpinski l'est sous forme de cercle fermé.

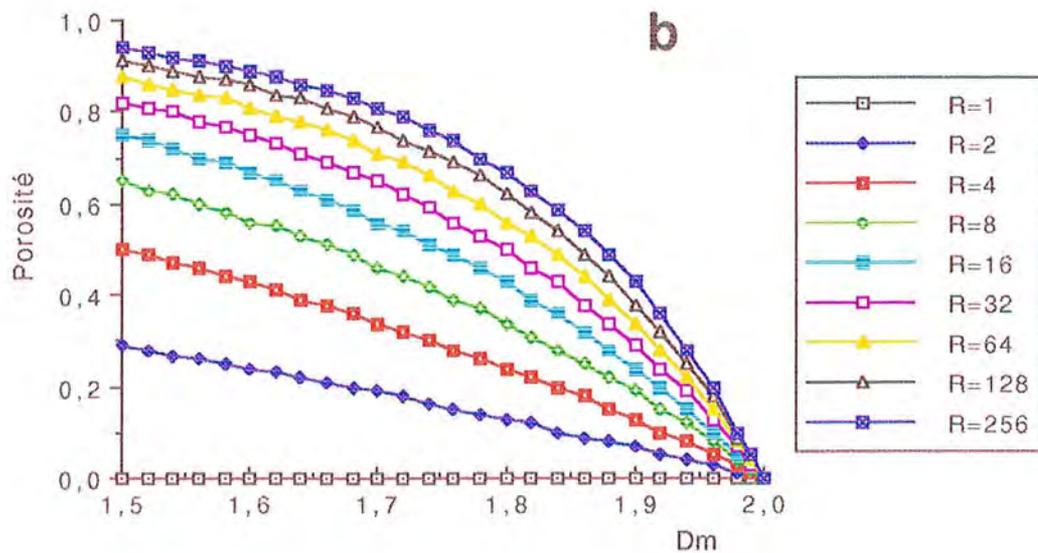


Fig 5 : Modélisation de la porosité en fonction de la dimension fractale de masse  $D_m$ .

Cette augmentation de la porosité en fonction de l'échelle d'observation avait été détectée, de façon pionnière, par Nicou (1974). elle est particulièrement marquée dans le domaine des pores dits de stockage d'eau, de 1 à 50  $\mu\text{m}$ , dans lequel la plante vient puiser l'eau dont elle a besoin.

Ces lois physiques d'organisation des particules et des agrégats des sols sont extrêmement importantes. En effet, ce sont elles qui expliquent pour une large part les courbes de rétention d'eau (Tyler et Wheatcraft, 1989, 1990 a, b ; Rieu et Sposito, 1991 a,b) et les perméabilités des sols (Toledo *et al.*, 1990).

La connaissance de la géométrie des associations des particules et des agrégats de ces sols sableux tropicaux permet donc d'en déduire certaines propriétés hydriques potentielles de ces sols.

La principale perspective de notre recherche consisterait justement à confirmer cela en étudiant les relations existant entre les structures des horizons de surface de ces sols ferrugineux et leurs propriétés hydriques (rétention d'eau, transfert sol-plante), en sachant qu'il faudrait y intégrer alors les croûtes de surface (Casenave et valentin, 1989).

Chrétien (1986) avait déjà établi que la porosité de sols sableux tempérés était quasiment la même quelle que soit la taille des particules mais que par contre une distribution granulométrique étalée induisait une distribution détaillée de pores également hétérogène.

Notre travail prolonge ces résultats en indiquant que ce sont les degrés d'hétérogénéité et d'interaction qui sont essentiels dans ces sols sableux.

Ces résultats sont d'ailleurs confortés et précisés par l'approche géostatistique et fractale :

- (i) il existe bien, pour chaque groupe de sols, un domaine "représentatif" élémentaire (repéré à partir des portées des variogrammes) de très petite taille (0,1 à 0,3 mm) et qui est étroitement contrôlé par les quantités d'argiles. Les phénomènes de persistance observés sur les variogrammes montrent que la variabilité qui existe dans une microzone va se retrouver dans la microzone voisine.

- (ii) ces microstructures vont, par des phénomènes d'emboîtement d'échelle (très bien observés à partir des corrélogrammes), s'autocorréler entre elles pour ainsi créer la macrostructuration observée.

-(iii) au sein de cette macrostructure il semble exister un certain degré d'ordre caractérisé par une périodicité sur les variogrammes.

La structure macroscopique résulte donc d'une cascade de microstructures à des échelles croissantes. Ces cascades suivent des lois simples traduites par un puissant révélateur d'hétérogénéité et d'interaction la dimension fractale de masse.

Mais, comme nous l'avons mentionné au cours de ce mémoire, la géométrie d'un sol ferrugineux tropical (d'un milieu poreux fractal) est souvent insuffisamment caractérisé par sa seule dimension fractale de masse, tout particulièrement si l'on s'intéresse à ses propriétés de transfert et à la gestion de l'eau dans les sols. Il est alors nécessaire d'utiliser d'autres dimensions fractales, par exemple celles de surface (interface) et de connectivité (lacunarité ramification, connection) (perspectives de ce mémoire).

# REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

- Adler, P.M., Jacquin, C.G. et Quiblier, J.A., 1990.** Flow in simulated porous media. *Int. J. of Multiphase Flow*, 16 : 691-712.
- Ahl, Ch. et Niemeyer, J., 1989.** The fractal dimension of the pore-volume inside soils. *Z. Pflanzenemähr Bodenk*, 152 : 457-458.
- Andreux, F., 1979.** Génèse et propriétés des molécules humiques. In *Pédologie, Tome 2, Constituants et propriétés des sols*. Masson Edt. : 96-122.
- Andreux, F., Bruckert, S. Correa, A. et Souchier, B., 1980.** Sur une méthode de fractionnement physique et chimique des agrégats des sols : origine possible de la matière organique des fractions obtenues. *C.R.Acad. Sci. Paris*, 291 (série D) : 381-385.
- Armstrong, A., 1986.** On the fractal dimension of some transient soil properties. *J of Soil Sci.*, 37 : 641-652.
- Asudamu, K., Gilkes, R.J., Churchward, H.M. et Armitage, T.M., 1987.** Detailed characterization of quartz grains in two sandy soils, Western Australia. *Geoderma*, 41 : 29-47.
- Barriuso, E., 1985.** Caractérisation des fractions organo-minérales et des constituants humiques d'un sol de pelouse subalpine. Thèse Doct. Univ. Nancy I.
- Bartoli, F., Philippy, R. et Burtin, G., 1988.** Aggregation in soils with small amounts of swelling clays. I. Aggregate stability. *J. of Soil Science*, 39 : 593-616.
- Bartoli, F., Burtin, G. et Herbillon, A.J., 1991a.** Dissagregation and clay dispersion of oxisols : Na resin, a recommended methodology. *Geoderma*, 49 : 301-317.
- Bartoli, F. Philippy, R. Doirisse, M., Nicquet, S. et Dubuit, M., 1991b.** Structure and self similarity in silty and sandy soils : the fractal approach. *J. of Soil Science*, 42 : 167-185.
- Bartoli, F., Philippy, R. et Burtin, G., 1992.** Poorly-ordered hydrous Fe oxides, colloidal dispersion and soil aggregation. II. Modification of silty soil aggregation by addition of Fe (III) polycations associated or not with humic molecule models. *J. of Soil Science*, 43 : 59-75.
- Bartoli, F., Burtin, G., Philippy, R. et Gras, F., 1993.** Influence of fit root zone in soil structure in a 23 m forest transect : the fractal approach. *Geoderma*, 56 : 67-85.
- Bassot, J.P. et Traoré, E., 1981.** Carte géologique de la république du Mali au 1/1 000 000.
- Bauer, A. et Black, A.L., 1992.** Organic carbon effects on available water capacity of three soil textural groups. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, 56 : 248-254
- × **Ben Ohoud, M., 1988.** Etude comparative de l'organisation des matériaux argileux en terme de dimensions fractales. Thèse Doct. Univ. Orléans.
- Bisdorn, E.B.A. et Thiel, F., 1981.** Backscattered electron scanning images of porosities in thin sections of soils, weathered rocks and oil gas

- reservoir rocks using SEM-EDXRA. In *Submicroscopy of soils and weathered rocks*, Pudoc, Wageningen, Bisdorn, E.D.A. Edt. : 191-206.
- Bloin, M., Philippy, R. et Bartoli, F., 1990.** Dossier de valorisation d'un prototype de valorisation des sols. Enveloppe Soleau N°37038, Institut National de la propriété Industrielle, Paris.
- Bocquier, G., Munier, J.P. et Boulange, B., 1984.** Les latérites-connaissances et perspectives actuelles sur les mécanismes de leur différenciation. In *Association Française pour l'étude du sol, Livre jubilaire du cinquantenaire* : 129-138.
- Boiffin, J. 1984.** La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse Doct. Ing. INA-PG, Paris.
- Bourgeon, G., 1992.** Mécanismes d'agrégation des sols tropicaux pauvres en argiles gonflantes. Rapport CEE.
- Brewers, R., 1979.** Relationships between particle size, fabric and other factors in some Australian soils. *Aust. J of Soil Res.*, 17 : 29-41.
- Brink, R.H.Jr, Dubach, P. et Lynch, D.L., 1960.** Measurement of carbohydrates in soils hydrolyses with anthrone. *Soil Science*, 1, 157-166.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Trusina, T. et Babel, U., 1985.** Handbook for soil thin section description. Wayne Research publication.
- Burrough, P.A., 1981.** Fractal dimensions of landscapes and other environmental data. *Nature*, 294 : 240-242.
- Burrough, P.A., 1983a.** Multiscale sources of spatial variations in soil. I. The applications of fractal concepts to nested levels of soil variation. *J of Soil Science*, 34 : 577-597.
- Burrough, P.A., 1983a.** Multiscale sources of spatial variations in soil. II. A non brownian fractal model and its application in soil survey. *J of Soil Science*, 34 : 599-620.
- Burrough, P.A., 1989.** Fractals and geochemistry. In *The fractal approach to heterogeneous chemistry*. Avnir, D. Edt. Wiley & Sons Ltd : 383-406.
- Camard, P., Chermant, J.L. et Coster, M., 1978.** IIème Symposium Européen d'analyse d'image en sciences des matériaux, biologie et médecine., Caen, 4-7 Oct. 1978. *Pract. Met.*, 78, 58, 126 et *Mem. Scient. Rev. Met.*, 78, 75, 671.
- Cambier, Ph. et Prost, R., 1981.** Etude des associations argile-oxyde : organisation des constituants d'un matériau ferrallitique. *Agronomie*, 1, 9 : 713-722.
- Casenave, A. et Valentin, C., 1989.** Les états de surface de la zone sahéenne. Influence sur l'infiltration. ORSTOM Edt.
- Charreau, C. et Nicou, R., 1971.** L'amélioration du profil cultural dans les sols sableux et sablo-argileux de la zone tropicale sèche ouest-africaine et ses incidences agronomiques. *Bull. Agron.*, 23, IRAT, Paris.

- Cheshire, M.V.**, 1979. Nature and origin of carbohydrates in soils. Academic press, London.
- Chrétien, J.**, 1986. Rôle du squelette dans l'organisation des sols. Conséquence sur les caractéristiques de l'espace poral des sols sur arènes et sur terrasses fluviales. Thèse Doct d'état, Univ. de Dijon.
- Chrétien, J. et Bisdom, E.B.A.**, 1983. The development of soil porosity in experimental sandy soils with clay admixtures as examined by Quantimet 720 from BESI and by other techniques. *Geoderma*, 30 : 285-302.
- Combeau, A. et Quantin, P.**, 1963. Observations sur les variations dans le temps de la stabilité structurale des sols en régions tropicales. Cahier ORSTOM série Pédologie, 3 : 17-32.
- Coster, M. et Chermant, J.L.**, 1989. Précis d'analyses d'images. Presse du CNRS.
- C.P.C.S.**, 1967. Classification des sols. Commission de Pédologie et de classement des sols. ENSA-Grignon.
- Crawford, J.W., Ritz, K et Ypung, I.M.**, 1993. Quantification of fungal morphology, gaseous transport and microbial dynamics in soil : an integrated framework utilising fractal geometry. *Geoderma*, 56 : 157-172.
- Culling, W.E.H.**, 1986. Highly erratic spatial variability of soil-pH on Iping Common, West Sussex. *Catena*, 13 : 81-98.
- Daamen, C.J., Xiao, Z. et Robinson, J.A.**, 1990. Estimation of water-retention function using scaling theory and soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54 : 8-13.
- Dabin, B.**, 1988. Les matières organiques dans les sols tropicaux normalement drainés. Cahier ORSTOM série Pédologie, XVIII, 3/4 : 197-215.
- Davy, P., Sornette, A. et Sornette, D.**, 1990. Some consequence of a proposed fractal nature of continental faulting. *Nature*, 348 : 56-58.
- De Alwis, K.A. et Pluth, D.J.**, 1976. The red latosols of Sri Lanka : I. Morphological, Physical and Chemical properties, genesis and class. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40 : 912-920.
- Doirisse, M.**, 1989. Note technique concernant le prélèvement, l'imprégnation et la confection de lames minces de sols au Centre de Pédologie Biologique, Vandoeuvre-lès-Nancy. Note technique, 31.
- Doormar, J.F. et Lynch, D.L.**, 1962. Amendments to the determination of "uronic acids" in soils with carbazole. *Soil Sci. Soc. of Amer. Proc.*, 26 : 251-254.
- Dubois, M.I., Gilles, K.A., Hamilton, J.K., Robert, P.A. et Smith, F.**, 1956. Colorimetric method for détermination of sugar and related substances. *Anal Chemical*, 28 : 350-356.
- Duchaufour, Ph.**, 1977 *Pédologie Tome 1*, Masson, Paris.

- Dutartre, Ph.** 1989. Constituants organiques et associations organo-minérales : agrégation de sols tropicaux sableux. DEA de Pédologie, Nancy.
- Dutartre, Ph, Bartoli, F., Andreux, F., Portal, J.M. et Angé, A.,** 1993. Influence of content and nature of organic matter on the structure of some sandy soils from Western Africa. *Geoderma*, 56 : 459-478.
- Eldin, M.,** 1984. Caractérisation de la sécheresse. Synthèse introductive. In *La sécheresse en zone intertropicale. Pour une lutte intégrée. Actes du colloques "Résistance à la sécheresse en milieu intertropical : quelles recherches pour le moyen terme ?"*, Dakar, Sénégal, 24-27 Sept., Paris, CIRAD-CILF : 13-20.
- Elliot, E.T., Palm, C.A., Reuss, D.E. et Monz, C.A.,** 1991. Organic matter contained in soil aggregates from a tropical chronosequence : correction for sand and light fraction. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 34 : 443-451.
- Fauck, R.,** 1972. Contribution à l'étude des sols des régions tropicales. Les sols rouges sur sables et cuir grès d'Afrique Occidentale. Thèse Doct. d'état. Univ. Strasbourg.
- Fauck, R., Moureau, C. et Thomann, Ch.,** 1969. Bilan de l'évolution des sols de Séfa (Casamance, Sénégal). *L'agron. Trop.*, 24, 3 : 263-301.
- Feder, J.,** 1988. *Fractals*. Plenum Press, New York.
- Feller, Ch., Bernhard Reversat, F., Garcia, J.L., Pantier, J.J., Roussos, S. et Van Vliet Lanoe, B.,** 1983. Etude de la matière organique de différentes fractions granulométriques d'un sol sableux tropical. Effet d'un amendement organique (compost). *Cah. ORSTOM série Pédologie*, XX, 3 : 223-238.
- Ferrow, E. et Roots, M.,** 1989. A preparation technique for TEM specimens ; application to synthetic Mg-chorite. *Eur. J. Miner.*, 1 : 815-819.
- Ferry, B.,** 1992. Etude des humus forestiers de la région des ghâts occidentaux (Inde du sud) : facteurs climatiques, édaphiques et biologiques intervenant dans le stockage de la matière organique du sol. Thèse Doct Univ. Nancy I,
- Figuera, H. et Stoops, G.,** 1983. Application of micromorphometric techniques to the experimental study of vesicular layer formation. *Pedologie*, 33, 1 : 77-89.
- Fies, J.C. et Stengel, P.,** 1981. Densité texturale de sols naturels. II. Eléments d'interprétation. *Agronomie*, 1, 8 : 659-666.
- Fies, J.C.,** 1984. Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelette : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie au mercure. *Agronomie*, 4, 9 : 891-899.
- Fortier, M. et Bartoli, F.,** 1993. Communication orale.
- Freyssinet, O.P.,** 1991. Géochimie et minéralogie des latérites du Sud-Mali. Document du BRGM N°203, BRGM Edt.

- Friesen, W.I. et Mikula, R.J., 1987.** Fractal dimension of coal particles. *J. of Colloid and Interface Sci.*, 120, 1, 263-271.
- Fripiat, J.J., 1989.** Porosity and adsorption isotherms. In *The fractal approach to heterogeneous chemistry, surfaces, colloids, polymers.* Avnir Edt., Wiley, New York : 331-339.
- Gascuel Odoux, 1984.** Application de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol. Thèse de doct. Ing. ENSMP Fontainebleau et ENSA-INRA, Rennes.
- Glasbey, C.A., Horgan, G.W. et Darbyshire, J.F., 1990.** Image analysis and three-dimensional modelling of pores in soil aggregates. *J. of Soil Science.*, 42 : 479-486.
- ☉ **Gouyet, J.F., 1992.** Physique et structures fractales. Masson et Cie Edt.
- Gückert, A., 1973.** Contribution à l'étude des polysaccharides dans les sols et à leur rôle dans les mécanismes d'agrégation. Thèse Doct. Univ Nancy I.
- Guillet, E. et Jeanroy, E., 1985.** Note sur une méthode chimique d'évaluation des substances dans les oxydes et/ou oxyhydroxydes de fer. *Science du Sol*, 1985, 1 : 37-40.
- Hamblin, A.P. et Greenland, D.J., 1977.** Effect of organic constituents and complexed metal ions on aggregate stability of some east anglian soils. *J. of Soil Science.*, 28 : 410-416.
- Hatano, R., Kawamura, N., Ikeda, J. et Sakuma, T., 1992.** Evaluation of the effect of morphological features of flow paths on solute transport by using fractal dimensions of methylene blue staining pattern. *Geoderma*, 53 : 31-44
- Hatano, R. et Booltink, H.W.G., 1992.** Using fractal dimensions of stained flow patterns in a clay soil to predict bypass flow. *Journal of Hydrology*, 135 : 121-131.
- Henin, S., Gras, R. et Monnier, G., 1969.** Le profil cultural. L'état physique du sol et ses conséquences agronomiques. Seconde édition. Masson et Cie, Paris.
- Hofman, G. et De Leenher, L., 1975.** Influence of soil pre-wetting on aggregate unstability. *Pédologie*, 25 : 190-198.
- Hoogmoed, W.B. et Stroosnijder, L., 1984.** Crust formation on sandy soils in sahel I. Rainfall and infiltration. *Soil Tillage Res.*, 4 : 5-23.
- Hoogmoed, W.B., 1985.** Crusting and sealing problems on west african soils. International symposium on the assessment of soil surface. sealing and crusting, Ghent, Belgique, 48-57.
- Hurst, H.E., 1951.** Long terme storage capacity of reservoirs. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, 116, 770.
- Huang, C. et Bradford, J.M., 1992.** Application of a laser scanner to quantify soil microtopography. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.*, 14-21.

- Jacquin, Ch.G. et Adler, P.M., 1987.** Fractal porous media II : geometry of porous geological structures. *Transport in Porous media*, 2 : 571-596.
- Janel, Ph., Jocteur Monrozier, L. et Toutain, F., 1979.** Caractérisation de l'azote des litières et des sols par hydrolyse acide. *Soil Biol. Bioch.*, 11 : 141-146.
- Jeanroy, E., 1983.** Diagnostic des formes du fer dans les pédogénèses tempérées. Evaluations par les réactifs chimiques d'extraction et apport de la spectrophotométrie Mössbauer. Thèse Doct. Univ. Nancy I.
- Jocteur Montrozier, L. et Andreux, F., 1981.** L'azote organique des sols. Exemples de quantification des formes protéiques et des combinaisons complexes. *Science du Sol*, 3 : 219-242.
- Jocteur Montrozier, L. et Duchauffour, Ph., 1986.** Données récentes sur l'humification. *Science du Sol*, 25, 4 : 377-388
- Journal, A.G. et Huijbregts, Ch.J., 1978.** *Minig Geostatistics*. Academic Press.
- Kamplichler, C. et Hauser, M. 1993.** Roughness of soil pore surface and its effects on available habitat space of microarthropods. *Geoderma*, 56 : 223-232.
- Katz, A.J. et Thompson, A.H., 1985.** Fractal sandstone pores : implications for conductivity and pore formation. *Phys. Rev. Letters.*, 54 : 1325-1328.
- Kayes, B.H., 1989.** Image analysis techniques for characterizing fractals structure. In *The fractal Approach to Heterogeneous Chemistry*. Surfaces, Colloids, Polymers. Avnir Edt. Wiley, New York, 55-66.
- Kolb, M., 1990.** Fractal characterization of porous media : a model calculation. *Journal of Non-crystalline Solids*, 121 : 227-233.
- Kubiena, W.L., 1938.** *Micropedology*. Collegiate Press. Ames. IOWA.
- Le Bissonais, Y., 1988.** Comportements d'agrégats terruex soumis à l'action de l'eau : analyse des mécanismes de désagrégation. *Agronomie*, 8 : 915-924.
- Le Borgne, J., 1990.** La dégradation actuelle du climat en Afrique, entre Sahara et Equateur. "La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest" édité par Richard, J.F., Presses Universitaires de Dakar : 17-36.
- Lecomte, P. et Laville Timsit, L., 1991.** Approche géologique et altérologique régionale des secteurs de Saria (Burkina faso) et de Molobala (Mali). Rapport d'activité.
- Mac Keague, J.A. et Bertin, R.K., 1982.** Fabrics of some canadian soils in relation to particle size and others factors. *Soil Science.*, 133, 2 : 87-102.
- Mandelbrot, B.B. et Van Ness, J.W., 1968.** Fractional brownian motions, fractional noises and applications. *SIAM Rev.*, 10, 422.
- Mandelbrot, B.B., 1977.** *Fractals : forms, chance and dimension*. W.H. Freeman & Co Edt., San Francisco.

- Mandelbrot, B.B.**, 1982. The fractal Geometry of nature. W.H. Freeman & Co Edt., San Francisco.
- Mandelbrot, B.B.**, 1984. Les objets fractals. Flammarion. Paris
- Matheron, 1965.** Les variables régionalisées et leur estimation. une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature. Masson.
- Matsushita, M.**, 1989. Experimental observations of aggregations. In The fractal approach to heterogeneous chemistry, surfaces, colloids, polymers. Avnir Edt., Wiley, New York : 161-177.
- Miller, E.E. et Miller, R.D.**, 1956. Physical theory for capillarity flow phenomena. J. of Applied Phys., 27 : 324-332.
- Morel, R. et Quantin, P.**, 1972 Observation sur l'évolution à long terme de la fertilité des sols cultivés à Grimari (République Centrafricaine). L'Agronomie Tropicale, XXVII, 67 : 667-739.
- Mehra, O.P. et Jackson, A.L.**, 1960. Iron-oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays Clay Miner., 7 : 317-327.
- Monnier, G., Stengel, P. et Fies, J.C.**, 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agrégats terreux. Application à l'analyse des système de porosité. Ann. Agron., 24, 5 : 533-545.
- Moore, S. et Stein, W.H.**, 1954. A modified ninhydrin reagent for the photometric determination of amino-acids and related compounds. J. Biol. Biochem., 211 : 907-913.
- Morel, R. et Quantin, P.**, 1972., Observation sur l'évolution à long terme de la fertilité des sols cultivés à Grimari (République Centrafricaine). L'agron. Trop., 27, 6-7 : 667-739.
- Morin, J., Goldberg, D. et Seginer, I.**, 1967. A rainfall simulator with a rotating disk. Trans. ASAE, 10 : 74-77.
- Morin, J. et Benyamini, Y.**, 1977. Rainfall infiltration into bare soils. Water Ressources Research, 13 : 813-817.
- Moyano, A., Gallardo, J.F. et Santa Regina, I.**, 1991. Humic fractions and their nitrogen content in semiarid soils of Duero Basin, Spain. Arid Soil Research Rehabilitation, 5 : 47-57
- Mullins, C.E. et Panayotopoulos, K.P.**, 1984. The strenght of unsaturated mixtures of sand and kaolin and the concept of effective stress. J of Soil Sc., 35 : 459-468.
- Murphy, C.P., Bullock, P. et Turner, R.H.**, 1977. The measurement and caractérisation of voids in thin sections by image analysis. Part 1. Principles and techniques. J. of Soil Sci., 28 : 498-508
- Nagpal, N.K., Boersma, L. et Debacker, L.W.**, 1972. Pore size distributions of soils from mercury intrusion porosimeter data. Soil Sci. of Amer. Proc., 36 : 264-267.

- Nahon, D.**, 1986. Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In Rates of chemical weathering of rocks and minerals. Chap. 9, Colman, S.M. and Dethier, D.P. Edt, Academic Press Inc.: 179-191.
- N'Guyen, K. et Duchauffour, Ph.**, 1969. Etude comparative de l'évolution de la matière organique du sol en conditions tempérées et tropicales. *Pédologie*, XIX, 1 : 49-64
- Nicou, R.**, 1974 Contribution à l'étude et à l'amélioration de la porosité des sols sableux et sablo-argileux de la zone tropicale sèche. Conséquence agronomique. *Agron. Trop.*, XXIX, 11 : 1100-1126.
- Nicou, R.**, 1975. Le problème de la prise en masse à la dessiccation de sols sableux et sablo-argileux de la zone tropicale sèche. *L'Agron. Trop.*, 30, 4 : 325-343
- Nicou, R.**, 1978. La prise en masse des sols sableux et sablo-argileux de la zone tropicale sèche ouest africaine. Rapport IRAT-GERDAT, Montpellier, 10 p.
- Nicou, R. et Chopart, J.L.**, 1979. Les techniques d'économie de l'eau dans les sols sableux du Sénégal. In Soil physical properties and crop production in the tropics. Lal, R. and Greenland, D.J. Edt, New York, Wiley and Sons : 375-384.
- Nicou, R. et Charreau, C.**, 1980. Mechanical impedance related to land preparation. A constraint to food production in the tropics. IRRI, Los banos, 371-388.
- ORSTOM**, 1979, Projet de classification des sols, ORSTOM Paris.
- Pallo, F.J.P. et Thiomballo, L.**, 1989. Les sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions du Burkina Faso : caractéristiques et contraintes pour l'utilisation agricole. *Soltrop 89*, Lomé, 6-12 février 1989 : 307-327.
- Peguy, Ch. P.**, 1970. Précis de climatologie. Seconde Ed. Masson & Cie.
- Perfect, E. et Kay, B.D.**, 1991. Fractal theory applied to soil aggregation. *Soil Sci. Soc of Amer. J.*, 55 : 1552-1558.
- Pfeifer, P.**, 1984. Fractal dimension as working tool for surface roughness problems. *Application of surface science*, 18 : 146-164.
- Pfeifer, P. et Obert, M.**, 1989. Fractals : basic concepts and terminology. In *The Fractal Approach to Heterogeneous Chemistry. Surfaces, Colloids, Polymers*. Avnir Edt, Wiley, New York : 11-43.
- Pieri, Ch.**, 1989. Fertilité des terres de savanes. CIRAD-IRAT éditions. Montpellier.
- Pla, I., Florentino, A. et Perez, T.**, 1979. Relation between soil physical properties and problems of soil management and conservation in agricultural soil of Venezuela. In Lal, R. edts, *Tillage Systems and Crop Production in the Tropics*. IITA Ibadan : 184-195.
- Quiblier, J.A.**, 1984. A new three-dimensional technique for studying porous media. *J of Colloid and Interface Sci.*, 98, 1 : 84-102.

- Renault, P.,** 1988. The critical studies of mercury intrusion in some networks : testing the applicability of mercury intrusion in the size characterization of the lacunar pore space of soil samples. *Transport in Porous Media*, 3 : 529-547.
- Rensagamy, P., Greene, R.S.B. et Foed, G.W.,** 1984. The role of clay fraction in the particle arrangement and stability of soil aggregates. A review. *Clay Research*, 3 : 53-67.
- Ribereau Gayon, P.,** 1962. Les composés phénoliques des végétaux. Dunot, Paris.
- Richarson, L.F.,** 1961. The problem of contiguity : an appendix of statistics of deadly quarrels. *General Systems Yearbook*, 6 : 139
- Rieu, M. et Sposito, G.,** 1991a. Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties. I Theory. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.* : 1231-1238.
- Rieu, M. et Sposito, G.,** 1991b. Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties. II. Applications. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.* : 1239-1244.
- Roques, M.,** 1990. Séminaire d'initiation aux méthodes d'études des microstructures. C.R.I.F.I.C.
- Rouiller, J., Burtin, G. et Souchier, B.,** 1972. La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique, méthode utilisant les résines échangeuses d'ions. *Bull ENSAIA Nancy*, XIV, Fasc. II : 193-205.
- Rouiller, J., Brethes, A., Burtin, G. et Guillet, B.,** 1984. Fractionnement des argiles par ultracentrifugation en continue : évolution des illites en milieu podzolique. *Sci. Géol. Bull.*, 37 (4) : 319-331.
- Schwertmann, U.,** 1988. Occurrence and formation of iron oxydes in various pedoenvironments. In *Iron in soils and clays minerals*. Stucki, J.W., Goodinan, B.A. and Schwertmann, U. Edt. NATO ASI series, série C, 217 : 267-308.
- Sedogo, M.P.,** 1981. Contribution à la valorisation des résidus culturaux en sol ferrugineux et sous climat tropical semi-aride. Thèse INPL. Nancy I.
- Serra, J.,** 1982. Image analysis and mathematical morphology. Academic Press, London.
- Siband, P.,** 1974. Evolution et caractère de la fertilité d'un sol rouge de Casamance. *L'agronomie Tropicale*, 29, 12 : 1228-1248.
- Sissoko, F.,** 1992. Suivi de quelques paramètres physiques des sols en cours d'hivernage. Secteur de Molobala. Rapport annuel d'activité.
- Sowden, F.J.,** 1959. Investigation of the amounts of lexicamines found in various soils and methods for their determination. *Soil Science*, 105, 5 : 364-371.
- Stengel, P.,** 1979. Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état du sol in situ. *Ann. Agron*, 30, 1 : 27-51.

- Stoops, G. et Jongerius, A., 1975.** Proposal for a micromorphological classification in soil materials. I. A classification of the related distribution of coarse and fine particule. *Geoderma*, 13 : 189-200.
- Tamm, O., 1922.** Um best ämning ow de oorganiska komponentema i markens gel complex. *Medd Statens Skogsförsökskaust*, 19 : 385-404.
- Tchoubar, C., Plancon, A., Ben Brahim, J., Clinard, C. et Sow, C., 1982.** Caractéristiques structurales des kaolinites désordonnées. *Bull. Minéralogique*, 105 : 477-491.
- Thiery, J.P., 1967.** Mise en évidence de polyssacharides sur coupes ultra fines en microscopie électronique. *J. Microscopie*, 6 : 987-1017.
- Toledo, P.G., Novy, R.A., Davis, H.T. et Scriven, L.E., 1990.** Hydraulic conductivity of porous media at low water content. *Soil Sci. Soc. of Amer. J.*, 54 : 673-679.
- Tschapek, M., Pozzo Ardizzi, G. et De Busseti, S.G., 1973.** Wettability of humic acid and its salts. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 135 : 16-31.
- Turcotte, D.L., 1986.** Fractals and fragmentation. *Journal of Geophysics Research.*, 91 (B2) : 1921-1926
- Tyler, S.W. et Wheatcraft, S.W., 1989.** Application of fractals mathematics to soil water retention estimation. *Soil Science Soc. of Amer. J.*, 53 : 987-996.
- Tyler, S.W. et Wheatcraft, S.W., 1990a.** Fractal Processes in soil water retention. *Water resources research.*, 26, 5 : 1047-1054.
- Tyler, S.W. et Wheatcraft, S.W., 1990b.** The consequence of fractal caling in heterogeneous soils and porous media. In *Scaling in physics : principles and applications*. Soil Science Soc. of Amer., special Pub., 25 : 109-122.
- Van Damme, H., Levitz, P., Gatineau, L., Alcover, J.F. et Fripiat, J.J., 1988.** On the determination of the surface fractal dimension of powders by granulometric analysis. *J. of Colloid Interface Sci.*, 122 : 1-8.
- Van Damme H. et Ben Ohoud M, 1990.** From flow to fracture and fragmentation in colloidal media. Part II. Local order and fragmentation geometry. In *Charmet, J.C., Roux, E. et Guillin, E. Edt. Disorder and Fracture*. NATO ASI serie B 235, Plenum, New York. 105-116.
- Van Wambecke, A., 1993.** *Soils of the Tropics. Properties and appraisal*. McGraw-Hill Edt., Inc.
- Vauclin, M. et Vachaud, G., 1984.** Transfert hydriques dans les sols non saturés, non homogènes. *Annales des mines.* : 63-74.
- Villemin, G. et Toutain, F., 1987.** Méthode de fixation d'échantillons organo-minéraux de sols pour la microscopie électronique à transmission. *Micromorphologie des sols*, Fedoroff, N., Bresson, L.M. et Courty, M.A. Edt, AFES-AISS Publication, Paris : 43-48.

- Vinchon, Ch.**, 1992. Etude morphoscopique et exoscopique des quartz en provenance de profils d'altération et de sols des secteurs de Molobala (Mali) et de Saria (Burkina Faso). Rapp. BRGM.
- Visser, S.A.**, 1968. Stability of different types of carbohydrates in various tropical soils. *Annales de l'Institut Pasteur*, 115 : 766-786.
- Warrick, A.W.**, 1990. Application of scaling to the characterization of spatial variability in soils. *Scaling in soil physics : principles and applications*, Soil Sci. Soc. of Amer., Special Public. N°25 : 39-51.
- Webster, R. et Oliver, M.A.**, 1992. Sample adequately to estimate variograms of soil properties. *J of Soil Science.*, 43 : 177-192.
- Yoder, R.E.**, 1936. A direct method of aggregate analysis of soils and a study of physical nature of erosion losses. *Journal of America Society of Agronomy.*, 28 : 337-351.
- Young, I.M.**, 1990. Application of scaling to soil water movement considering hysteresis. In *Scaling in physics : principles and applications*. Soils Science Soc. of Amer., special Pub., 25 : 23-37.
- ✱ **Young, I.M. et Crawford, J.W.**, 1991. The fractal structure of soil aggregates : its measurement and interpretation. *J. of Soil Science.*, 42 : 187-192.



Les horizons de surface des sols ferrugineux tropicaux étudiés se différencient en trois grand types de microstructures : chitonique, géfurique et porphyrique, les deux premiers se développant dans les sols maliens, où les particules semblent juxtaposées les une à cotés des autres et associées par des ponts faibles. A l'opposé, les sols burkinabés, à structure porphyrique, sont riches en limons, argiles et oxyhydroxydes de fer. Leurs particules sont alors plus intimement liées les unes avec les autres.

Les techniques d'analyse d'images et la géométrie fractale (approches géométriques et géostatistiques) ont permis de quantifier les modes d'organisation de ces sols dans une gamme d'échelle de 0,01 à 1 mm.

Le résultat essentiel de ce travail est que la porosité est étroitement contrôlée par un invariant d'échelle : la dimension fractale de masse ( $D_m$ ). Cette dimension serait elle même engendrée par un mécanisme précis d'agrégation : l'agrégation particule-amas limitée par diffusion.

Réciproquement, à une échelle d'observation donnée, la porosité diminue en fonction de la dimension fractale  $D_m$ .

- Ces résultats sont confortés et complétés par l'approche géostatistique et fractale (effet "zoom") :
- il existe bien, pour chaque sols, un domaine représentatif élémentaire (0,1 à 0,3 mm) qui est étroitement contrôlé par la quantité d'argiles. Les phénomènes de persistance observés sur les variogrammes montre que la variabilité qui existe dans une microzone va se retrouver dans la zone voisine,
  - ces structuration spatiales, à courte distance, sont de type gigogne (3 domaines fractals emboîtés),
  - à plus longues distances, dans le domaine à faible structuration spatiale, un certain degré d'ordre et une périodicité sur les variogrammes ont été interprétés comme étant la répétition de ce domaine fractal élémentaire.

#### SUMMARY

The gefuric, chitonic and porphyric relative distributions were recognized in sub-surface Alfisols microstructures. The gefuric microstructures were correlated with low clay content and subrounded bridges (malian alfisols). On the opposite, the porphyric microstructures were correlated with high silt, clay and iron content (Burkina faso alfisols).

Image analysis and fractal geometry (geometric and geostatistic approaches) were useful tools for characterizing these microstructures in the 0,01-1 mm range.

The porosity was closely controlled by the fractal dimension  $D_m$  of the "mass" (soil particles and microaggregate). it was suggested that this dimension was generated by an *Diffusion Limited Aggregation* (DLA) Model.

Conversely, at a given scale rate, the porosity decreased versus the fractal dimension  $D_m$

- The geostatistical and fractal approach gave complementary structural informations :
- the sill of the fractal elementary domains (0,1 to 0,3 mm) was positively correlated with the clay fraction,
  - this spatial short-range structuration was characterized by 3 fractal, by a nested brownian fractal model (three nested fractal domains)
  - periodic structures observed on the variogram at long distance, in the weakly spatially structured domain, were interpreted as being repetitions of the elementary fractal domain