

TH-L29

GF3

N° d'enregistrement
au CNRS :

THESE

DE DOCTORAT D'ÉTAT ES SCIENCES NATURELLES

présentée

**A L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE
— PARIS 6 —**

par

François Xavier HUMBEL

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES

L'ESPACE PORAL DES SOLS FERRALLITIQUES DU CAMEROUN

Caractéristiques et comportements en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats.

Soutenue le 7 avril 1976 devant le Jury composé de

MM. J. NICOLAS Président

C. POMEROL

G. BOCQUIER

R. MAIGNIEN

G. MONNIER

O.R.S.T.O.M.
PARIS
1976

A V A N T - P R O P O S

Cette étude a été effectuée dans le cadre de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer. Monsieur le Professeur G.CAMUS, directeur général, et Monsieur J.SEVERAC, directeur général adjoint, m'ont accordé leur confiance, sans laquelle ce travail n'aurait pu être mené à son terme. Je les en remercie ainsi que les différents responsables qui, de Paris ou à Yaoundé, m'ont donné l'encadrement scientifique et les moyens nécessaires pour le réaliser.

Monsieur G.AUBERT, à qui je dois ma formation pédologique, m'a fait bénéficier, au cours de nombreux entretiens, de sa grande expérience des sols et de leur étude. Je lui suis profondément reconnaissant de m'avoir accordé une partie de ce temps précieux qu'il consacre à la section pédologique de l'O.R.S.T.O.M.

Dans son cours de physique du sol, Monsieur le professeur S.HENIN ne nous a caché ni la complexité de la circulation de l'eau dans le sol, ni les conditions d'application des lois physiques aux milieux naturels. Son influence sur mon travail s'est poursuivie par l'intermédiaire de ceux dont il a marqué aussi la pensée scientifique, et qui m'ont guidé dans la phase d'exploitation des résultats. En le remerciant ici j'exprime l'espoir de n'avoir pas trop simplifié ou déformé son enseignement.

Monsieur le professeur J.NICOLAS connaît le plateau de l'Adamaoua dont les formations bauxitiques forment l'heureux aboutissement d'une longue évolution continentale. L'intérêt qu'il a manifesté, lors d'une rencontre sur le terrain, pour l'approche pédologique à la connaissance du milieu naturel m'a autorisé à lui demander conseil à plusieurs reprises par la suite. Il m'a encouragé à présenter les résultats de ce travail sous la forme d'une thèse, dont il a bien voulu présider le jury.

Monsieur le professeur C. POMEROL, en acceptant de faire partie de ce jury, m'apporte lui aussi le soutien de cette science géologique dont la jeune pédologie tire encore ses meilleures leçons.

Je leur exprime à tous les deux ma grande reconnaissance.

Monsieur R.MAIGNIEN, inspecteur général de l'O.R.S.T.O.M., m'a beaucoup apporté, d'abord par son enseignement à Bondy, puis au Cameroun grâce à sa grande expérience des sols tropicaux. Bien des perspectives de recherche m'ont été suggérées par ses réflexions devant un profil ou un paysage. C'est lui notamment qui m'a fait voir le changement progressif des sols Ferrallitiques du sud au nord. Je lui exprime toute ma gratitude et le remercie d'avoir bien voulu faire partie de ce jury.

Monsieur G.BOCQUIER, professeur à l'Université de Paris 7, a eu sur ma pensée scientifique et mes travaux de recherche une influence déterminante :

- Déjà en 1966 il a, depuis Fort-Lamy et comme parrain scientifique, orienté mes premières études en domaine ferrallitique. Ce fut parfois simplement par une question comme celle-ci "est-il possible de déduire l'organisation des profils ferrallitiques à partir des processus physico-chimiques qui définissent l'altération ferrallitique ?". Ou encore par ses remarques concernant l'influence d'une tectonique "active" sur la différenciation pédologique. C'est lui aussi qui m'a situé exactement les influences biologiques dans le déterminisme général. N'avais-je pas ainsi trois sujets de réflexion essentiels pour aborder au Cameroun l'étude du domaine ferrallitique ?.

- Depuis 1972 il a guidé mes réflexions sur la signification pédogénétique des résultats que je lui présentais. Sous sa direction scientifique j'ai pu beaucoup en améliorer aussi l'expression et la présentation. Je le remercie en particulier pour l'attention qu'il a portée à ma démarche et pour la rigueur des raisonnements qu'il a su lui imposer.

Les réunions d'un groupe de travail, dont l'objet était l'étude de l'espace poral des sols par différentes approches, m'ont donné l'occasion de présenter à des chercheurs de l'INRA quelques uns de mes "problèmes" ou résultats concernant les propriétés physiques des sols Ferrallitiques. C'est de cette façon que j'ai commencé à bénéficier des conseils de Messieurs FAURE, FIES, MONNIER, PEDRO, RUELLAN et TESSIER. Assister un pédologue de terrain qui veut "faire parler" des mesures physiques pour mieux connaître un sol lointain, c'est cette tâche assurément difficile que Monsieur G.MONNIER a bien voulu assurer en leur nom. Je lui suis très reconnaissant d'avoir de surcroît accepté de faire partie de ce jury. A tous j'exprime ma gratitude car sans leurs interventions ou leurs encouragements beaucoup des obstacles rencontrés n'auraient pu être aplanis.

Mes collègues de l'O.R.S.T.O.M. m'ont aussi fait bénéficier de leur grande expérience des milieux tropicaux et de leur connaissance des comportements physiques des sols : C'est auprès d'A.CHAUVEL que j'ai pu comparer les sols rouges du Cameroun à ceux de la lointaine Casamance. Les convergences que cette confrontation ont fait apparaître m'ont donné plus d'assurance pour aller de l'avant.

J'ai aussi bien souvent sollicité les conseils de Monsieur A.COMBEAU sur tous les problèmes de Physique que j'ai rencontrés. Je le remercie de l'accueil qu'il m'a toujours réservé et de la clarté avec laquelle il m'a renseigné.

Mais c'est P. AUDRY qui a guidé dans le détail ma démarche hésitante dans le domaine de la physique des sols. Par des contacts presque journaliers il m'a aidé à trouver la signification de chaque mesure, à clarifier et à préciser ce qu'elle apportait, enfin à présenter au mieux les résultats de ce travail. Grâce à lui mes rédactions successives ont subi d'heureuses métamorphoses. Mais comment lui exprimer, mieux qu'en quelques lignes, toute ma gratitude pour ces longues soirées qu'il a passées à dénouer l'écheveau que je lui présentais à intervalles réguliers ? Bien plus, il m'a aussi fait connaître, à travers ses propres résultats, un peu de ce milieu soudano-sahélien qui est son cadre de travail.

Mes collègues du centre O.R.S.T.O.M. de Yaoundé m'ont aussi beaucoup apporté, lors de tournées en commun ou au cours de discussions fécondes. En particulier J.P. MULLER et J.M. RIEFFEL, qui travaillaient dans le centre-sud du Cameroun ont accepté d'associer trois de leurs toposéquences à cette étude. Il sera ainsi souvent fait appel à leurs propres observations sur ces sites. Par ailleurs, beaucoup des travaux cartographiques qui ont permis de choisir des emplacements de mesure ont été réalisés en collaboration avec, ou par J. BARBERY qui m'a fait bénéficier ainsi de sa grande expérience.

Enfin j'ai trouvé au Cameroun, dès 1969, une aide technique remarquable en la personne de L.C. YOUNOU, courageux bamoun dont j'admire la compétence et l'efficacité. En 1971, B.FARDIN est venu renforcer une équipe dans laquelle M.KODJONG assurait une intendance difficile sans que sa gentillesse "dourou" soit jamais mise en défaut. Les grandes fosses en escalier, profondes de six mètres et plus, dans lesquelles nos mesures ont été faites sont l'œuvre de solides manoeuvres camerounais. J'adresse à toutes ces personnes vivant ou travaillant au Cameroun l'expression de ma profonde gratitude.

Ma reconnaissance va aussi à ceux qui par leur compétence et leur gentillesse ont facilité la réalisation de ce travail pendant mon séjour aux Services Scientifiques Centraux de l'O.R.S.T.O.M. à Bondy. J'y ai sollicité, plus spécialement l'aide de Monsieur DEJARDIN pour établir des démonstrations mathématiques, et celle du service central de documentation.

La présentation du texte a été assurée par Mesdames CHAMBRE et HONORE, une partie des dessins par Madame BEN CHAIEB. Messieurs CHAPPET et BLANCHET ont réalisé les planches de photos, Madame VIEILLARD les titres et Madame TUAL le tirage de ce mémoire.

A tous ceux qui ont participé directement et indirectement à ce travail j'adresse, en la personne du directeur Monsieur MOUCHET, tous mes remerciements.

Introduction

Dans les régions intertropicales, de vastes territoires sont couverts de formations superficielles qui sont épaisses, meubles, et le plus souvent argileuses. Ces formations, qui reposent sur des roches-mères variées, ont été identifiées comme étant des sols différenciés à partir de ces roches mères au cours d'une longue histoire continentale. Ces sols sont désignés et classés sous le nom de sols *Ferrallitiques*. Les conditions qui permettent leur formation et leur conservation sur une grande épaisseur paraissent réunies sous les climats chauds et humides, là où les paysages sont aplatis et peu travaillés par l'érosion. C'est le cas des régions méridionale et centrale du Cameroun.

L'étude de ce milieu "ferrallitique" a porté principalement sur la composition chimique ou minéralogique des sols ainsi que sur l'organisation de ceux-ci à deux échelles, celle des profils et celle des paysages. Cet inventaire morphologique, analytique et cartographique est complété depuis peu par une étude micromorphologique.

Mais les concepts de sol ou de pédogenèse ferrallitique qui ont été progressivement dégagés en Afrique ne s'appuient que sur un petit nombre de données physiques, et celles-ci concernent surtout la composition granulométrique et le comportement d'échantillons remaniés. Les données sur la répartition ou la dynamique de l'eau sont encore plus limitées et fragmentaires : les flux d'humidité qui déterminent l'évolution de ces sols sont alors déduits de leurs conséquences sur la répartition ou l'organisation des constituants solides.

Les caractères chimiques et minéralogiques ne font pas apparaître, au sein du domaine ferrallitique camerounais, une différenciation majeure qui puisse être en relation avec la zonalité des climats en région tropicale humide. En effet les différences principales, qui portent sur la présence ou l'absence de gibbsite et sur l'accumulation de matière organique, paraissent dépendre du pédoclimat et être en relation plutôt avec la topographie, la composition de la roche mère ou l'altitude.

Pourtant l'observation met en évidence une distinction nette par la couleur des horizons B : teinte dominante jaune dans certaines régions ou en certains points des paysages, teinte dominante rouge ailleurs. De plus, des modifications importantes des caractères à la partie supérieure

de ces sols sont constatées au passage de la forêt dense à la savane arborée. Au total le domaine ferrallitique est assez différencié, mais plutôt par des caractères d'organisation des constituants, que par la nature de ceux-ci.

Le travail qui est présenté ici a eu pour objectif de préciser cette organisation à l'aide de mesures portant sur différents caractères de l'espace poral des sols Ferrallitiques, et en particulier sur l'importance du volume poral, la forme et la disposition des pores, l'organisation du réseau poral assurant la circulation des fluides, et d'une manière générale sur le comportement de ces sols. Il est apparu alors que ce comportement était en relation avec la répartition de l'humidité ou la dynamique saisonnière de l'eau, et l'on a précisé celles-ci par des mesures.

Pour réaliser cet objectif il a paru indispensable de tenir compte des échelles auxquelles des différences avaient été mises en évidence au cours de la période d'inventaire. C'est pourquoi les mesures ont été effectuées *in situ* ou sur échantillons intacts, et suivant trois directions privilégiées, la verticale (échelle du profil), la pente (échelle de la toposéquence) et l'axe de la zonalité des climats (échelle de la séquence climatique).

Les résultats obtenus peuvent servir simplement à compléter l'inventaire et la caractérisation des sols Ferrallitiques au Cameroun. Ils peuvent aussi aider à mieux comprendre leur formation, en précisant l'organisation de l'espace poral et la dynamique actuelle de l'eau dans ces sols. On peut aussi s'attendre à ce qu'ils mettent en évidence des différences zonales en relation avec d'autres caractères mesurés ou observés.

Mais les données sur la porosité et l'humidité intéressent également l'utilisation de ces sols par l'homme. En effet, si les sols Ferrallitiques sont, en première approximation, des sols bien pourvus en oxygène et en eau, l'équilibre entre ces deux facteurs principaux de fertilité n'est pas toujours excellent sous cultures. C'est le cas là où le sol est trop sableux (certains sédiments), ou d'épaisseur réduite (cuirasse peu profonde), ou lorsqu'il est dénudé (après défrichement), ou imperméabilisé (certaines pratiques), ou couvert d'une végétation exigeante en eau (plantes annuelles), et aussi au cours de saisons sèches exceptionnelles, ou encore sur la marge du domaine ferrallitique.

La connaissance des caractéristiques et de l'évolution des sols sous culture revêt une grande importance pratique. En effet les zones cultivées couvrent, dans les régions tropicales humides, des superficies considérables et qui sont appelées à croître. Mais le milieu "naturel" a été et reste encore le point de départ de l'évolution des écosystèmes sous l'action de l'homme. C'est donc sur lui que devait porter d'abord l'effort et c'est lui seul qui sera caractérisé dans ce mémoire. Cependant les emplacements de mesure sous végétation naturelle sont situés à proximité de champs cultivés (palmeraies, cacaoyères, cultures vivrières) ou de terrains de parcours du bétail, et on a effectué simultanément les mêmes mesures sous ces formations. Mais les résultats obtenus sous ces cultures sont trop fragmentaires, relativement à la grande diversité des interventions humaines, pour être présentée ici. Les données rassemblées dans ce mémoire concernent donc essentiellement le "référentiel" de l'évolution actuelle des terrains cultivés. Cet état initial de référence n'est pas, à proprement parler, déterminé sous végétation naturelle mais sous des végétations "apparemment non modifiées récemment par l'homme".

Dans la première partie on décrira les sols Ferrallitiques du Cameroun en faisant ressortir les principaux traits de leur organisation ou de leur comportement. On insistera plus spécialement sur les emplacements qui ont été choisis pour effectuer des mesures physiques et hydriques, et on indiquera par quelles méthodes et techniques celles-ci ont été réalisées.

Dans la seconde partie, on donnera les résultats de ces mesures et on en cherchera la signification vis à vis de l'espace poral de ces sols ou de l'humidité qu'il contient. Certains des caractères ou comportements qu'ils définissent seront traduits dans un modèle.

Dans la troisième partie, les caractères et comportements mis en évidence par ces mesures et observations seront interprétés dans le cadre plus général de la différenciation des sols au sein du domaine tropical humide.

Première partie

Les sols étudiés et les méthodes de mesure

Chapitre 1

LE DOMAIN FERRALLITIQUE AU CAMEROUN

1.1. LA PEDOGENESE FERRALLITIQUE.

Les sols Ferrallitiques sont des sols formés sous les climats chauds et humides, dans des conditions de drainage qui permettent une hydrolyse intense et rapide des minéraux primaires de la roche-mère, ainsi que l'évacuation d'une partie des ions libérés. Ces sols se caractérisent en effet d'abord par l'altération visible à la base des profils : le quartz est le principal minéral primaire qui subsiste ; les minéraux de néoformation sont des minéraux argileux de type kaolinite et des hydroxydes de fer et d'aluminium (d'où le nom de ces sols) ; la majeure partie des cations est entraînée hors du profil, ainsi que d'importantes quantités de silice. Une telle altération nommée ferrallitisation, se caractérise plus par l'abondance relative de ces minéraux secondaires, c'est à dire par son intensité, que par la nature de ces minéraux, c'est à dire par le type d'altération (PEDRO 1975).

Ainsi, parmi les facteurs externes, le climat et le drainage sont ceux qui permettent la formation de grandes quantités de ces constituants secondaires. Un autre, la végétation, favorise l'accumulation des produits de la ferrallitisation sur de grandes épaisseurs, du moins dans les paysages peu accidentés : en particulier la forêt tropicale dense et sempervirente assure à ces formations superficielles une protection efficace contre l'érosion mécanique. Le temps aussi, a permis cette accumulation sur une superficie considérable du bouclier africain, grâce à une longue stabilité tectonique et à la persistance de conditions climatiques favorables.

Le couvert végétal, qui représente en milieu forestier une biomasse considérable, fournit au sol une matière organique abondante, mais qui est rapidement transformée. Elle ne s'accumule alors que sur quelques centimètres (sauf en altitude). Les produits organiques formés sont entraînés verticalement par les eaux de pluie et contribuent aux transformations et déplacements de matière dans la partie supérieure du sol.

La différenciation verticale et latérale du sol en horizons ne reflète pas simplement les processus géochimiques précédents. Elle combine en effet des caractères hérités d'une longue histoire marquée notamment par des vicissitudes climatiques, avec des caractères qui sont au contraire en relation directe avec les facteurs du milieu naturel actuel. Parmi ces derniers l'activité biologique joue un rôle essentiel par la rapidité de ses interventions, qui contraste avec la lenteur relative des évolutions minérales, mais son influence décroît de la surface vers la base des profils. Les sols Ferrallitiques présentent un horizon meuble, épais et d'apparence homogène, vivement coloré en jaune ou rouge : cet horizon, principalement minéral et situé immédiatement sous des horizons humifères peu épais,

s'amenuise ou disparaît en terrain accidenté pour laisser affleurer des horizons d'accumulation de fer plus ou moins indurés.

L'organisation des sols développés sur des sédiments dépourvus de minéraux primaires altérables est assez semblable à celle des sols Ferrallitiques développés à proximité sur des matériaux contenant ces minéraux. Ainsi la pédogenèse ferrallitique ne se définit pas seulement par un type et un degré d'altération mais aussi par des organisations des constituants du sol, organisations qui sont hiérarchisées à différents niveaux.

L'histoire du concept et de l'étude des sols Ferrallitiques a été écrite récemment par CHATELIN (1972) et une synthèse des connaissances acquises sur ces sols, si importants du fait même de leur extension actuelle et passée, est en cours (BOISSEZON et al. 1973, CHATELIN 1974 et à paraître). L'extension désormais bien connue des sols Ferrallitiques en Afrique, matérialisée dans la carte de D'HOOORE (1964), révèle que le caractère original de la pédogénèse ferrallitique réside dans sa distribution exclusive au sein de la zone tropicale humide. Dans cette vaste zone climatique les sols Ferrallitiques se développent dans des conditions très variées des autres facteurs du milieu : seuls échappent à cette ferrallitisation dominante les secteurs caractérisés par la jeunesse de l'évolution (sols Peu Evolués, sols Brunifiés) ou la permanence de l'humidité (Andosols), ou l'intensité des phénomènes de réduction (sols Hydromorphes des bas-fonds) ou un appauvrissement en fer par battement de nappe (Podzols tropicaux, TURENNE 1975). Souvent d'ailleurs ces sols qui leur sont associés dans les paysages sont eux-mêmes fortement lixiviés en cations et le domaine tropical humide présente alors une grande uniformité géochimique. De plus l'abondance des produits meubles néoformés, et la fragilité de ceux-ci à l'érosion quand les conditions du milieu sont modifiées, font de la matière des sols ferrallitiques un matériau important du cycle géologique. La pédogénèse Ferrallitique impose ainsi son héritage géochimique à d'abondantes accumulations fluvio-marines dans les bassins sédimentaires côtiers d'Afrique équatoriale.

Cette dominance de la pédogénèse ferrallitique en zone intertropicale humide contraste avec la diversité des pédogénèses qui apparaît immédiatement au nord, dans le domaine tropical soudanien. Les sols Ferrugineux Tropicaux ont longtemps été considérés comme caractéristiques de cette zone climatique, bien qu'ils ne s'y forment que dans des conditions précises de topographie et de matériau originel. Dans ces sols, l'altération des minéraux primaires et l'élimination des cations sont moins poussées que dans

le milieu ferrallitique. Le profil est alors moins développé mais il est nettement différencié en horizons contrastés, en relation avec de grandes variations verticales et saisonnières du pédoclimat. Ces sols Ferrugineux sont associés dans les paysages pédologiques à des sols Fersiallitiques, des Vertisols et surtout des sols Hydromorphes. Ces derniers sont des sols marqués par des processus de réduction et d'oxydation du fer sous l'action d'une nappe d'eau et des fluctuations de celle-ci. Des sols Hydromorphes occupent aussi dans le domaine ferrallitique les bas-fonds plats qui séparent les interfluves à modelé convexe.

1.2. LES FACTEURS EXTERNES, DANS LE DOMAINE FERRALLITIQUE CAMEROUNAIS.

Le domaine dans lequel on observe au Cameroun des sols Ferrallitiques est très vaste : 360.000 Km² (fig.1). Il correspond aux régions sud, centre et ouest de ce pays, c'est à dire qu'il s'étend en latitude de la frontière du Gabon (2°N) à la falaise qui limite au nord le plateau de l'Adamaoua (8°N), et en longitude de la frontière de la Nigéria (9°E) à celle de la République Centrafricaine (16°E). Dans ce domaine les 9/10 de la superficie sont occupés par des sols Ferrallitiques. Il ne sera pas question dans ce qui suit du Mont Cameroun qui constitue à lui seul un domaine à part, différencié par l'altitude. Le milieu ferrallitique camerounais présente les caractéristiques suivantes :

1.2.1. ORO-HYDROGRAPHIE.

L'altitude s'élève très progressivement et par paliers depuis le niveau de la mer au sud-ouest (golfe de Biafra dans l'Océan Atlantique) à 1100 m sur le plateau de l'Adamaoua au nord. Mais l'ouest présente un important massif montagneux, la dorsale camerounaise d'orientation sud-ouest nord-est, qui se raccorde au plateau de l'Adamaoua : les terrains d'altitude supérieure à 1500 m y représentent plus de 10 000 Km².

Le réseau hydrographique est organisé en un grand bassin, celui du fleuve Sanaga (130 000 Km²) et en plusieurs bassins plus petits, ouverts également sur le golfe de Biafra, et qui sont ceux des fleuves Ntem, Nyong, Wouri et Mungo. Toutefois la bordure nord du domaine ferrallitique est drainée vers la Bénoué, affluent principal du Niger, et la bordure nord-est vers le Logone occidental et le lac Tchad, par la Vina et la Mbéré. De même les marges est et sud-est du pays participent au bassin du Congo par les rivières Ngoko et Kadéï (fig.2).

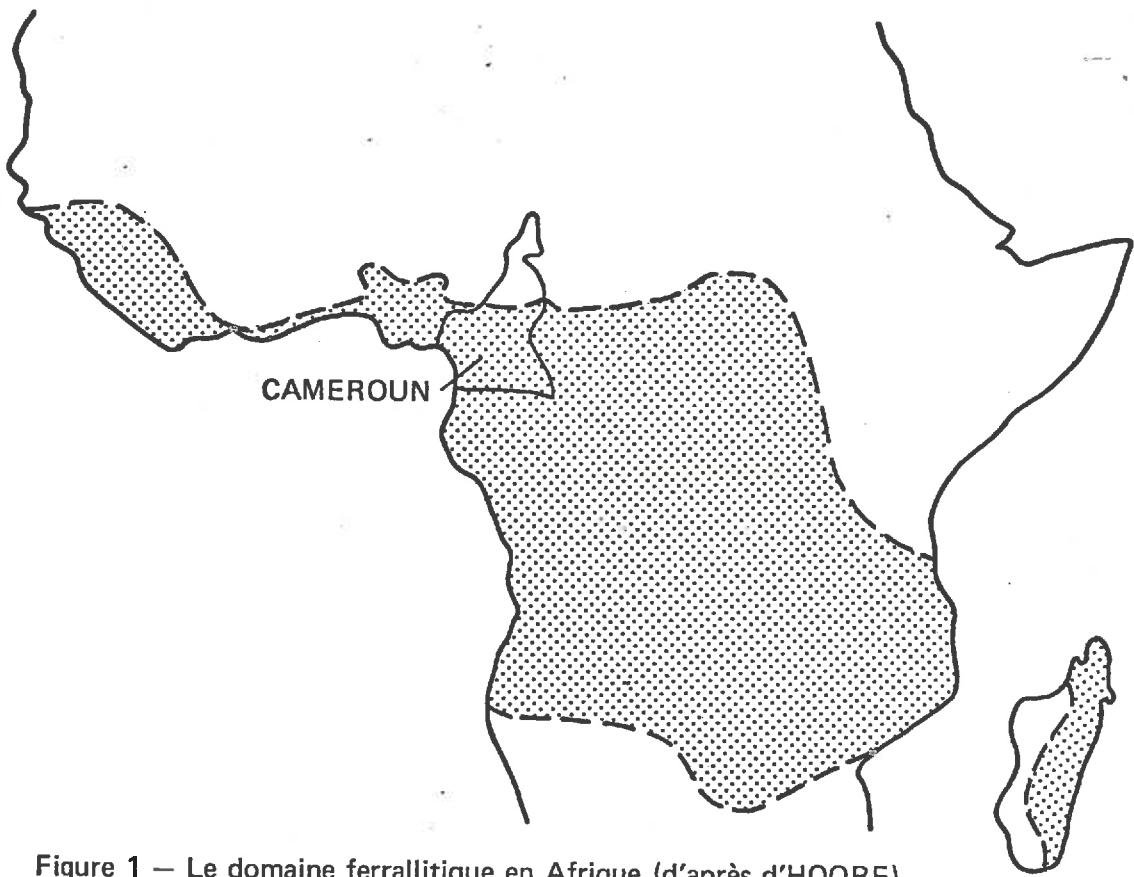


Figure 1 — Le domaine ferrallitique en Afrique (d'après d'HOORE).

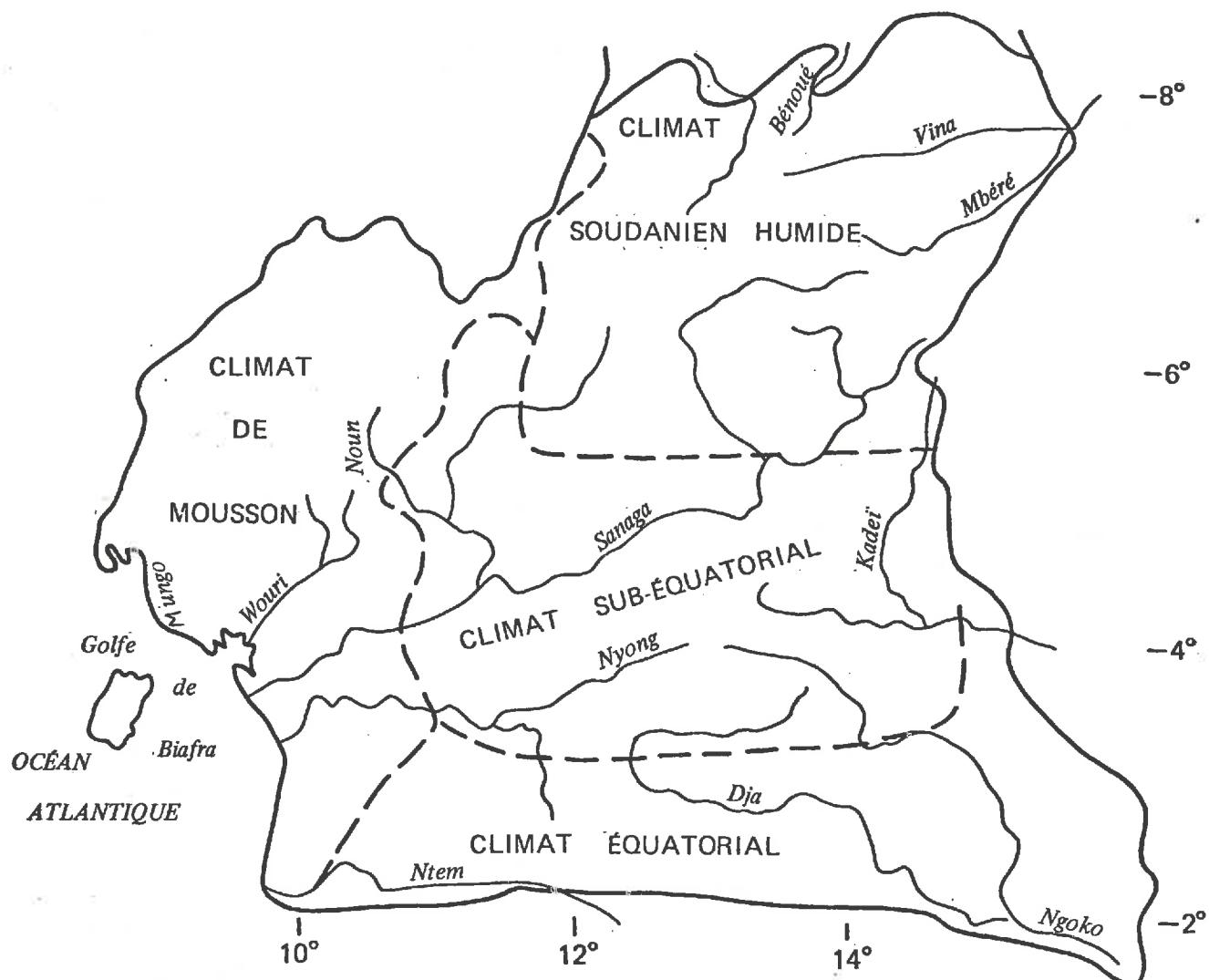


Figure 2 — Réseau hydrographique et climats (d'après J.B. SUCHEL).

Les régimes hydrologiques dépendent de l'ensemble des climats régionaux régnant sur les bassins hydrographiques. Ainsi la Sanaga (DUBREUIL, GUISCAFRE, NOUVELOT, OLIVRY 1975) a un régime hydrologique caractéristique des climats tropicaux de transition, avec étiage vers mars, tandis que le Nyong et le Ntem sont des fleuves à régime plus typiquement équatorial, à débit assez régulier.

1.2.2. GEOLOGIE.

Le substratum géologique est formé principalement de roches métamorphiques et de roches éruptives anciennes, principalement acides, auxquelles s'ajoutent, près de l'océan, des formations sédimentaires post-jurassiques et dans l'ouest et l'Adamaoua divers matériaux volcaniques, principalement basiques.

L'histoire géologique de cette partie du Cameroun est connue grâce aux études de reconnaissance à 1/500 000 des géologues de la Direction des Mines, notamment pour les seules régions faisant l'objet de cette étude : DUMORT (1968), CHAMPETIER DE RIBES et AUBAGNE (1956), CHAMPETIER DE RIBES et REYRE (1959), LASSEUR (1962), GUIRAUDIE (1955), GAZEL et GERARD (1955).

Le complexe de base est formé de roches diverses, métamorphisées au Précambrien inférieur, et de roches plutoniques principalement granitiques. Des plissements ont imprimé à l'ensemble une direction sud-ouest, nord-est. Après arasement de ces reliefs se déposent, dans un bassin peu profond, des sédiments argilo-calcaires qui donneront, après métamorphisme, les schistes de Mbalmayo. Des mouvements tectoniques à dominante verticale provoquent ultérieurement une surélévation du sud du pays par rapport au centre, accompagnée de nombreuses fractures. Puis se déroule à nouveau une phase d'érosion, et d'aplanissement. Enfin, au Crétacé inférieur débutent les dépôts qui formeront les bassins sédimentaires côtiers dont le plus important s'étend entre Douala et la frontière du Nigéria (1000km² de superficie pour la partie émergée).

L'histoire géologique récente du Cameroun a été reconstituée par REYRE (1966) à partir de la stratigraphie de ces bassins sédimentaires côtiers. Elle est dominée par deux phénomènes relativement indépendants : une "flexuration" continentale jouant de façon intermittente depuis le Cénomanien et un volcanisme basique lié à une anomalie profonde installée depuis le jurassique. Les faits principaux sont, au Crétacé, la régression et l'épirogenèse du Cénomanien, la transgression du Turonien-Coniacien à partir de la zone d'ennoyage de la Bénoué, puis un premier soulèvement de l'Adamaoua au Santonien-Campanien. Au paléocène se produit un aplatissement sous climat

humide, dont témoigne la dominante fine de la sédimentation jusqu'au Burdigalien, et qui s'accompagne de l'apparition d'importantes formations cuirassées ferro-alumineuses. Enfin l'arc de l'Adamaoua est surélevé et basculé vers le sud, en relation avec une reprise de l'activité épirogénique qui se marque par une régression et une érosion limitée d'abord aux zones côtières puis s'étendant à tout l'arrière pays. Cette épirogénèse se traduit encore de nos jours par des apports détritiques importants qui alimentent, vers le sud le delta de la Sanaga, vers le nord et par la Bénoué le delta du Niger.

Le Mont Cameroun et les massifs de l'ouest (dorsale camerounaise) suivent un axe en voie de soulèvement depuis le Miocène et qui est situé entre deux zones subsidentes correspondant aux estuaires du Niger et de la Sanaga. Ces reliefs, marqués par d'importantes accumulations volcaniques, se prolongent en s'incurvant vers le haut plateau de l'Adamaoua, où les produits volcaniques ne forment plus que des placages peu épais.

Conclusion. Au cours des périodes de répit orogénique ménagées par cette longue histoire continentale, la pédogénèse aura pu imprimer profondément sa marque au modèle général (surfaces d'aplanissement), notamment pendant les phases de climat chaud et humide de la période récente. Selon leur intensité et leur durée les périodes de crise auront entraîné soit une refonte complète du modèle antérieur par érosion ou recouvrement, soit simplement des modifications de détail au modèle des interfluves.

1.2. 3. LE MODELE.

Le modèle est constitué, sur une grande partie du domaine ferrallitique camerounais, d'interfluves assez réguliers à versants convexes et de dénivelées voisines (20-50m), séparés par des bas-fonds plats de largeur plus variable. Dans le sud ce modèle monotone est dominé de proche en proche par des inselbergs, ou des reliefs résiduels, ou des alignements de massifs quartzitiques résistant mieux à l'altération. Dans l'est il passe à de vastes plans cuirassés, en inversion de relief peu accentuée. Dans l'Adamaoua il est compliqué par des émissions volcaniques, principalement basaltiques, et une reprise d'érosion dans certains bassins versants. Dans l'ouest il fait place à une juxtaposition de massifs à versants escarpés et de hautes plaines alluviales. Enfin des zones de recreusement provoquées par des niveaux de base locaux s'observent en différents points, notamment le long du cours de la Sanaga.

Les grands traits de l'histoire de ce modèle ont été précisés par SEGALEN (1967) qui distingue (fig.3) :

- une surface côtière (d'alluvionnement puis d'érosion en s'éloignant de la mer), comprise entre 0 et 350 mètres.
- une surface "intérieure", d'érosion, (*très étendue*) d'altitude 600-800 m, marquée peut-être de vastes ondulations, dont l'une déterminerait le cours moyen actuel de la Sanaga.
- Dans l'Adamaoua une surface dite de "Meiganga" (au sud et au sud-est), d'altitude 800-1000 m, dominée par des témoins d'une surface " supérieure, ou de Minim-Martap ", d'altitude 1000-1300 m.

Cette surface supérieure est rapprochée de la surface " gondwanienne " décrite dans les pays voisins. Le niveau de Meiganga est rattaché à la phase post-gondwanienne, c'est à dire faisant suite au démantèlement du continent primitif. La surface intérieure est attribuée au début de l'Eocène et correspond à la surface " Africaine I ". La surface côtière date-rait du début du Miocène (surface Africaine II).

Ces aplatissements supposent de longues périodes de stabilité sous des climats suffisamment agressifs, séparées par des périodes où se produisent des changements de niveau de base (le nivellation par les épanchements basaltiques ne jouant qu'un rôle mineur, et limité à l'Adamaoua).

L'activité épilogénique intermittente, liée aux phénomènes de flexuration continentale semble à l'origine de beaucoup de ces changements de niveau de base (REYRE 1966). Les escarpements séparant les surfaces sont alors dus soit à l'érosion remontante, soit plus rarement à de grandes failles longitudinales. Le processus d'aplatissement paraît avoir été celui de la pédiplanation, propre aux climats chauds et humides : ce type d'évolution des paysages pédologiques conduit en effet aux modèles convexes observés.

Au Quaternaire les changements de climat, dont les paysages du Nord-Cameroun ont gardé nettement la trace (HERVIEU 1968) se sont vraisemblablement fait sentir au sud, plus ou moins amortis, dans le domaine ferrallitique (MARTIN 1967, et travaux en cours de FRITSCH). Aux phases sèches ont été attribuées la mise en place de niveaux de galets ou de cailloux (selon la distance aux cours d'eau principaux) et l'induration des cuirasses de l'est. Les paysages complexes de l'Adamaoua gardent d'ailleurs la marque de changements importants des conditions externes (HUMBEL 1966-2).

Conclusion. L'histoire de cette région d'Afrique est dominée par deux faits principaux : le bouleversement consécutif au démantèlement de l'ancien continent de Gondwana, dont les conséquences volcaniques et épirogéniques se font encore sentir, et d'autre part une longue persistance de conditions ferrallitantes, malgré quelques brèves incursions de phases climatiques sèches au Quaternaire récent.

1.2.4. LE CLIMAT.

Les conditions climatiques actuelles présentent des variations importantes dans cet immense domaine ferrallistique, bien que leurs caractères "chaud et humide" se conservent d'une manière à peu près constante. J.B. SUCHEL (1972) y distingue en première approximation : " un domaine intérieur où prévaut la disposition zonale des climats, et un domaine occidental où l'emprise de la mousson devient déterminante ". Dans le détail, il montre que la latitude manifeste cependant son influence dans les régions ouest et sud-ouest exposées directement au flux de la mousson atlantique, et que la distance à la côte intervient aussi dans le domaine intérieur à zonation latitudinale, notamment dans le sud.

- les régions ouest et sud-ouest (fig n°2) juxtaposent des régimes à paroxysmes et des régimes d'abri, selon la situation par rapport au relief général (dorsale camerounaise) et local (exposition, reliefs sous le vent etc....). L'humidité est grande, avec un total pluviométrique annuel de 1500 à 4000 mm (et même très localement 10 000 mm), et presque permanente (plus de 8 mois consécutifs à apport pluvial supérieur à 50 mm). Mais l'altitude abaisse nettement la température : 26°5 au bord de mer, 20° à 1500 m, 17° à 2000 m : ces conditions restent cependant favorables à une altération ferrallitique intense car l'insolation (1100 heures par an en bord de mer, 1800 à Bamenda) et l'évaporation (600 mm en bord de mer, 1150 à Bamenda) sont peu importantes, sauf localement en régime d'abri (2300 heures et 1730 mm dans la haute plaine de Ndop où se situe le sol dénommé par la suite BALI). Au dessus de 1500 m l'influence de l'altitude (refroidissement combiné à de faibles écarts de température et à une hygroscopicité élevée) se manifeste par une nette accumulation de matière organique dans les sols : ces sols Ferrallitiques Humifères ont été étudiés récemment par MULLER, MOUKOURI-KUOH et BARBERY (1972) et HUMBEL et BARBERY (1972).

Ainsi, dans ces régions ouest et sud-ouest, le pédoclimat sera donc longuement humide, avec un seul assèchement, d'ailleurs peu marqué, dans l'année. Le drainage vertical du sol devrait être important et correspondre sensiblement, en l'absence de ruissellement, à la différence annuelle entre l'apport pluvial et l'évaporation.

• le sud et le centre, plus éloignés de l'océan, ont un régime sub-équatorial (à tendance équatoriale au sud) dans lequel la pluie est encore assez bien répartie sur toute l'année, avec seulement deux mois très pluvieux (plus de 200 mm) et pratiquement pas de mois totalement secs (moins de 25 mm). Deux saisons humides et deux saisons "sèches" s'y individualisent cependant assez bien :

. La saison sèche principale dure environ 3 mois, mais la sécheresse n'est pas totale : l'humidité relative dépasse 70%, les nuages sont fréquents et il tombe au total plus de 100 mm de pluie.

. La petite saison "sèche d'été" est différemment placée et inégalement accentuée - selon les points et surtout selon les années - et cette irrégularité s'accentue d'ouest en est. Elle est mieux marquée dans la partie ouest, où sont situés les sols étudiés. Cette saison crée le principal trait de différenciation climatique dans ce vaste domaine. Mais son atténuation d'ouest en est n'empêche pas l'insolation et l'évaporation d'augmenter au contraire dans cette direction, en relation avec l'éloignement des influences océaniques. En effet la nébulosité et l'hygrocopie restent élevées pendant cette période qu'on qualifiera plus justement de "moins pluvieuse".

. Les deux saisons des pluies sont inégales, plus en durée et répartition qu'en apport pluvial. La première s'étale sur 4 mois avec un maximum peu marqué vers mai, la seconde est plus courte et son maximum est accusé (300 mm), toujours en octobre. Chaque saison totalise entre 500 et 1000 mm. L'apport pluvial annuel est compris entre 1400 et 1800 mm et il a tendance à diminuer du sud au nord et de l'ouest vers l'est. Mais la topographie modifie bien souvent cette décroissance : c'est ainsi notamment qu'un fléchissement s'observe dans les zones déprimées des bassins du Ntem et surtout de la Sanaga.

. Au total le cycle annuel de ces régions est rythmé sur quatre temps: La première alternance de sec et d'humide (grande saison sèche et première saison des pluies) est plus régulière en durée et intensité, et elle a toutes chances de s'inscrire nettement dans le pédoclimat. La seconde commence par une période "sèche", inégale dans le temps et dans l'espace, et son empreinte dans le sol pourrait être moins profonde que celle de la "grande" saison sèche. Elle se continue par une période humide qui réunit pendant plus d'un mois des conditions propices à un drainage vertical très important. La saison sèche principale s'établit donc vraisemblablement sur un sol antérieurement bien humecté.

- le plateau de l'Adamaoua présente, du fait de l'altitude et du relief, des caractéristiques originales qui n'en font pas un simple milieu de transition entre la zone sub-équatoriale précédente et le milieu soudanien du bassin de la Bénoué. Il associe en fait la rigueur d'une saison sèche typiquement soudanienne (mais moins longue), à une saison des pluies de type océanique (du fait de son importance et de sa régularité). Les contrastes saisonniers sont donc ainsi encore plus accusés qu'au nord, avec un total pluviométrique aussi élevé qu'au sud mais concentré en une saison des pluies unique.

.La saison sèche est plus courte que dans le bassin de la Bénoué, 5 mois à Ngaoundéré, 4 mois à Meiganga, mais presque aussi intense, du moins au nord (harmattan).

.La saison humide s'en distingue par sa longueur (plus grande précoïcité) et sa régularité (faible variation des dates de début et de fin, moins de grosses averses mais plus de jours pluvieux, pratiquement pas d'interruption des pluies atteignant la semaine). En effet, à cause de son orientation est-ouest, le plateau ne fait pas obstacle aux influences océaniques qui se traduisent par des précipitations totales importantes, diminuant progressivement d'ouest en est (de 1800 à 1600 mm, avec des variations brutales dues aux reliefs, de 2000 à 1400 au maximum). Le maximum se situe en août à Ngaoundéré tandis qu'on observe souvent à cette époque un fléchissement des pluies à Meiganga.

.Le pédoclimat doit enregistrer ces variations considérables du climat atmosphérique, d'autant plus que le sol est mal couvert par une savane très dégradée par le sur-pâturage. Le cycle annuel comprend à nouveau, comme en régime de mousson, une seule alternance. Mais le contraste est beaucoup plus important et le changement brutal, ce qui doit nécessiter une adaptation particulière du milieu vivant.

Conclusion. Le cycle annuel est donc rythmé sur des alternances plus ou moins tranchées de périodes humides et de périodes sèches : ce sont, du sud-ouest vers le nord, d'abord deux saisons très inégales, puis quatre, puis à nouveau deux, mais la saison sèche est alors longue et sévère et l'apport pluvial concentré en une seule mais longue saison humide. On verra au chapitre 8 que ces alternances se répercutent effectivement sur le pédoclimat, et comment elles orientent la dynamique actuelle des sols.

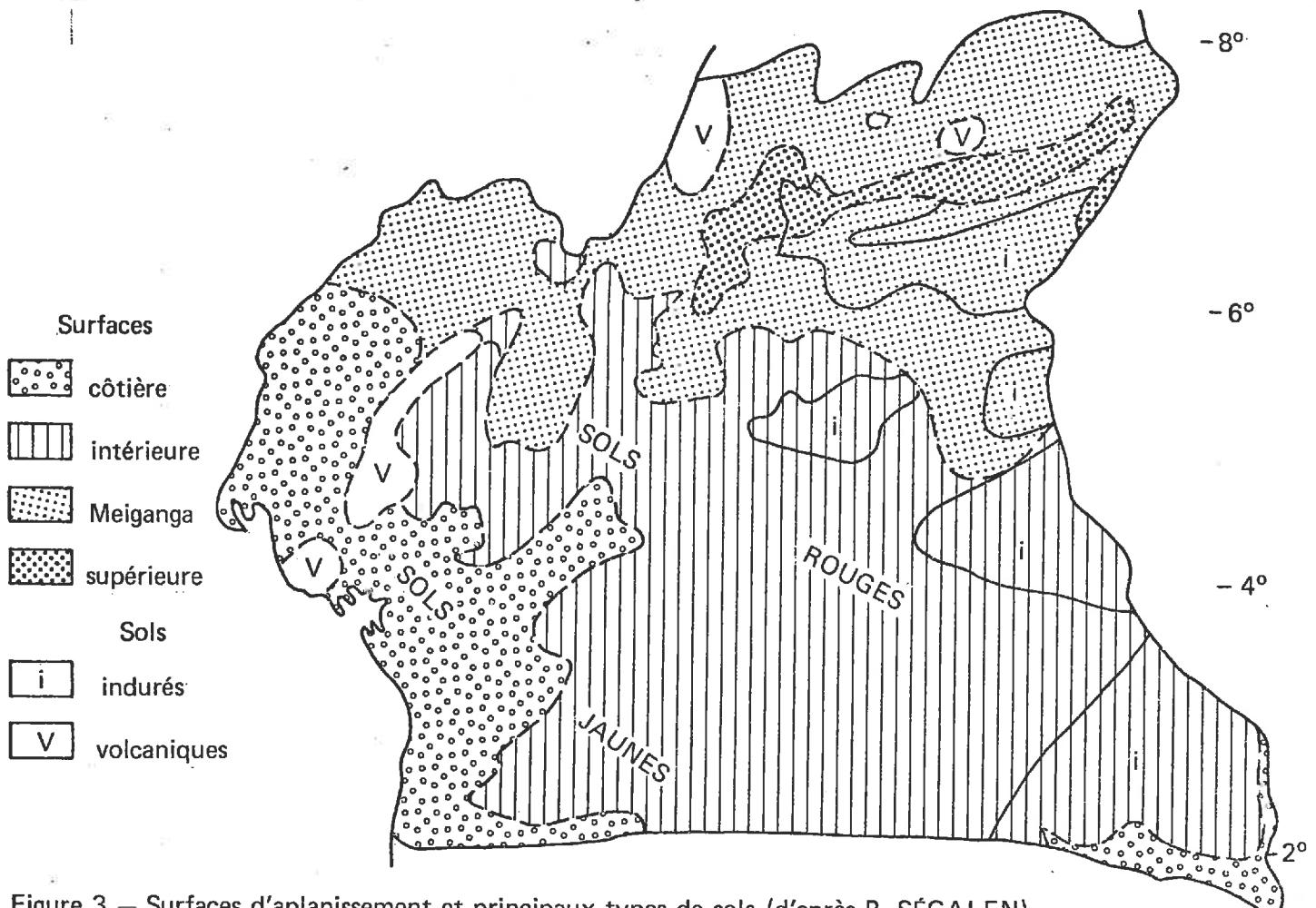


Figure 3 – Surfaces d'aplanissement et principaux types de sols (d'après P. SÉGALEN).

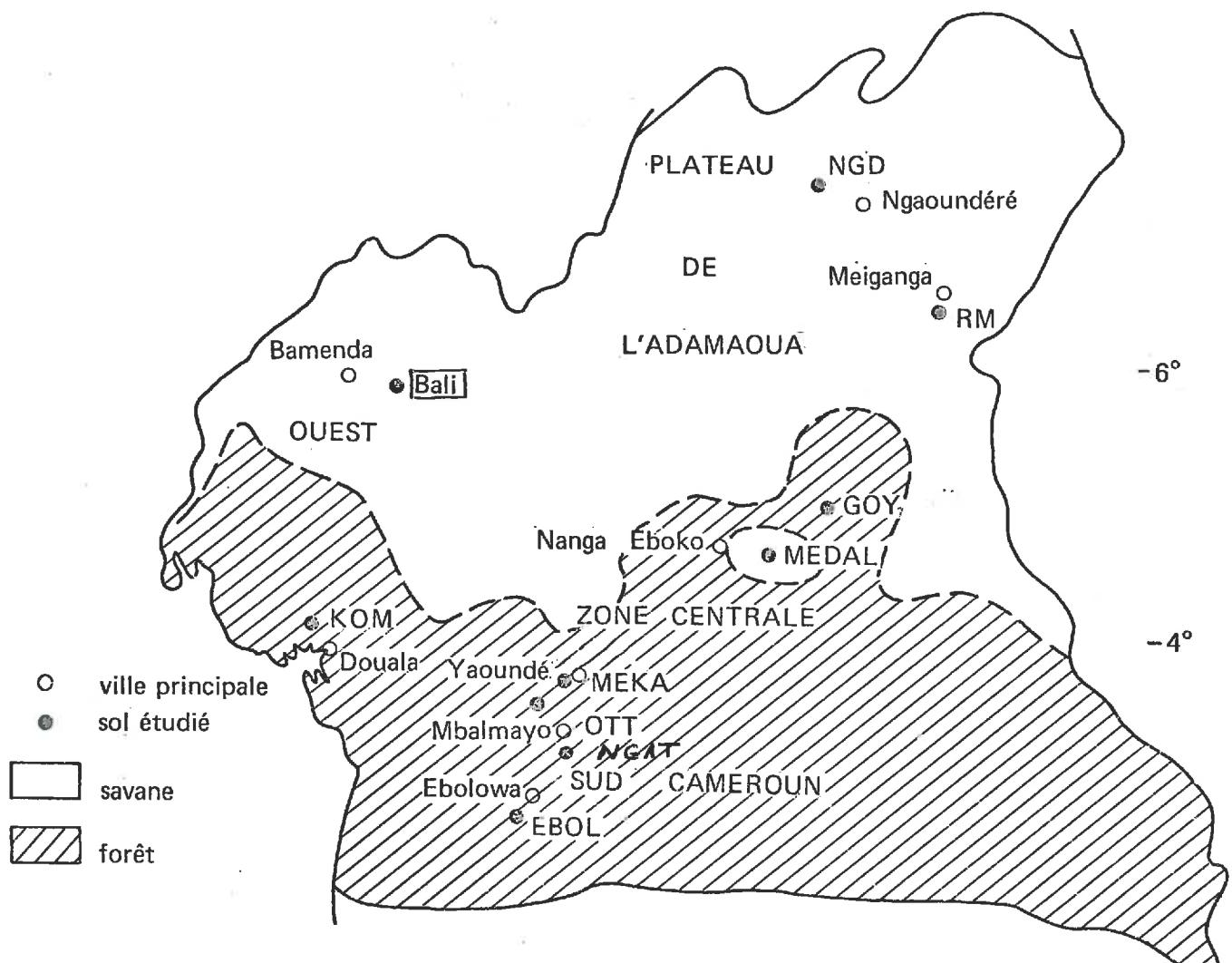


Figure 4 – La végétation et l'emplacement des sols ferrallitiques étudiés.

1.2.5. LE MILIEU VIVANT.

1- La végétation (AUBREVILLE, 1947, JACQUES-FELIX 1950, LETOUZEY 1958) est forestière dans le sud, savanisée dans l'Adamaoua, mixte dans la zone intermédiaire et au nord-ouest (fig.4). Les modifications apportées par l'homme sont partout importantes, notamment dans l'ouest et aux alentours des agglomérations.

- dans le sud la forêt dense humide change de physionomie avec l'altitude, et avec l'éloignement des influences maritimes : à basse altitude elle est sempervirente, caractérisée par *Lophira alata*, et fait place sur la côte à une mangrove (1000 Km²), ailleurs à des palmeraies ou à des cultures vivrières. Cette forêt proviendrait d'une régénération sur des défrichements culturaux anciens (informations orales); à moyenne altitude elle est partiellement à feuilles caduques et dominée par des légumineuses. Son bois est exploité et elle est souvent défrichée au profit de cultures de bananiers, cafériers, palmiers, cacaoyers. Au sud-est (forêt congolaise) elle est assez bien conservée. Au centre-sud elle est très dégradée par les cultures. A l'est (forêt à Sterculiacées) elle est en voie de disparition (forêt de Deng-Deng, traversée par le chemin de fer transcamerounais).

- dans le centre il y a juxtaposition de deux formations végétales bien différentes, la forêt et la savane, dont les limites sont toujours franches et la disposition variée. Les savanes sont à base d'Andropogonées ravagées par les feux de saison sèche, et parsemées d'arbustes (tolérés par les termites et résistants au feu). Les forêts sont soit des îlots de forêt semi-décidue à Sterculiacées, soit des galeries forestières qui prolongent, en suivant les cours d'eau, les forêts du sud.

- dans l'Adamaoua les forêts ne forment plus, à part quelques bois protégés, que des galeries discontinues dans les talwegs (et aussi des bois sommitaux sur le versant sud du plateau). La savane à Andropogonées est arborée, notamment par *Daniellia oliveri*, sauf au voisinage des villes (bois de chauffe) et très dégradée par le pâturage (feux et parcours), qui dénude le sol suivant des sentes anastomosées ou parallèles.

- dans l'ouest les massifs portent en altitude des forêts denses humides juxtaposées à des prairies de montagne. A plus basse altitude domine au nord une savane arbustive, et au sud une forêt atlantique sempervirente. Mais une partie importante du paysage a été aménagée par l'homme en un bocage caractéristique, à habitat dispersé : c'est le pays Bamileké, à forte densité de population.

2- Le milieu animal se caractérise par une grande activité des termites et des vers, dans et sur le sol, et secondairement par celle de leurs prédateurs. Les manifestations des autres espèces animales sont moins apparentes bien qu'en particulier les nématodes, enchytraeides, fourmis, larves d'insectes, rongeurs, construisent ou aménagent des galeries et des cellules d'habitation dans le sol.

- Termites : Ces insectes construisent des galeries, des cavités et des petits agglomérats terreux qui s'observent en abondance dans les mètres supérieurs et parfois jusqu'à une grande profondeur (quête d'eau). Leur nourriture est prélevée principalement en surface, mais leur habitat se modifie du sud au nord : dans la forêt dense il est dispersé en petites colonies dont les termitières-champignon sont l'une des formes ; dans l'Adamaoua, et même dès les savanes du centre, il est concentré dans de grands édifices épigés de plusieurs mètres cubes (buttes termitiques) et en petits nids arrondis situés à plusieurs décimètres de profondeur. L'oryctérope, leur prédateur, creuse alors de grandes galeries obliques, à l'entrée desquelles la terre remontée forme des petits monticules meubles.

- Vers : La terre fluidifiée rejetée par ces animaux forme en séchant des amas sphéroïdaux à la surface des sols, ou même des turricules hauts de plusieurs centimètres. Ces rejets sont formés de terre brune prélevée dans l'horizon supérieur dont elle a la composition. Dans les forêts du sud ces rejets sont assez régulièrement juxtaposés et leur émission est presque continue. Dans les savanes dégradées de l'Adamaoua ils sont concentrés autour des collets d'arbustes, et l'activité des vers est saisonnière.

3- L'homme intervient directement par défrichement et travail des horizons supérieurs (buttes et billons en pratique indigène), indirectement par les feux et le pâturage (Adamaoua). Ses interventions ont souvent pour résultat de tasser et durcir tout ou partie de la surface du sol et d'exposer celle-ci directement aux agents atmosphériques. Ses actions tassantes et desséchantes paraissent augmenter du sud au nord, mais cette constatation traduit plutôt une agressivité croissante du climat, accentuée évidemment par le remplacement de la forêt par la savane. En effet, la population tend au contraire à décroître et les dégradations dues au pâturage extensif dans l'Adamaoua sont démesurées en regard de la densité du parcours. Dans le sud d'ailleurs le défrichement de la grande forêt dense représente une des plus graves perturbations imposées à un milieu naturel.

Conclusion : L'emprise du milieu vivant sur le monde minéral change donc d'aspect du sud au nord du domaine ferrallitique. Cependant elle est partout considérable, et l'on s'attachera en particulier à déterminer l'influence des organisations biologiques sur certaines caractéristiques des sols. Mais dans l'Adamaoua, où la végétation est clairsemée, on se demandera aussi à quel caractère l'épaisse couverture pédologique doit ne pas être érodée, en dépit de l'abondance et de l'intensité des précipitations.

1.3. LES SOLS FERRALLITIQUES DU CAMEROUN.

1.3.1. HISTORIQUE DES ETUDES PEDOLOGIQUES.

Les sols du domaine ferrallitique au Cameroun ont été étudiés par de nombreux auteurs, surtout de langue française. Les premiers travaux, en langue allemande, sont répertoriés dans DIPPOLD (1972). Les écrits en langue anglaise sont peu nombreux, excepté le très important ouvrage de HAWKINS et BRUNT (1965) pour le Cameroun Occidental. Les études en langue française sont essentiellement l'œuvre des pédologues de l'ORSTOM. Trop nombreuses pour être énumérées ici elles sont répertoriées dans la publication : Centre ORSTOM de Yaoundé (1971). Les leviers cartographiques systématiques intéressent essentiellement les régions ouest, centre (MARTIN 1965, VALLERIE 1973) et partiellement l'Adamaoua (BACHELIER 1957, HUMBEL 1967).

Ailleurs les sols Ferrallitiques ne sont connus que par une reconnaissance générale, et par des études très localisées, destinées le plus souvent à des projets de plantation. A noter cependant deux études régionales plus conséquentes, celles de MARTIN et SIEFFERMANN (1966) dans le MUNGO, et de SEGALEN (1967) dans la vallée du NOUN. La reconnaissance générale a été traduite dans les cartes à 1/1 000 000 de MARTIN et SEGALEN (1966) pour le Cameroun oriental et de VALLERIE (1968) pour le Cameroun occidental. Les sols associés dans les paysages aux sols Ferrallitiques ont été à ce jour peu étudiés, sauf les sols Brunifiés de l'ouest et de l'Adamaoua (SIEFFERMANN 1969, BACHELIER 1957).

Les travaux en cours portent surtout sur une caractérisation détaillée (toposéquentielle), macro et micro-morphologique des sols Ferrallitiques de l'est (chemin de fer transcamerounais) et du sud-est (J.P. MULLER et J.M. RIEFFEL).

1.3.2. CARACTERES GENERAUX ET REGIONAUX DES SOLS FERRALLITIQUES DU CAMEROUN.

Les sols Ferrallitiques du Cameroun présentent tout d'abord une différenciation majeure par la couleur jaune ou rouge de leur plasma argileux. Bien que par simple pulvérisation les matériaux rouges prennent en sec une teinte beaucoup plus jaune, cette différence paraît traduire des caractères fondamentaux de composition et d'organisation, en relation avec les facteurs externes :

Dans les régions longuement humides comme au sud-ouest, et en mode-lé peu accidenté, la couleur jaune est généralisée à toute la partie supérieure du sol (au maximum sur 5 mètres), même sur des roches très basiques. Il en est de même dans le centre-sud sur certaines roches-mères pauvres en fer ou sur les modelés très aplatis (schistes de M' balmayo). Ailleurs le jaunissement n'apparaît qu'en bas de versant (région de Yaoundé), ou est très discrètement marqué dans les deux mètres supérieurs des sols rouges (centre-est sous forêt). Dans l'Adamaoua, des sols rouges sont juxtaposés de façon complexe à des sols dont l'horizon B est peu épais et de couleur jaune clair.

Qu'ils soient de coloration d'ensemble jaune ou rouge la plupart des sols Ferrallitiques présentent en profondeur un horizon bariolé, en rouge, jaune et même blanc : les couleurs jaune et blanche sont généralement ordonnées en un continuum anastomosé, entourant des volumes rouges plus ou moins isolés (cette réticulation est d'origine pédologique). La circulation de l'eau per descensum paraît emprunter le réseau jaune et blanc, qui est relativement moins riche en fer.

Ainsi la répartition des organisations pédologiques de couleur rouge, et des organisations de couleur jaune ou plus claire, paraît commandée par le régime hydrique qui détermine la nature et la cristallinité des composés ferrugineux. Cette différenciation par la couleur s'établit à différentes échelles : celle du paysage en relation avec les trois facteurs du milieu, climat, roche et topographie, celle des organisations fines, en relation possible avec les voies de circulation de l'eau. Les teintes homogènes jaunes semblent caractériser les matériaux qui sont, ou ont été, soumis à un drainage important sans qu'apparaisse le bariolage dû aux phénomènes de réduction du fer. Ce bariolage apparaît en effet à la base ou à l'aval des horizons de couleur vive et homogène, traduisant des conditions plus réductrices.

Un autre caractère, commun à tous les sols, est la forte désaturation du complexe absorbant en cations échangeables, à laquelle n'échappent que les matériaux basiques de mise en place récente (par le volcanisme) et les secteurs fortement rajeunis par érosion et surtout par colluvionnement (dépression de la Sanaga au centre, piedmonts des massifs de l'ouest). La désaturation très poussée des sols rouges anciens de l'Adamawa n'infirme pas la relation entre taux de saturation et climat atmosphérique introduite dans la classification au niveau de la sous-classe (AUBERT et SEGALEN 1966) : en effet ces sols de la marge nord du domaine ferrallitique camerounais subissent actuellement des influences océaniques particulièrement lixiviantes, et leur désaturation peut aussi être héritée.

Un troisième caractère très répandu est la présence d'un niveau grossier à plus ou moins grande profondeur dans ces sols. Il se présente parfois comme une simple *stone line* de fragments de quartz filonien, rarement comme un dépôt alluvial de galets, plus souvent comme un horizon d'accumulation de fer en concrétions, englobant quelques cailloux analogues à ceux contenus par la roche-mère. Cette accumulation ferrugineuse peut souvent être décomposée en quatre parties :

- à la partie supérieure, concentration en très petites concrétions noires dites "plombs de chasse" (sols jaunes surtout), emballées dans une matrice abondante, analogue aux horizons meubles susjacentes.
- puis sur deux décimètres environ, mélange de cailloux quartzeux hérités de la roche et de concrétions arrondies, dures et denses, difficiles à humecter.
- sur plusieurs décimètres, mélange des concrétions précédentes et de fragments de roche ferruginisés, de forme torturée, peu durs, sans cuticule ni patine, plus poreux et plus humectables.
- enfin dominance des fragments de roche ferruginisés mais sans disparition complète des formes d'accumulation précédentes.

Dans l'ensemble, ces horizons grossiers ferrugineux sont plus profonds et moins épais en sommet d'interfluve que sur les versants (c'est le cas de tous les sols étudiés ci-après) mais cette règle souffre de nombreuses exceptions, en particulier lorsque l'interfluve est très étroit, ou le colluvionnement important en bas de pente.

Sauf dans la zone côtière et dans les régions montagneuses de l'ouest, une épaisse accumulation de fer en cuirasse ou carapace a été généralement observée en sommet d'interfluve, à grande profondeur. Compte tenu des vastes affleurements de cuirasse de l'est et de l'Adamawa, tous les paysages anciens du domaine étudié ont donc gardé la trace d'une importante redistribution du fer, qui correspondrait à une très longue évolution en climat chaud et humide.

Régionalement les sols Ferrallitiques camerounais présentent les particularités suivantes :

- Dans la région montagneuse de l'ouest :

une accumulation humifère au dessus d'une altitude qui dépend des micro-climats et qui est de l'ordre de 1500 m.

un rajeunissement par l'érosion et le colluvionnement sur presque tous les versants abrupts, et présence d'un horizon caillouteux à faible profondeur.

un remaniement des horizons A par une mise en culture très générale, en billons ou en planches.

- Dans la zone côtière ces sols sont de couleur jaune, pas très épais, à profil nettement différencié par les teneurs en argile et en fer, et ils présentent un horizon concrétionné qui est peu épais en sommet d'interfluve.

- Dans le sud ces sols sont jaunes à l'ouest et rouges à l'est, et plus ou moins différenciés en argile et en fer, en relation avec le modelé. L'hydro-morphie envahit les paysages faiblement vallonnés.

- Dans le centre ces sols sont particulièrement épais et généralement rouges, sauf dans les plaines ouvertes sur la Sanaga.

- Dans les paysages de l'est apparaissent de vastes cuirasses, juxtaposées à des sols rouges épais.

- Dans les paysages de l'Adamaoua les sols rouges anciens, de type ferrallitique, sont juxtaposés à des cuirasses et à des secteurs rajeunis où les sols sont de couleur claire et peu épais.

1.4. CONCLUSIONS.

Par rapport à l'Afrique de l'ouest le "Cameroun ferrallitique" se distingue d'abord par l'existence d'imposants massifs montagneux et par l'abondance de roches volcaniques d'âges variés, et notamment de basalte. Un autre caractère important est la grande épaisseur de l'altération et des horizons B. Il n'y a pas de contradiction majeure entre cette épaisseur de la couverture pédologique et l'instabilité tectonique que traduisent reliefs et volcanisme. En effet ces caractéristiques ne sont pas exactement superposées, et le domaine ferrallitique s'étend en fait sur trois provinces pédologiques bien différentes :

- l'ouest : axé sur la zone de fracture suivie par la dorsale camerounaise, est accidenté et tectoniquement actif, mais le climat de mousson qu'il subit permet une ferrallitisation rapide.

- le centre et le sud appartiennent au bouclier africain et présentent une adaptation des sols et du modelé par pénéplanation au cours de longues périodes de stabilité. Les roches volcaniques y sont pratiquement absentes.

- l'Adamaoua résulte d'une épirogenèse récente et conserve encore ses épaisses "ferrallites", malgré l'intensité de l'érosion, du fait de son horizontalité (accentuée par des épanchements basaltiques).

Pour caractériser au mieux le domaine ferrallitique camerounais, les points d'étude devront d'abord être répartis dans ces trois provinces, qui se distinguent aussi par leurs régimes climatiques. Pour faciliter les comparaisons d'un endroit à l'autre ils devront également être situés sous végétation naturelle, forêt au sud, savane au nord, et sur des interfluves à profil transversal convexe et de dénivelées comprises entre 20 et 50 mètres. Enfin ils devront comporter un horizon B argileux et meuble de plusieurs mètres d'épaisseur du moins en sommet d'interfluve, jaune au sud, rouge au nord. Les horizons caillouteux ou indurés devront être par contre peu développés et (ou) profonds en sommet d'interfluve, plus épais et plus proches de la surface sous les versants.

Chapitre 2

CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES ET ANALYTIQUES DES SOLS ÉTUDIÉS

2.1. LES EMPLACEMENTS CHOISIS.

Le nombre de sols Ferrallitiques étudiés a été limité à une dizaine par la nécessité de caractériser leur dynamique saisonnière au cours des mêmes cycles saisonniers et en plusieurs points des versants. En outre trois sols Ferrugineux Tropicaux et sept sols Hydromorphes ont été étudiés simultanément, afin d'établir des comparaisons.

Deux sols sont situés dans l'Ouest-Cameroun : le sol KOM caractérise les sols jaunes du bassin sédimentaire de Douala, le sol BALI les sols rouges de la haute plaine de Ndop. Les autres sols sont échelonnés en latitude de la frontière du Gabon à la falaise nord de l'Adamaoua : les sols EBOL, NGAT et OTT caractérisent les sols jaunes du Sud-Cameroun, les sols MEKA, MEDAL et GOY les sols rouges du centre, les sols RM et NGD les sols rouges et les sols clairs de l'Adamaoua. La situation de ces dix sols est portée sur la figure n°4, et les principaux paramètres de leurs milieux sont indiqués dans le tableau n°1. La suite KOM, EBOL, NGAT, OTT, MEKA, MEDAL, GOY, RM et NGD décrit un itinéraire climatique le long duquel le régime pluvio-thermique est de plus en plus contrasté (régime équatorial puis sub-équatorial puis tropical humide). Cette suite sera appelée "pédo-séquence climatique". Les noms KOTI, DJOLA et GM désignent les emplacements des sols Ferrugineux Tropicaux et des sols Hydromorphes étudiés dans le bassin de la Bénoué.

Tableau n° 1 : Paramètres des sols étudiés.

sol	1	L	a	X	Y	Z	u	P	t	n
KOM	4°23'	9°35'	80	150	20	8	10	2200	26°4	3
EBOL	2°49'	11°07'	580	100	20	> 5	20	1700	23°3	2
NGAT	3°25'	11°33'	680	500	20	> 5	50	1550	23°3	3
OTT	3°40'	11°17'	700	200	40	> 7	30	1550	23°5	4
MEKA	3°47'	11°31'	700	700	40	> 5	10	1600	23°5	2
MEDAL	4°46'	12°51'	680	450	35	13	50	1600	24°	3
GOY	5°12'	13°25'	670	300	30	> 7	30	1550	24°	4
RM	6°29'	14°24'	980	600	20	> 7	200	1600	24°	5
NGD-R	7°20'	13°28'	1130	1000	20	6	50	1600	22°2	4
NGD-C	7°20'	13°28'	1130	500	20	3	50	1600	22°2	3

Tableau n° 1 : suite

sol	1	L	a	X	Y	Z	u	P	t	n
BALI	5°56'	10°23'	1210	300	10 > 6	20	1600	20°2	3	
KOTI	8°10'	13°33'	560	500	15	1,5	100	1400	25°5	3
DJOLA	9°13'	13°30'	280	1000	20	4	30	1000	28°	3.
GM	9°43'	13°24'	350	500	10	3	10	1000	28°	1

1 = latitude, L = longitude, a = altitude du point le plus bas, X = longueur du versant, Y = dénivellation de l'interfluve, Z = épaisseur du solum * en sommet d'interfluve, u = largeur moyenne du bas fond, P = total pluviométrique annuel, t = température moyenne annuelle, n= nombre de profils étudiés sur chaque interfluve.

Pour caractériser les sols les plus représentatifs de chaque région, les points d'étude ont été choisis, chaque fois que possible, dans des secteurs antérieurement cartographiés, et sur les types de sol les plus communs. Les travaux qui ont été utilisés pour cela sont ceux de HUMBEL et BARBERY (1966) pour le sol KOM, de CLAISSE et CURIS (1956) pour le sol EBOL, de PELLIER (carte inédite) pour le sol MEKA, de MARTIN (1966) pour les sols MEDAL et GOY, de HUMBEL et BARBERY (1967) pour les sols NGD, de BARBERY et VALLERIE (1970) pour le sol BALI, enfin la carte à 1/1.000.000 de SEGALEN et MARTIN (1966) pour l'ensemble du domaine ferrallitique. Les sols retenus dérivent ainsi principalement de roches éruptives ou cristallophyliennes, acides à neutres, car ces roches-mères sont les plus répandues. Toutefois le sol KOM est formé sur une roche sédimentaire et les sols NGD et BALI dérivent en certains points de basalte.

Les comparaisons entre ces sols appartenant à des milieux assez différents sont possibles à cause de leur uniformité géochimique, de la similitude de leurs modèles, de la grande épaisseur des horizons B meubles et de la composition argileuse de ceux-ci. Indépendamment du facteur climatique ces sols se différencient surtout par la couleur du plasma (jaune en KOM, EBOL, NGAT et OTT, principalement rouge en MEKA, MEDAL, GOY, et BALI, rouge ou claire en RM, NGD), par leur teneur en squelette quartzeux

* - ensemble des horizons dont l'organisation ne rappelle en rien l'architecture de la roche-mère.

(5 à 50% pour les horizons B), enfin par la végétation qu'ils portent (forêt en KOM, EBOL et OTT, jachère forestière en NGAT et MEKA, forêt et savane en MEDAL, forêt en GOY, savane en RM, NGD, et BALI).

Au total le domaine ferrallitique camerounais n'a pas été exploré dans sa totalité puisqu'en particulier les sols rouges du sud-est, les sols humifères de l'ouest montagneux et les sols rajeunis de la vallée de la Sanaga et de l'ouest n'ont pas été caractérisés. Mais les sols retenus sont à la fois suffisamment représentatifs et comparables entre eux pour que les grands caractères physiques et hydriques de la couverture pédologique de ce domaine soient mis en évidence. Leur échelonnement en latitude, qui se poursuit au nord avec les sols Ferrugineux Tropicaux, doit permettre en outre de dégager les changements éventuels de ces caractères, en relation avec la zonalité climatique.

2.2. MODE DE DESCRIPTION.

Les profils répartis sur les différentes composantes du modelé et du substratum ont montré que la couverture pédologique des interfluves présente, du haut en bas du versant, une unité ou une ordonnance qui autorisent à la considérer et à la décrire comme un sol Ferrallitique unique, différencié verticalement et latéralement. L'organisation de ce volume-sol suit principalement la pente, celle du versant principal et celle des collecteurs secondaires inscrits dans celui-ci : elle sera donc décrite du haut en bas du versant et de la surface du sol vers la roche-mère en profondeur, chaque fois que le matériau est uniforme, ou ordonné lui-même selon la pente (colluvionnement). Là où il est complexe comme en BALI et en NGD les caractères indiqués seront ceux du sol de sommet d'interfluve.

Pour alléger les descriptions et les adapter à l'objectif, il a été possible de regrouper les horizons B en ensembles, à l'aide des seuls critères suivants :- couleur vive uniforme ou bariolage, - absence ou présence de cailloux, - structure ou bien meuble et très fine ou bien compacte et grossière, - enrichissement en fer sous forme d'éléments nébulaires ou d'un continuum de cimentation, - apparition de volumes de roche altérée à architecture conservée. Ces regroupements correspondent à une recherche de dénominateurs communs, qui puissent être en relation avec les caractéristiques physiques et hydriques mesurées par ailleurs.

Ils ne doivent pas faire conclure à l'uniformité des organisations pédo-logiques en milieu ferrallitique camerounais, et ils ne signifient pas que la continuité latérale des horizons inclus dans ces ensembles a été vérifiée systématiquement par des tranchées.

La nomenclature des horizons qui a été utilisée est : A_T ou A_p, A₃, AB, B, B_s (sesquioxides de fer), BC et C. L'épaisseur est indiquée au début, la profondeur est signalée, si nécessaire, avec la transition. La couleur est celle de la matrice humide. La texture de la terre fine n'est pas indiquée car la composition granulométrique est fournie avec les données analytiques (seules la présence et les caractéristiques des cailloux sont indiquées). Lorsque la structure fragmentaire est extrêmement fine (micropeds), il est difficile de préciser si elle est anguleuse ou arrondie, mais on parlera encore de grains. Cohésion, consistance et comportement à l'humectation sont indiqués avec la structure.

Des tests de comportement à l'eau de petits agrégats ou mottes ont été appliqués. Ils concernent la vitesse d'humectation et la stabilité à l'eau de la matrice des sols. On humecte goutte à goutte, au rythme d'environ deux par seconde, jusqu'à saturation ; l'humectation est :

- très rapide si le temps de stagnation de chaque goutte n'est pas perceptible
- rapide si l'eau d'une goutte s'infiltre avant la chute de la suivante
- peu rapide si l'eau est absorbée dans un rayon d'un centimètre
- lente si l'eau pénètre lentement en se déplaçant
- très lente si l'eau se déplace sans pénétrer sensiblement

Après humectation complète, la stabilité de l'agrégat est :

- très bonne s'il garde forme et cohésion et si l'eau rejetée est limpide.
- bonne s'il se brise sans s'écraser, à la préhension
- moyenne s'il s'effondre lentement et incomplètement après saturation
- mauvaise s'il s'effondre avant saturation, en perdant de l'argile.
- très mauvaise s'il se délite complètement, l'eau entraînant toute sa substance.

La transition avec l'horizon sous-jacent est caractérisée relativement à l'épaisseur de l'horizon, et non en valeur absolue (les horizons des sols Ferrallitiques ont de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur) : la transition est rapide si le rapport de l'épaisseur de la zone de transition à celle de l'horizon est inférieure à 1/5, lente dans le cas contraire. Les autres termes descriptifs sont empruntés à BREWER (1964) et au "GLOSSAIRE DE PEDOLOGIE" (1969). On appellera station le territoire de quelques mètres carrés entourant chaque profil et sur lequel portent les

mesures physiques et hydriques.

Dans la description d'un horizon continu sur le versant il est nécessaire de repérer la position d'une observation ou d'un caractère. La convention suivante a été adoptée : le nom du sol (toposéquence) est précédé du chiffre 1 pour désigner le haut d'interfluve jusqu'au versant (pentes nulle et faible), du chiffre 3 pour le bas de versant (souvent en pente forte), du chiffre 4 pour le bas-fond hydromorphe. Le chiffre 2 est réservé soit à une particularité du sol (affleurement de l'horizon caillouteux) ou du versant (inflexion de pente) située entre 1 et 3, soit aux flancs des talwegs secondaires inscrits dans le versant principal (fig.5).

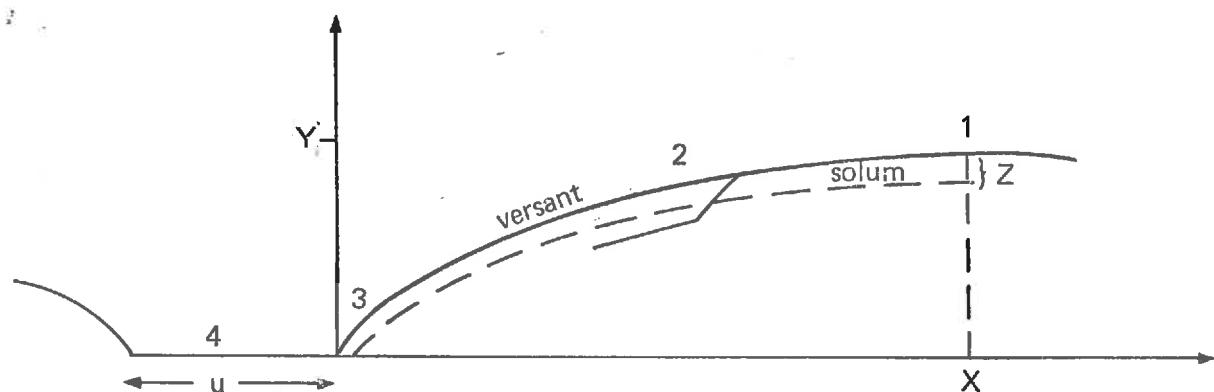


Figure n°5 : Les paramètres de caractérisation du volume-sol.

2.3. LE SOL JAUNE, KOM, DU BASSIN SEDIMENTAIRE COTIER.

Ce sol est situé dans le secteur forestier d'extension de la palmeraie de KOMPINA (Mungo).

1. Facteurs externes :

-du milieu : climat presque constamment humide avec forte pluviométrie (2200mm), et faible insolation (1100 heures par an) - matériau sédimentaire gréso-argileux d'origine fluvio-marine, stratifié avec nombreux changements de facies, pauvre en minéraux altérables dans les conditions ferrallitiques - modèle convexe limité aux vallées principales, ailleurs talwegs à fond étroit (10-30 m), sableux, de largeur faible et régulière à versants plans, peu convexes, bien drainés, marqués jusqu'à mi-pente par des collecteurs en forme de dièdre très évasé. Pas de cuirasse résiduelle. - végétation forestière peu vigoureuse, avec lianes. Forte activité faunique, mais pas de grandes termitières épi-gées.

du sol : La zone 1 a une partie plane très réduite, le versant étudié étant court.

La zone 2, en limite cultures-forêt, est marquée par l'affleurement discontinu de gravillons et par la naissance des collecteurs secondaires.

La zone 3 a une pente régulière (12%) et elle est déforestée pour des cultures : palmiers, caféiers, manioc, ananas, etc...

La zone 4 n'est pas représentée, le versant se termine en berge d'un ruisseau d'eau courante, encaissé de 3m, à fond sableux.

2. Description : (en saison des pluies)

Les stations étudiées sont indiquées sur la figure 6 qui résume la description des profils.

Horizon A1 (forêt)

Litière de 2cm, composée de 2 à 4 feuilles superposées, et de brindilles, puis de débris de feuilles, prospectés par des radicelles blanches. A la base, piquetage blanc de sables quartzeux propres. Microrelief en creux et bosses (environ 5cm de hauteur/2dm de largeur) avec anastomose partielle des creux sur les faibles pentes, et atténuation du microrelief sur les fortes pentes. Quelques rejets de terre foncée dus aux vers, rares termitières-champignon, troncs pourrissants déracinés (chablis). Eclaircissement d'environ 50%.

Epaisseur 2 à 4 cm - Couleur non uniforme car présence de débris végétaux noircis et de sables grossiers propres : petites plages 10 YR 3/3 (10 YR 5/3 à 2,5 Y 6/2 en sec) -

Structure particulière sur quelques mm puis associée à des grumeaux (5mm) très fragiles, d'humectation rapide et de tenue moyenne à l'état humide - Porosité intergranulaire et d'assemblage (de ped) importante, mais disparaissant par pression et irrégulièrement développée en relation avec des biotopes (termitières hypogées, racines d'un arbre particulier etc....) - Radicelles en chevelu peu adhérant à la terre, racines horizontales à la base - Forte activité de la mésafaune, termites, vers et larves d'insectes principalement - Transition très rapide de couleur.

ou bien horizon Ap (cultures de versant)

Epaisseur 1-10 cm - Pas de litière continue mais gros débris végétaux en paquets (palmes surtout) - Microrelief dû à un tassement irrégulier - Couleur non uniforme en plages millimétriques bien délimitées, plus claire que sous forêt, due à une mauvaise liaison des matières organique et minérale. - Structure à tendance lamellaire sur 2cm (5mm/10 x 10mm), très fragile, avec feutrage radicellaire et racines horizontales, puis continue (tassement par l'homme ?) ou polyédrique subanguleuse peu nette - Porosité intergranulaire irrégulière - Transition rapide de consistance.

Horizon A3 (forêt)

Epaisseur 10 à 20cm - Couleur finement non uniforme 10 YR 5/4, avec de grandes plages 4/3 - Structure fragmentaire peu nette et localisée, en polyèdres subanguleux (10mm), fragiles, d'humectation rapide suivie d'effondrement - Petits Lissages ternes convexes attribués aux termites - Porosité tubulaire et d'agrégats importante - Nombreuses radicelles racines horizontales - Activité faunique importante (galeries et cavités) - Transition lente par texture et couleur.

Sous cultures, structure plus continue ou plus irrégulière avec des enduits argileux ternes et des grandes surfaces polystructurales sub-verticales luisantes d'humidité.

horizon B de couleur uniforme et sans cailloux.

Epaisseur de 1,5m en 1-KOM, nulle en 2-KOM, et de 0,4 m en 3-KOM. Couleur homogène 10 YR 6/6, peu différente en sec mais avec encore de grandes plages plus sombres, espacées.

- Structure peu nette à nette, en polyèdres subanguleux (5-30mm) peu fragiles, de tenue à l'humectation (qui est rapide) de plus en plus mauvaise, peu plastiques et peu collants, se défaissant en grains de 1 mm - Lissages ternes du logement des racines - Porosité de tubes et cavités importante - Radicelles plus espacées, activité animale importante - Transition lente de couleur, avec des récurrences.

Horizon B progressivement bariolé.

Epaisseur de 2,5m en 1 et 3-KOM, décroissant à 0,2m en 2-KOM. Couleur d'abord finement et discrètement bariolée en plages millimétriques de teinte moyenne 10 YR 6/6 puis croissant en taille et contraste, jusqu'à 1cm, et du jaune 2,5 Y 8/6 au rouge 2,5 YR 5/8. Quelques graviers de plus de 5 mm. Structure nette, en polyèdres subanguleux (2-10mm), s'affinant à la base de l'horizon avec apparition d'une sur-structure (20-50mm), fragile. Les agrégats rouges sont cohérents, non plastiques, non collants, à bords nets, secs au toucher. La tenue à l'humectation des volumes jaunes est mauvaise, leur humectation rapide. - Logements lissés autour de sables quartzeux propres. Revêtements argileux observés en 3-KOM. Porosité de structure importante, tubulaire faible. Quelques grandes cavités terminées à plafond concave et plancher plan, larges de 10cm environ. - Enracinement et activité animale décroissants - Transition très rapide par apparition de constituants grossiers à une profondeur qui décroît de 4m en 1-KOM à 0m en 2-KOM puis croît à nouveau jusqu'à 3m en 3-KOM. Cette limite est régulière et peu ondulée en 1-KOM, très irrégulière en 2-KOM. Forte résistance au sondage à la tarière en 3-KOM (sec, compact, riche en sables quartzeux).

Horizon Bs à cailloux et matrice.

Epaisseur 0,7m, atteignant 2m en 2-KOM. Cailloux de trois sortes : des "dragées" de quartz résistant (1 à 3 cm) parfois à fissures rubéfiées, occupant jusqu'à 30% du volume dans les 10-40 cm supérieurs. Des concrétions ferrugineuses de 2cm environ, occupant par place 40% du volume (plus petites et moins nombreuses à la partie supérieure) les unes sont dures, noires et arrondies, d'autres sont plus rouges, de forme torturée et cassables à la main. Localement des plaquettes de grès marron et même un gros morceau de cuirasse gréseuse. Des petits quartz (2-5mm) hyalins, peu émuossés. - Matrice bariolée comme ci-dessus, formant des logements lissés autour des cailloux, localement structurée en polyèdres (5-20mm) peu nets et fragiles. - Porosité, Enracinement et activité animale assez faibles (fissures gauches, radicelles, vers filiformes) - Transition très lente par diminution des concrétions, à 3m en 3-KOM.

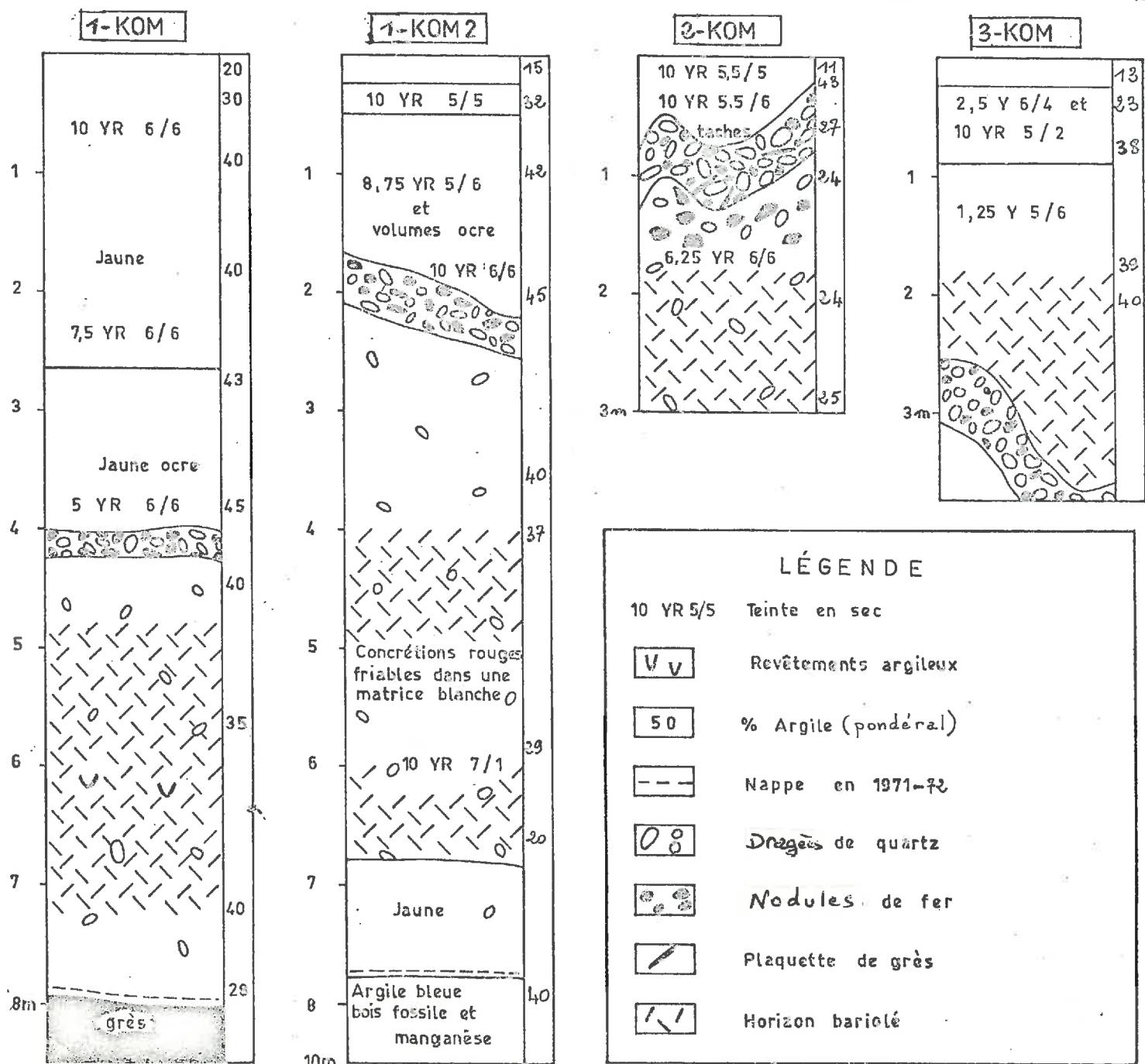
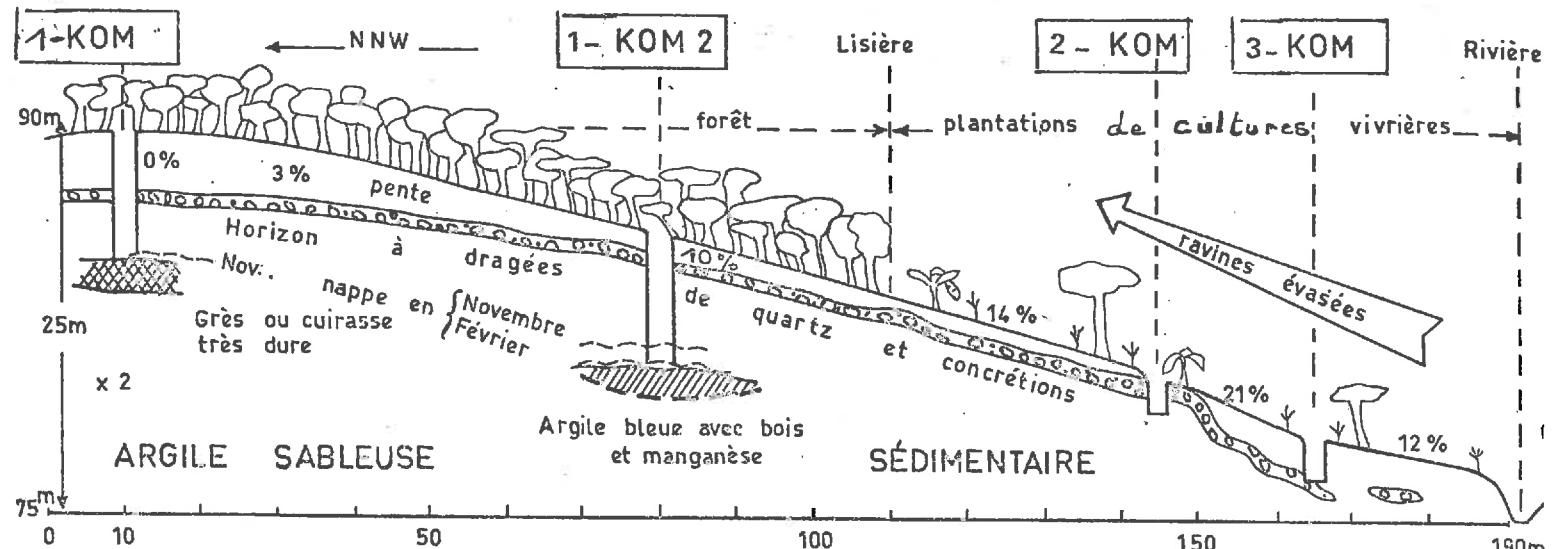


Figure n°6 : Toposéquence du sol jaune KOM. (Zone côtière).

Horizon Bs bariolé et réticulé.

Epaisseur 2m environ. Couleur bariolée allant du rouge violacé 10 R 3/6 au blanc gris 10 YR 8/3, avec dominance des teintes intermédiaires en haut de l'horizon et du blanc en bas de l'horizon et du versant. Plages colorées vastes (plusieurs cm pour les teintes claires, 1 à 3 cm pour le rouge) et à contours nets - Structure peu nette, polyédrique subanguleuse construite sur les volumes rouges qui sont parfois durcis mais le plus souvent friables.- Encore des dragées de quartz mais certaines sont cariées et friables à la main. Leurs logements dans la matrice ne sont plus lissés.- Localement durcissement en carapace des volumes rouges anastomosés ; localement au fond de grandes cavités des vastes et épais revêtements d'argile jaune stables à l'humectation.

-Porosité tubulaire grossière à fine, quelques radicelles, Transition encore visible.-Transition vers 7m en 1-KOM.

Horizon BG (étude à la tarière)

Epaisseur 0,7m. Gley blanc-jaunâtre à taches rouges, humide pâteux, dense. Battement saisonnier de la nappe entre le haut et le bas.

Horizons C (en 1-KOM)

Epaisseur supérieure à 2m : CI = argile plastique bleue avec quelques taches blanches et rouges, moins humide que ci-dessus.- Vers 8m niveau noir ferro-manganique (CII), et à 9m morceaux de bois fossile noirci. CIII est un niveau sableux observé latéralement.

à 8 ou 10 m selon les points, niveau dur grésifié non entamé par la tarière.

3. Données analytiques, pondérales de la matrice (tranche 0-9m)

Notation : x-y = variation entre x et y attribuée à l'hétérogénéité. x/y= variation régulière de haut en bas. x>y = variation en descendant le versant.

Granulométrie

Horizon Fraction	A1	A3	B	Bs	BG	CII	CIII
0-2 microns	10-30	35	40-45	40-25	33	40	15/5
2-20 microns	3	2	3	6	5	20	8
20-50 microns	3	2	2	2	3	7	7
0,05-0,2mm	10	10	5-10	10	10	20	10
0,2-2mm	70-50	50	45-40	45	50	10	60

Chimie

S	2	0,5-1	0,3-0,4	0,4-0,1	0,3	1-3	3
T	12-7	6-9	6-5	7-4	7	8-12	8
V	20	8-10	2-10	2-6	4	30	40
pH	4-5	4-5	4-5	5	5	3	3
Fet	1-2	2-3	3-4	4-6	5	5-7	1-2

S= somme des cations en me/100g, T = capacité d'échange en me, V= taux de saturation de T par S., Fet = fer total triacide %.

Chimie (suite)

horizon	A1	A3	B	Bs	BG	CII	CIII
Sil/al	-	-	2,5	1,8	2,5	5	-
Fe 1/t	50	55	60	60	70	60	45
C	43→13	18→5	4/1	--	--	24	6
N	1	0,6	0,5-0,1	--	--	0,4	0,1

Sil/al = rapport moléculaire silice/alumine, Fe 1/t = fer libre DEB/fer total, C et N carbone et azote pour mille.

Remarque : Dans l'horizon réticulé les volumes rouges sont plus riches en fer total (7,4%) que les volumes blancs (2,2%).

Minéralogie

(Analyses thermo-différentielles et diffractométriques).

Ce profil contient surtout du quartz et de la kaolinite, avec un peu d'hématite et de goethite (sans variations verticales nettes). Pas de gibbsite.

4. Commentaire.

Ce type d'organisation macromorphologique s'observe à la fois sur des sédiments composés seulement de quartz, kaolinite et hydroxydes de fer, et sur les matériaux granito-gneissiques abondamment pourvus en minéraux altérables. Dans les deux cas le niveau grossier rassemble des constituants résistants divers, dont certains sont identiques à ceux que contient la roche-mère. L'épaisseur du solum atteint ici 7m et les profils sont nettement différenciés en horizons et par leurs teneurs en argile et en fer. L'évolution pédogénétique des matériaux originels a donc été assez poussée. La forme du versant, ses ravines évasées où affleurent des gravillons, et l'absence de bas-fond plat (ruisseau encaissé) traduisent à l'évidence une reprise d'érosion récente. L'altération n'est pas directement visible à la base des profils mais on y observe des niveaux soit grèseux soit argileux, dont le mélange pourrait expliquer la composition du solum sus-jacent. La forte désaturation en cations et la faible valeur du rapport silice/alumine dans le solum ne sont pas alors des caractères hérités de ces matériaux originels (moins désaturés et plus siliceux).

Le micro-relief décrit ici et la mauvaise liaison des matières organique et minérale sont des caractères qui s'avèrent moins marqués dans les sols plus argileux. Par contre le tassement des horizons supérieurs en zone défrichée est un caractère habituel. Dans l'horizon A3 les grandes surfaces structurales plus ou moins décolorées et recouvertes souvent d'un film d'eau, constituent aussi un trait fréquent des sols jaunes, même sous forêt. Elles indiquent l'existence à ce niveau de voies

préférentielles d'infiltration de l'eau de gravité.

Dans les horizons meubles et sans cailloux, les caractères : couleur, texture, structure et composition chimique, ont en commun l'homogénéité de leur répartition. Mais cette homogénéité décroît de haut en bas, parallèlement à la décroissance de l'activité biologique. L'horizon "homogène" fait place alors à un horizon bariolé dont la maille d'hétérogénéité croît de haut en bas. Cette évolution verticale ne s'accompagne pas de transformations minéralogiques nettes : l'homogénéité de la partie supérieure de ces horizons pourrait alors provenir en partie de l'activité biologique (les teintes du bariolage donnent par mélange la teinte des horizons homogènes). Cette homogénéité ne s'étend pas aux caractères liés à l'activité excavante et perforante de la faune et des racines (c'est à dire à la porosité et à la perméabilité étudiée aux chapitres suivants).

Les cailloux des horizons B inférieurs sont emballés et moulés dans une matrice analogue à celle de l'horizon bariolé sus-jacent. Ces cailloux ont, sur les échanges hydriques, un rôle passif d'encombrement, du moins lorsqu'ils sont imperméables et peu poreux (comme les concrétions arrondies et les dragées de quartz non cariées). De même les volumes rouges consolidés de l'horizon réticulé sont plus secs au toucher et ne paraissent pas concernés par la dynamique verticale (les argilanes de l'horizon Bs sont jaunes).

En conclusion, la différenciation verticale de ce type de sol présente, en ce qui concerne les horizons B, les caractères suivants :

- la partie médiane est formée d'horizons bariolés dans lesquels le contraste entre les volumes rouges et les volumes blancs, ainsi que la taille de ceux-ci, décroissent de bas en haut.
- Or la partie supérieure est jaune et sa teinte homogène est analogue au résultat du mélange des phases rouge et blanche.
- A la partie inférieure le contraste entre ces phases est au contraire accentué, mais il augmente cette fois de bas en haut. La phase rouge est de plus en plus enrichie en fer et consolidée jusqu'à cette discontinuité majeure qui apparaît au sommet de l'horizon concrétionné. La phase jaune et blanche forme un continuum anastomosé, meuble et appauvri en fer : elle constitue vraisemblablement le lieu de passage des eaux de drainage car elle est meuble, percée de tubes, et présente de nombreux argilanes.

L'écoulement vertical des eaux de drainage est donc de plus en plus hiérarchisé ou concentré, du haut en bas du profil.

Ce type d'organisation verticale existe aussi dans les autres sols jaunes étudiés au Sud-Cameroun, qui dérivent de roches bien pourvues en minéraux altérables.

2.4. LES SOLS JAUNES, EBOL, NGAT et OTT du SUD-CAMEROUN.

1. Facteurs du milieu.

Situation : Ces trois sols caractérisent les paysages pédologiques développés au Sud-Cameroun sur le substratum granito-gneissique et sur les schistes de Mbalmayo. Ils ont été choisis après une reconnaissance des sols et de la région, sur photographies aériennes et sur le terrain, car il n'existe pas de travaux cartographiques d'ensemble de cette région. Le sol EBOL est situé à Nkoemvone à 10km au sud d'Ebolowa, dans la forêt séparant deux cacaoyères de la station de l'Institut Français pour le Café et le Cacao. Le sol NGAT est situé à 18km au sud de Mbalmayo, entre les hameaux de Ngat et d'Abang. Le sol OTT est situé à 50km au sud-ouest de Yaoundé, dans la réserve d'Ottotomo, à 1km de la case forestière.

Matériaux : La roche-mère indiquée sur les cartes géologiques et visible près ou à la base des profils est, en EBOL un granite à biotite et pyroxène, en NGAT le schiste de Mbalmayo à chlorite et muscovite, en OTT un gneiss embrèchite à deux micas. Ces matériaux fournissent donc à la fois des minéraux altérables et un squelette quartzeux résistant. L'architecture de la roche est reconnaissable vers 4m de profondeur sous les versants.

Modélés : Le versant est partout convexe : en EBOL il est court et pentu, en NGAT long et de pente douce, terminé cependant par un abrupt de quelques décimètres de hauteur, en OTT il est de longueur moyenne mais terminé par une forte pente. Le bas fond est plat ou très légèrement concave, marécageux, mais le lit du ruisseau est bien délimité et décrit des méandres.

Climat : Le total pluviométrique annuel, d'environ 1600mm, est réparti principalement en deux saisons des pluies totalisant chacune entre 400 et 1000mm selon les années. La première est étalée sur 4 mois (mai à juin), la seconde sur 2 à 3 mois seulement (entre août et novembre).

Végétation et faune : Le couvert végétal est en EBOL une forêt dense ancienne, en NGAT une jachère forestière, en OTT une forêt enrichie en espèces vers 1938. Pas de marques nettes de ruissellement ou d'érosion, sauf sous cultures. Pas de grandes termitières épigées mais une forte activité des vers et des termites dans le sol.

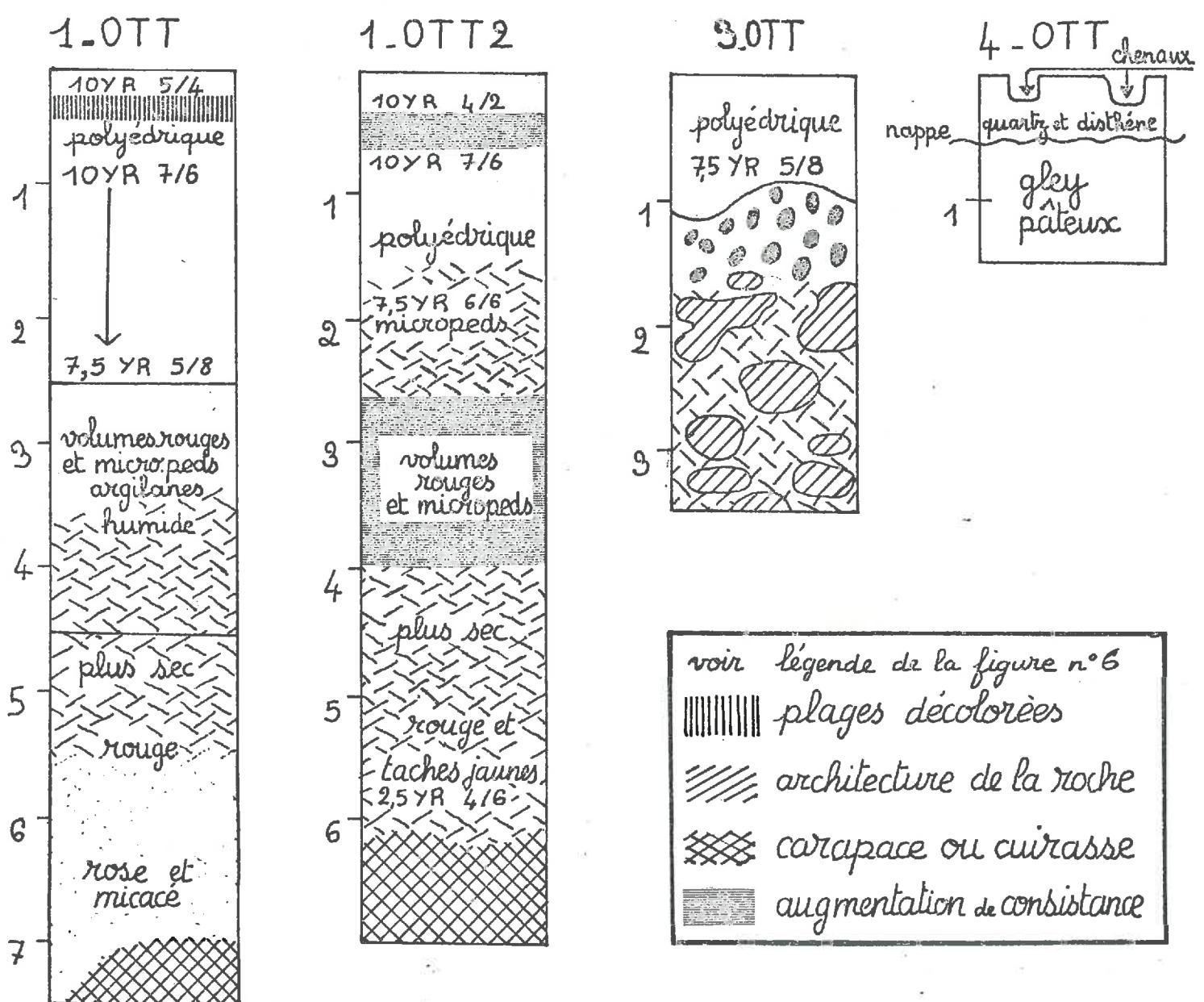
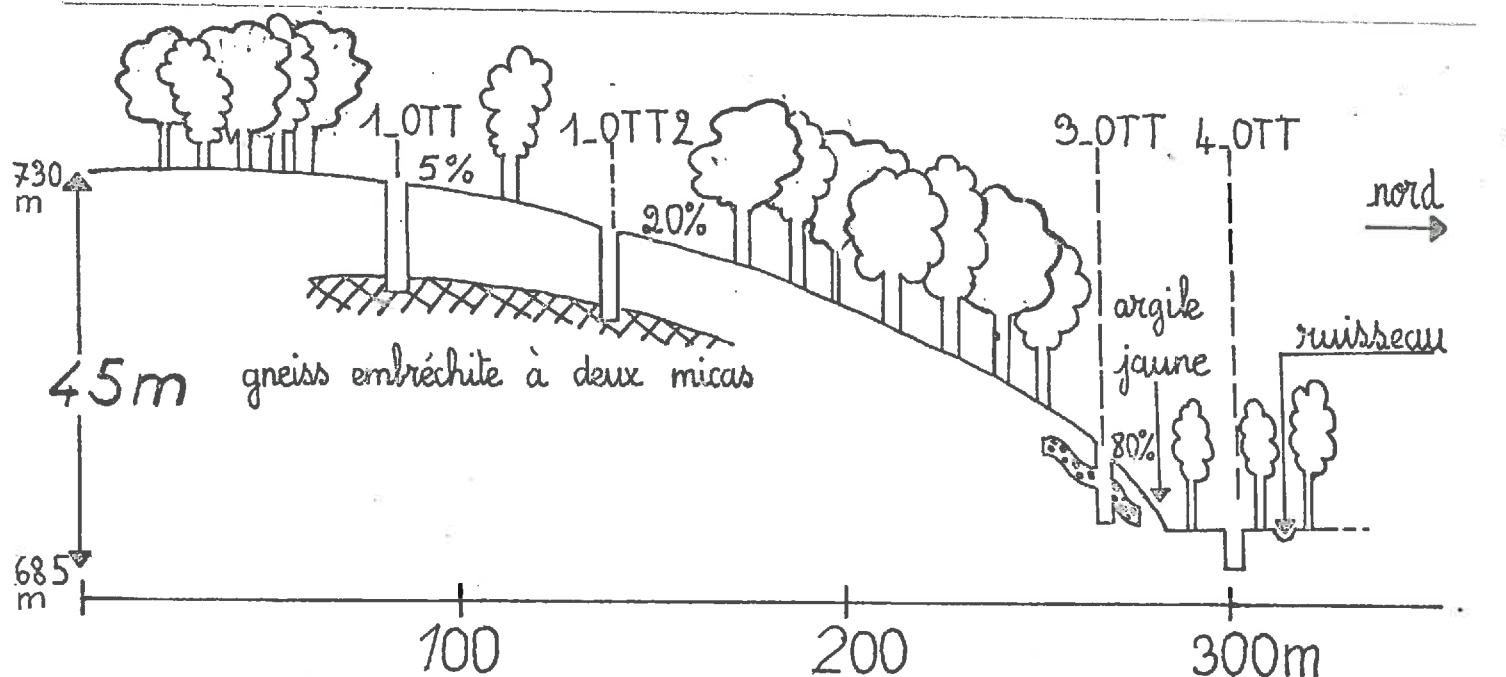


Figure n°7 : Toposéquence du sol jaune OTT, (sud-Cameroun).

Paysages et cuirasses : Des mornes rocheux s'observent, en position de commandement, sur des interfluves voisins. On n'observe pas de cuirasse ferrugineuse à l'affleurement, mais un horizon cuirassé de profondeur (4 à 7m), en sommet d'interfluve, dans les sols étudiés.

2. Les sols.

Si l'on considère à la fois les caractères morphologiques et analytiques de la tranche située au-dessus de la cuirasse profonde, le sol EBOL apparaît peu différencié verticalement et latéralement, le sol OTT est mieux différencié, le sol NGAT très évolué verticalement et latéralement. Compte tenu d'un développement parallèle du modèle, le sol EBOL a été considéré comme le terme le moins évolué d'un phylum dont NGAT représente le terme évolué et OTT un terme moyen. Tous ces sols présentent dans leur partie médiane un épais horizon bariolé, passant vers le haut à un horizon jaune homogène et vers le bas à un horizon ferruginisé et caillouteux. L'organisation du solum est donc, dans ses grands traits, analogue à celle du sol jaune KOM précédemment décrit. On indiquera donc succinctement les caractères communs et les caractères particuliers de ces trois sols jaunes. La figure n°7 présente succinctement les caractères du sol OTT.

Horizon humifère A1 :

Sous-forêt : Cet horizon présente une bonne liaison apparente des matières minérale et organique. Il est épais de 2 à 7cm, noir (10 YR 3/2 à 4/2), de concentration relativement élevée en matière organique (5-15% en poids). Sa structure est grumeleuse à polyédrique subanguleuse : les agrégats ont de 2 à 30mm de diamètre, sont stables à l'humectation (qui est rapide) mais fragiles à la pression. La porosité est grande, due à l'assemblage des agrégats et à l'activité biologique. L'enracinement est fin et bien réparti avec, au sommet un ~~feutre~~ racinaire et (ou) une litière, à la base quelques grosses racines horizontales conduisant l'eau après les pluies.

Cet horizon est argileux en EBOL, argilo-sableux en OTT, sablo-argileux en NGAT. Son pH est très acide (3 à 4) mais la désaturation en cations échangeables est inégale. Localement on observe soit une abondance de perforations (colonie termitique) soit une matte racinaire très développée, distendant la matrice (autour d'une espèce d'arbre) soit un épaississement de l'horizon (ancien tronc pourri ?) : les biotopes marquent donc nettement l'organisation de cet horizon.

Sous-cultures : Cet horizon est piqueté de sables grossiers propres, sa texture est plus sableuse, sa structure lamellaire et tassée. De plus la concentration en matière organique est moindre.

Horizon A3 :

Cet horizon est plus jaune, plus consistant (notamment sous les grosses racines) et il présente ces grandes faces luisantes et pâles décrites en KOM sous cultures.

Horizon B de couleur uniforme et sans cailloux.

Cet horizon est jaune (10 YR à 7,5 YR 5/8), d'épaisseur maximum 2,5 m en EBOL, 2m en OTT, 0,2m en NGAT. Sa structure est polyèdrique fine mais peu développée (sauf en EBOL); elle se défait en micropeds plus ou moins anguleux et à facettes parfois lisses. Son humectation est rapide mais sa tenue à l'eau moyenne. L'activité biologique est importante et la porosité tubulaire et cavitaire qui en résulte est élevée.

Horizon progressivement et discrètement bariolé en rouge, jaune et blanc :

Cet horizon épais, au maximum de 2 à 3m, a une structure également peu nette mais où les volumes rouges se distinguent par leur cohésion relative. L'humectation est plus lente, la stabilité à l'eau mauvaise. Nombreux argilanes en 1-OTT à ce niveau. L'activité biologique est plus faible qu'au-dessus.

Horizon Bs à cailloux et matrice :

Cet horizon n'apparaît que sous les versants, où il atteint 1,5 m d'épaisseur. La matrice est analogue à l'horizon sus-jacent. Les cailloux sont des concrétions ferrugineuses à patine noire et des morceaux de roche ferruginisés qui forment, à la base de l'horizon, quelques blocs cimentés de plusieurs décimètres-cubes. La porosité biologique est peu importante mais les radicelles sont encore nombreuses.

Horizon BC bariolé et à architecture de la roche localement conservée:

Les volumes rouges (10 R 5/8) sont plus ou moins consolidés, les volumes blanc-jaunes (2,5 Y 7/6) sont instables à l'humectation et atteignent plusieurs centimètres. Les volumes de roche sont peu ferruginisés et friables aux doigts. L'orientation de la roche est conservée à la base et sous les versants.

Remarques.

- 1- Les cuirasses compactes, atteintes en profondeur en sommet d'inter-fluwe n'ont pas été traversées.

2- En OTT, le raccord du versant au bas-fond est réalisé par une courte pente dont le sol est constitué d'argile jaune (10 YR 5/6), compacte, humide, percée de tubes, non stratifiée.

3- En NGAT (jachère), l'horizon Ap a une structure lamellaire et passe rapidement à un horizon massif à taches rouille et plages décolorées sub-verticales.

4- En EBOL, l'horizon A3 et même le sommet de l'horizon B, ont une structure polyédrique très nette et fine qui devient compacte sous les grosses racines. Les surfaces décolorées sont nombreuses, formées de faces d'agrégats juxtaposées. La stabilité à l'eau se maintient en profondeur.

Caractères analytiques.

Dans l'horizon Al le pH est très acide sous forêt (3 à 4), nettement moins sous jachère (5). La concentration en matière organique est élevée sous forêt (7-15%) diminuée de moitié sous jachère (mais l'horizon est alors plus compact).

On indiquera seulement les teneurs en argile et en fer total (analyse triacide) et le taux de saturation V. Les teneurs en limons sont faibles, moins de 10% jusque dans l'horizon BC ainsi que les teneurs en sables fins (10-20%), sauf en NGAT (25% en B). Le rapport moléculaire silice/alumine est peu inférieur à 2.

<u>argile %</u>	<u>horizon</u>	A1	A3	B	Bs	BC
OTT		25-40	40-55	55-60	50-55	40/3
EBOL		50	56	61	59	-
NGAT		20-30	35	55-62	35	35
<u>Fer %</u>						
OTT		3-5	5-6	8	15	11
EBOL		6	7	7	11-21	12
NGAT		5	5	6	13-20	14
<u>V%</u>						
OTT		2-40	8-3	5-2	7	4
EBOL		4-9	2-15	2-5	7	4
NGAT		50	20	6-8	7	5

Minéralogie : La matrice est composée essentiellement de kaolinite, de quartz et de goethite.

Commentaire.

Le sol OTT représente le type de sol jaune le plus commun dans le Sud-Cameroun. Le sol EBOL se singularise par sa faible différenciation verticale en argile et en fer et par sa structure polyédrique très nette à la partie supérieure. Le sol NGAT, lui, est marqué par l'hydromorphie jusqu'en haut du sol de sommet d'interfluve et par une nette différenciation en argile et en fer. De plus, en surface sa réaction est moins acide et son taux de saturation plus élevé, caractères qui peuvent être liés à la fois au drainage déficient et au remplacement de la forêt dense par des cultures. Mais la matière organique ne s'y accumule pas.

La présence dans ces trois sols d'une cuirasse massive en profondeur indique que ces interfluves ont subi une pédogenèse de longue durée. Par conséquent leur inégale différenciation verticale est plutôt à attribuer à un rajeunissement inégal par l'érosion, aux dépens des horizons meubles supérieurs. La forme des versants traduit aussi ce rajeunissement.

Les sols rouges, qui débutent à quelques kilomètres au nord du sol OTT, présentent à la fois une faible différenciation du sol, et des versants convexes abrupts, comme ceux des sols EBOL et OTT.

2.5. LES TROIS SOLS ROUGES DU CENTRE-SUD : MEKA, MEDAL et GOY.

1. Facteurs du milieu.

Situation : Ces sols sont situés dans la zone intermédiaire entre le Sud-Cameroun forestier humide et le plateau de l'Adamaoua à végétation de savane et climat plus contrasté. Ils ne représentent pas tous les paysages pédologiques de cette région complexe et variée du contact forêt-savane et notamment ceux des plaines proches de la Sanaga, décrites par VALLERIE (1973). Mais ils caractérisent des unités de sols rouges épais, argileux, filtrants, peu différenciés en horizons et vraisemblablement très anciens, qui sont largement répandus dans les secteurs cartographiés par PELLIER (1969) et MARTIN (1966).

Le sol MEKA est situé dans le bassin du Nyong, près du hameau de MEKA, à 10 km au sud de Yaoundé. Le sol MEDAL est situé près du village de Medalbom à 50km à l'est de Nanga-Eboko et à 15km au sud de la Sanaga. Le sol GOY est situé à 4km à l'est de la Sanaga, à Goyoum. Le sol MEKA a été étudié en collaboration avec J.L. PELLIER en 1969,

le sol MEDAL avec J.M. RIEFFEL en 1972, le sol GOY avec J.P. MULLER en 1972 (pédologues du centre ORSTOM de Yaoundé, auxquels la plupart des données descriptives qui suivent sont empruntées).

Matériaux : Les roches mères sont riches en minéraux altérables, notamment en minéraux ferro-magnésiens : en MEKA c'est un gneiss grenatifère à deux micas, en MEDAL une embréchite à biotite et à filons d'amphibolites, en GOY un gneiss micaschisteux. L'architecture de la roche n'est visible qu'à grande profondeur sous les cuirasses (13m en 1-MEDAL, 3m en 2-MEDAL).

Modelés : Le modelé est partout convexe : en MEKA le versant est long et la pente faible jusqu'au talweg en MEDAL et GOY le versant se termine par une forte pente. Le bas-fond est étroit en MEKA, un peu plus large et marécageux en GOY et surtout en MEDAL.

Climat : L'apport pluvial annuel est d'environ 1600 mm, répartis selon les années soit en deux saisons des pluies distinctes, séparées par une petite saison sèche comme au sud, soit en une longue saison humide avec seulement un ralentissement estival comme sur le versant sud du plateau à l'Adamaoua.

Végétation et faune : Le couvert végétal est, en MEKA une jachère forestière et des fourrés, en MEDAL, une savane en sommet d'interfluve et une forêt galerie sur la forte pente du versant, en GOY une forêt semi-décidue. Partout l'activité des termites et des vers est forte. En MEDAL la savane est couverte de grandes buttes termitiques. Pas de traces d'érosion profondes, le ruissellement est faible et le microrelief peu marqué (sauf sous cultures).

Paysages et cuirasses : On n'observe pas de grandes cuirasses résiduelles, en relief ou subaffleurante. Dans le sol les horizons concrétionnés ou cuirassés sont profonds en sommet d'interfluve (4m en MEKA, 9m en MEDAL, 6m en GOY), moins profonds (1m en MEKA, 2 m en MEDAL) ou absents (GOY) sur les versants.

Le sol MEKA est décrit dans HUMBEL et PELLIER (1969), le sol GOY dans MULLER et HUMBEL (1975). On décrira ici le sol MEDAL à l'aide des fiches de profil inédites établies par J.M.RIEFFEL.

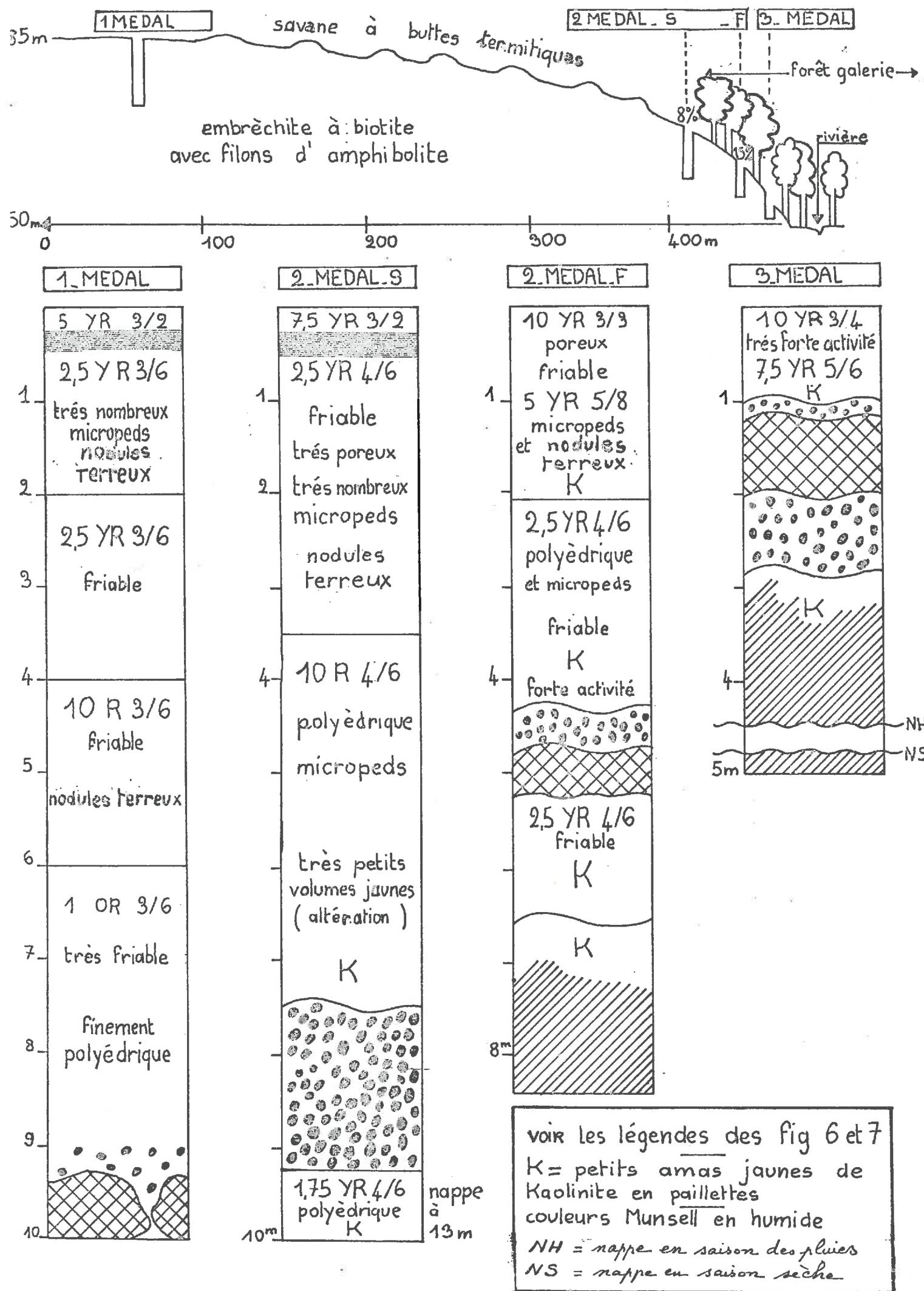


Figure n°8 : Toposequence du sol rouge MEDAL (Centre sud).

2. Le sol MEDAL.

La savane occupe le sommet d'interfluve et le haut de versant, la forêt le bas de versant et le bas-fond (figure n° 8).

Horizon A1 : Epaisseur 10cm (litière comprise sous forêt). Couleur 2,5 YR 3/4 à 7,5 YR 3/2 sous savane, 10 YR 3/3 sous forêt. Quelques volumes plus rouges (savane) ou plus jaunes (forêt). Structure très nette et généralisée, polyédrique subanguleuse moyenne à fine sous savane, subanguleuse ou grumeleuse sous forêt. Bonne stabilité à l'eau et humectation rapide. Porosité interagrégats et biologique (cavités et galeries partiellement comblées de micropeds). Enracinement abondant adhérant à la terre. Activité, surtout de termites et de vers, très forte sous forêt, forte sous savane. Transition rapide, irrégulière sous forêt.

Horizon A3 : Epaisseur 10-15cm. Couleur passant de 2,5 YR 3/4 sous savane à 10 YR 5/5 sous forêt. Structure polyédrique nette et généralisée. Porosité de galeries et de cavités partiellement comblées de terre sus-jacente, très développée sous forêt. Racines et radicelles nombreuses. Activité importante. Transition lente et régulière.

Horizon AB ou de consistance : (sous savane seulement), épais de 20 cm environ, à structure polyédrique anguleuse nette et non fine, à assemblage compact et revêtements sur les faces d'agrégats. Stable à l'eau. Racines fines, faible activité, transition lente et régulière.

Horizon B de couleur vive homogène, meuble et sans cailloux.

1.sous-horizon à structure arrondie très fine et grossière : Epaisseur décroissant de 4m en 1-MEDAL à 0,5m en 3-MEDAL. Couleur rouge 2,5 YR 3/6 s'accentuant en profondeur jusqu'à 10 R 4/6, plus jaune sous forme de poudre sèche, tachée de sombre en bas de versant. Structure assez nette en grains inférieurs au mm (micropeds) et en nodules terreux de 0,5 à 3cm, plus ou moins arrondis. Surstructure polyédrique peu nette. Humectation rapide mais stabilité à l'eau décroissant à la base. Friabilité due à une individualisation facile des micropeds. Porosité importante entre les peds, et biologique. Radicelles réparties, activité moyenne, transition lente.

2.Sous-horizon à structure plus anguleuse et moins fine. Absent en 3-MEDAL, épais de 4m en 1-MEDAL. Couleur rouge 10 R 3/6 avec à la base des petites concrétions noires, des petits volumes jaunes et des paillettes de kaolinite. Structure nette polyédrique fine à facettes luisantes, d'assemblage plus compact mais d'individualisation plus facile. Faible stabilité à l'eau. Porosité fine. Très peu de radicelles, activité faible, transition rapide, ondulée, vers 9m (4 à 1m sur le versant).

Horizon Bs ferruginisé et induré.

Epaisseur 2m. Formé d'abord d'une cuirasse ou carapace puis de blocs de cuirasse ou de nodules ferrugineux. Matrice rouge comme ci-dessus, riche en petits nodules. Transition lente, vers 2m en 1-MEDAL

Horizon BC de matrice et roche altérée.

Epaisseur décroissant de 2m en 1-MEDAL à 1m en 3-MEDAL, Matrice rouge à structure polyédrique emballant (et en contact brutal avec) des volumes friables de roche altérée atteignant plusieurs centimètres.

Horizon C (traversé sur 1m) de roche altérée litée brun-jaune avec nappe d'eau vers 13m en 1-MEDAL, 4,5m en 3-MEDAL, affleurant dans le bas-fond.

3. Données analytiques, pondérales de la matrice (4 profils, tranche 0-15m)

Granulométrie

Horizon	A1	A3	AB	B1	B2	Bs	BC	C
0-2 microns	55→40	70→50	75→55	70→40	70→60	10-20	25	15/2
2 - 20 microns	8	3	3	3→10	10→12	1-8	25	10-20
20 - 50 microns	2	2	2	3	3	3-13	5	5
0,05-0,2mm	15	10	10	10	10→15	15-20	25	30
0,2-2mm	18→24	10	10	8→20	8→12	60-40	10	35/50

Chimie

Horizon	A1	A3	AB	B1	B2	Bs	BC	C
S	1-4	0,6	0,7	0,3	0,3	0,3	1,3	0,3
T	9-17	7	6	6	5	3	7	5
V	10-20	8	11	5	5	10	20	5
pH	5,3	5,1	5,4	5,4	5,5	6,2	6,0	5,9
Sil/a1	2,0	--	--	1,8	2,0	1,7	1,8	1,7
Fet	10	--	--	15	18	22	23	25
Fel/Fet	60	--	--	55	50	75	75	80
C °/oo	30-60	13	6	--	--	--	--	--
N°/oo	1,5-4	0,8	0,5	--	--	--	--	--

(voir légende au profil KOM)

Minéralogie : kaolinite et quartz, hématite et goethite, pas de gibbsite.

4. Commentaire

Ce type de profil, très répandu, se caractérise d'abord par sa faible différenciation verticale en ce qui concerne la couleur, la granulométrie et la composition minéralogique et chimique, ainsi que par une grande homogénéité de répartition de ces caractères : la teinte rouge des horizons B ne passe, sur 9m d'épaisseur, que de 2,5 YR 3/6 (en haut) à 10 R 3/6 (en bas) ; les cailloux sont absents et la teneur en argile se maintient à 70% ; la désaturation du complexe absorbant est poussée (5%).

La différenciation toposéquentielle est plus accentuée : la couleur est moins rouge sous la forêt du versant (5 YR 5/8) et la teneur en argile n'y dépasse pas 60%. Mais ces modifications sont progressives. Cette uniformité ne signifie pas que ce sol est un matériau mis en place par des mécanismes superficiels (colluvionnement par exemple). En effet l'organisation est de type pédologique et il y apparaît une nette différenciation par la structure : les horizons B contiennent en particulier des petits volumes cohérents, atteignant plusieurs centimètres, dans lesquels la matrice du sol est plus serrée et d'apparence plus sèche. Appelés nodules terreux ils restent en relief après dessèchement et usure des coupes. La terre qui les entoure est elle même agglomérée en "micropeds" faciles à individualiser, et qui sont ainsi à l'origine de la friabilité de ces horizons. Ces "pseudo-particules" ou agrégats cohérents sont ici facilement dispersés dans l'analyse granulométrique et donc comptabilisés en argile (ou limon fin). Ils sont à l'origine d'une texture et d'un comportement beaucoup plus sableux que ne l'indique leur composition réelle. Trois différences cependant avec des grains du squelette : ils participent grandement à la dynamique de l'eau, ils sont détruits par écrasement ou changement des conditions physico-chimiques, ils ne sont pas tous individualisés et réalisent même un continuum argileux.

A la partie supérieure c'est l'horizon dans son ensemble qui devient plus cohérent et plus compact sur un à trois décimètres, surtout sous savane. Cet horizon, dit "de consistance", est de plus en plus accusé et superficiel lorsqu'on va vers le nord. Il constitue donc un trait d'organisation essentiel à la compréhension de la pédogenèse dans ces régions.

La porosité est partout importante, sauf dans cet horizon de consistance peu profond : les pores visibles à l'oeil nu sont des galeries et cavités d'animaux, et surtout des vides d'assemblage de micropeds qui remplissent d'une manière assez lâche ces pores biologiques, ou constituent la matrice même du sol. La stabilité à l'eau de petites mottes décroît nettement en profondeur, dans la tranche qui garde une humidité à peu près constante en toutes saisons.

5. Comparaisons entre sols MEKA, MEDAL et GOY.

Par rapport au sol MEDAL décrit ci-dessus, le sol MEKA se caractérise par un jaunissement très poussé (10 YR 5/6), et une augmentation de compacité en bas de versant (3-MEKA), par une épaisseur moindre du solum et par une cuirasse bien moins profonde. Et surtout l'individualisation des micropeds et de l'horizon de consistance est nettement moins accentuée.

Le sol GOY est marqué par un jaunissement net (5 YR 4/6) dans les deux mètres supérieurs du solum, même en haut de versant. Ce sol situé sous forêt présente donc des analogies avec la partie forestière du sol 2-MEDAL. De même l'horizon de consistance y est moins accusé que sous la savane de MEDAL et la matrice des horizons B contient moins de nodules terreux (ceux-ci sont moins individualisés). Enfin le bas de versant ne présente pas d'horizon concrétionné ou cuirassé mais un horizon argileux et plastique, bariolé en rouge et blanc, à caractères hydromorphes.

En conclusion, certaines différences entre les trois sols étudiés paraissent liées au pédo climat induit par le couvert végétal : le jaunissement des horizons supérieurs apparaît sous forêt, l'horizon de consistance et les nodules terreux ne sont bien différenciés que sous savane. D'autres différences sont plutôt en relation avec les facteurs climatiques d'ensemble : ainsi les micropeds sont moins bien individualisés en MEKA, sol qui est proche des sols jaunes du Sud-Cameroun, et qui présente lui-même un jaunissement généralisé en bas de versant.

Enfin, le bariolage qui a été présenté dans les sols jaunes du sud comme une constante de la différenciation des profils, n'apparaît plus que dans des positions particulières de drainage, en bas du versant GOY notamment où son caractère hydromorphe s'accuse.

Les sols rouges de l'Adamaoua vont montrer une accentuation de ces caractères spécifiques des sols rouges des savanes du centre-sud. Mais un autre type de différenciation s'y développe, en juxtaposition avec ces sols rouges : les caractères d'organisation de ces sols, de couleur claire, ne sont plus typiquement ferrallitiques.

2.6. LES SOLS RM ET NGD DU PLATEAU DE L'ADAMAOUA.

2.6.1. LES PAYSAGES PEDOLOGIQUES.

Le passage de la zone centre-sud précédente, d'altitude 700m, au plateau de l'Adamaoua, d'altitude 900-1100m est progressif. La couverture pédologique de ce plateau est, par ses caractères chimiques et minéralogiques, typiquement ferrallitique et on a vu au chapitre I que le climat présentait une longue saison humide de type océanique. Mais par certains caractères physiques superficiels et leur différenciation en horizons les sols de cette région sont aussi apparentés aux sols Ferrugineux Tropicaux du bassin de la Bénoué (cf. 2.8.). Ces caractères sont principalement la compacité et la cohésion de l'horizon supérieur, et l'on a vu qu'ils étaient annoncés dans le centre-sud par l'apparition d'un horizon de consistance. Cette plus grande compacité s'étend, dans les sols de la Bénoué, à la totalité du solum.

Plus précisément, on observe dans l'Adamaoua la juxtaposition de sols rouges épais, argileux et homogènes, nettement apparentés aux sols Ferrallitiques du centre-sud, et de sols de teinte plus claire, morphologiquement apparentés aux sols Ferrugineux Tropicaux :

- Des sols rouges épais (avec un jaunissement discret en bas de pente) couvrent les modelés peu accidentés, notamment sur basalte et dans le haut bassin de la Vina. D'autres sont associés à de vastes paysages cuirassés, à l'ouest de Meiganga par exemple. Ailleurs les sols rouges n'occupent que les lignes de partage des eaux (suivies par les routes), ou même ne forment que des plages discontinues sur les sommets d'interfluves. Ils commandent alors, de quelques décimètres, des sols clairs dont les sépare souvent un liseré de cuirasse ferrugineuse. Plus rarement enfin on observe des sols rouges en position de colluvionnement au bas des versants.

- Des sols de couleur claire s'observent d'abord sur les matériaux originels riches en gros sables quartzeux ou en graviers, et sur les modelés rajeunis par l'érosion (BACHELIER 1957). D'autres sont associés aux sols rouges précédents : ils sont moins épais, moins argileux que ceux-ci et présentent à faible profondeur un horizon caillouteux peu épais. Leur horizon d'altération aussi est un peu moins épais et la gibbsite en est généralement absente. Ces sols paraissent dériver des sols rouges par remaniement et modification des conditions physico-chimiques (HUMBEL 1966 - 1).

Ainsi, tout se passe comme si l'Adamaoua avait porté une épaisse couverture de sols Ferrallitiques rouges que l'érosion aurait inégalement déblayée, selon le bassin versant et les conditions locales de protection (cuirasses). Une évolution pédogénétique ultérieure a simplement modifié la partie supérieure des sols rouges, là où ceux-ci sont conservés, et donné des sols morphologiquement plus différenciés, là où ils ont été totalement ou partiellement érodés (HUMBEL 1966 - 2). En outre les matériaux basaltiques de mise en place récente ou fortement rajeunis portent des sols Brunifiés peu désaturés (BACHELIER 1957) dont il ne sera pas question ici.

Le sol RM caractérise le versant sud du plateau de l'Adamaoua, les sols NGD la partie nord, près de Ngaoundéré, où leur distribution dans le paysage a été exprimée dans une carte (HUMBEL et BARBERY 1967)

2.6.2. LE SOL RM.

Ce sol a été étudié en 1972 en collaboration avec J.M. RIEFFEL, à qui sont empruntées la plupart des données morphologiques et analytiques ci-dessous.

Situation et modelé : Ce sol est situé à 8km au sud de Meiganga. Il a été choisi sans support cartographique détaillé; mais la reconnaissance effectuée alentour indique qu'il est assez représentatif des paysages du versant sud du plateau de l'Adamaoua, là où les cuirasses continues sont absentes. La partie étudiée comprend un versant en pente douce vers la vallée principale et un talweg secondaire à flancs convexes, inscrit dans ce versant. On observe dans les environs différentes buttes cuirassées inégalement dégagées. Ce sol est rouge et typiquement Ferrallitique en haut de versant, plus clair et plus compact sur les pentes, et il passe dans la vallée à un sol Hydromorphe humique à gley. On a désigné par 1-RM le sol rouge du sommet, 2-RM le sol du talweg secondaire, 3-RM le sol plus jaune du bas de versant et 4-RM le sol humique à gley de la vallée (fig.n°9).

Matériau : La roche-mère est un granite calco-alcalin, observable en bas de versant à 4m de profondeur.

Végétation et faune : Le couvert végétal est une savane à *Daniellia oliveri* et à *Lophira lanceolata*, dégradée par un pâturage intensif qui déclenche une érosion en nappe et en rigoles. Le talweg secondaire porte une galerie forestière étroite et la vallée des cultures. Le microrelief est formé de touffes d'herbe déchaussées, entre des sentes nues parallèles ou anastomosées. Peu de grandes buttes termitiques et faible activité de vers, mais nombreux termites dans le sol.

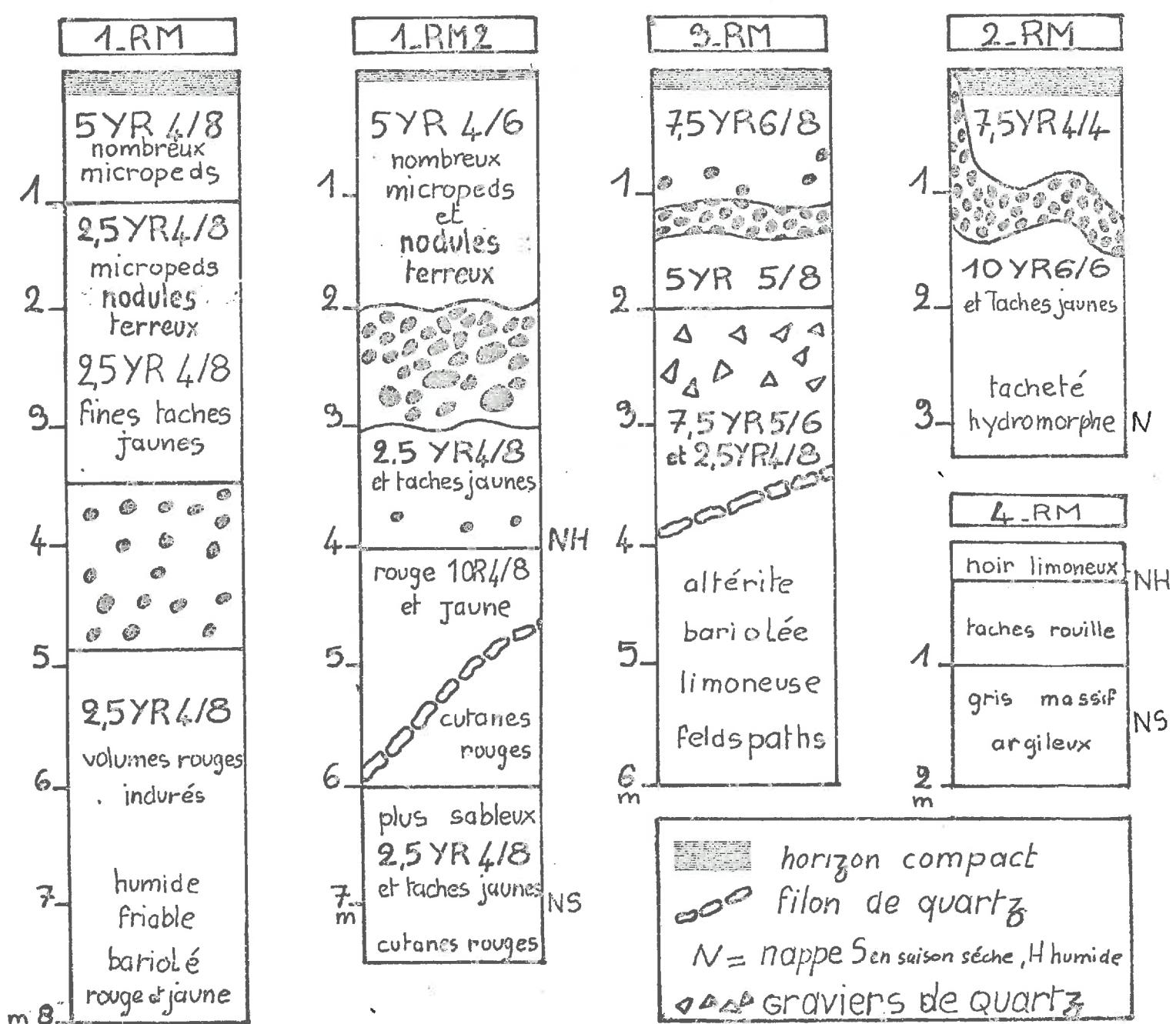
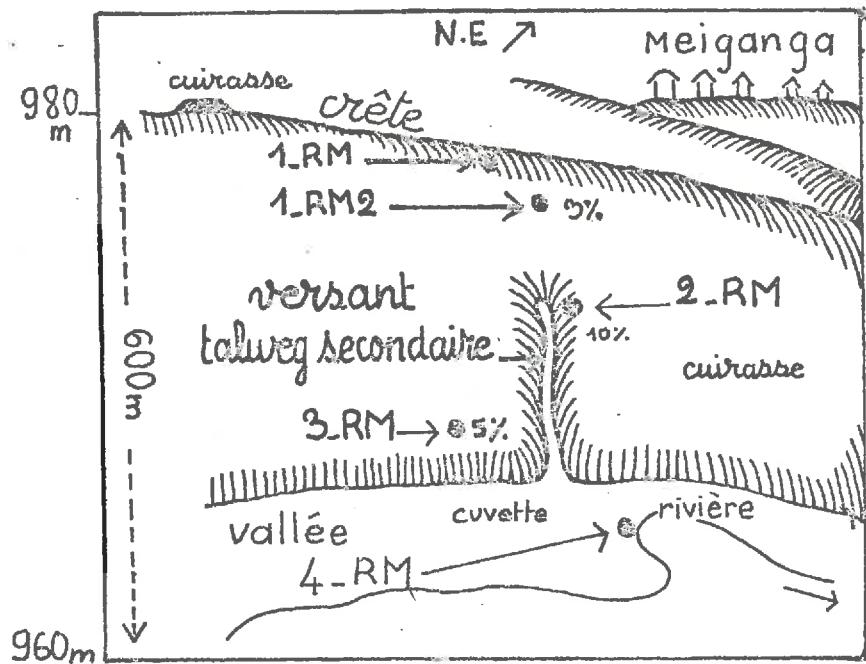


Figure n° 9 : Toposéquence du sol RM.

Description :

Horizon A1 : 3 à 6% de matière organique à rapport C/N de 20.

Epaisseur 5cm. Couleur passant de 5 YR en 1-RM à 10 YR 3/2 en 3-RM. Nombreux "noyaux" cohérents et micropeds plus rouges, et des petits quartz ferruginisés. Structure nette généralisée en polyèdres subanguleux, fins stables à l'humectation, plus large et tassée sous les sentes. Porosité interagrégats notable, radicelles nombreuses hors sentes. Transition rapide et régulière.

Horizon AB de consistance.

Epaisseur croissant de 15cm à 35cm de 1-RM à 3-RM, affleure dans les sentes. Couleur 5 YR 4/6. Structure peu nette en polyèdres à assemblage compact ou englobant des volumes cohérents. Quelques fentes de retrait. Porosité, enracinement, et activité plus faibles, quelques racines horizontales. Transition lente et régulière.

Puis en 1-RM : Horizon B de couleur vive uniforme, meuble et sans cailloux.

Epaisseur 2m. Couleur s'accentuant de 5 YR à 2,5 YR 4/8 avec couleur de poudre sèche plus jaune. Petits nodules ferrugineux de la taille des sables. Structure nette, très fine, en micropeds conférant une grande friabilité. Quelques agrégats plus cohérents de grande taille; sur-structure polyédrique peu nette. Humectation rapide mais faible stabilité à l'eau à la base. Porosité importante entre micropeds, et biologique. Radicelles nombreuses et activité forte à la partie supérieure. Transition lente.

Suivi d'un horizon B rouge progressivement taché de jaune, d'épaisseur 1,5m, à transition rapide et peu ondulée de texture.

Horizon Bs à cailloux et matrice.

Affleure parfois en 2-RM. Epaisseur décroissant de 1,5m en 1-RM à 0,3m en 3-RM. Cailloux : nodules ferrugineux (5-30mm) occupant jusqu'à 60% du volume, les uns rouges, riches en sables quartzeux, peu durs et sans cuticule, les autres rouge sombre 10 R 3/6, sans sables quartzeux, très durs et à cuticule jaune. Cimentation très localisée en carapace, par anastomose des nodules.

Matrice passant de 2,5 YR 4/8 en 1-RM à 5 YR 5/8 en 3-RM avec de petites taches jaunes augmentant à la base, à structure fine en micropeds. Transition lente et régulière à 5m en 1-RM, à 2m en 3-RM.

Horizon B3 - Bg tacheté.

Epaisseur 3m. Humide avec battement de nappe sur le versant. Couleur rouge et jaune, passant à rouge, jaune et blanc à la partie inférieure et en 2-RM. Les volumes rouges sont de moins en moins cohérents, les taches jaunes de plus en plus grandes et blanchies en leur centre. Filon de quartz fragmenté sur place. Structure peu nette polyédrique construite sur des volumes rouges, et amas de micropeds. Cutanes rouges. Porosité forte. Enracinement et activité faibles. Transition lente.

Horizon BC-C (étude à la tarière) observé en 3-RM seulement.

Epaisseur supérieure à 2m. Couleur blanc rouge et jaune. Roche altérée en place avec fantômes de feldspaths. Texture limoneuse.

Données analytiques, pondérales de la matrice.

Granulométrie (refus inclus), 1 après destruction des micropeds aux ultrasons 2 par analyse classique.

Horizon	A1	AB	B	Bs	B3.Bg	BC-C
I. plasma	73→61	74→62	82→63	84	84→59	82→74
I. sables	27→39	26→38	18→36	16	16→41	18→26
2. plasma	55	50-40	50-40	50-20	30	65-35
2. sables	45	50-60	50-60	50-80	70	35-65

Chimie

pH	6,0	5,6	5,8	5,9	5,9	5,6
S	4-7	0,7-3	0,3-0,5	0,5	0,6	1,1
T	9-13	8-13	5	5	7	5
V	35-50	8-30	4-8	10	15	23
Fet	8	8	9	12	10	12
Sil/al	0,9	--	0,6	--	--	0,7

(voir légende du profil KOM)

Minéralogie : Ce sol contient, dans l'ordre d'abondance, de la kaolinite, du quartz, de la gibbsite, et de l'hématite.

Commentaire :

Le sol rouge du haut de versant présente un horizon de consistance plus superficiel et à caractères nettement plus accusés que dans le sol MEDAL du centre-sud. Son solum est aussi moins épais et un horizon tacheté à caractères hydromorphes apparaît en profondeur. Sa différenciation en horizons est donc plus accusée et il en est de même pour la différenciation toposéquentielle : le sol du talweg secondaire ou du bas de pente est hydromorphe à faible profondeur (battement de nappe à 3m). Ce paysage du versant sud juxtapose donc déjà des sols rouges et des sols de teinte claire, dont la région de Ngaoundéré fournira un autre type d'organisation.

2.6.3. LES SOLS ROUGES NGD-R.

Par leurs teneurs en sables quartzeux et en fer, les sols rouges de l'Adamaoua se répartissent en deux catégories : les sols peu ou pas quartzeux (5%) et riches en fer (15-20%) dérivent d'une formation basaltique très profondément altérée ou même totalement transformée en sol. Les sols à sables quartzeux (30%) dérivent apparemment du granite sous-jacent, bien qu'ils soient plus argileux que les sols clairs formés à proximité sur ce même matériau : deux causes combinent leurs effets, la dissolution des quartz au cours d'une longue évolution ferrallitique et une contamination par le basalte (recouvrement par une coulée, ou apport de terre par colluvionnement, explosion volcanique, vent). Ainsi le matériau originel de ces sols épais est souvent complexe.

Quatre sols rouges ont été étudiés : deux sols sur basalte qui seront désignés par NGD-RB1 et NGD-RB2 (ce dernier est un sol de couleur brune et moins fortement désaturé en cations), un sol reposant sur le granite, NGD-RG, et un sol dérivé d'un matériau mixte (explosion phréatique ancienne), NGD-R.

a) Sols rouges dérivés de basalte, NGD-RB.

Le modelé comporte de très vastes interfluves à pente convexe douce, séparés par des talwegs étroits à fond plat et bords francs. Les cuirasses affleurantes sont nombreuses mais discontinues et brusquement juxtaposées à des sols profonds. La végétation est graminéenne avec des plages nues (sentes) et quelques arbres et arbustes (bouquets d'arbres dans les bas-fonds, forêt claire résiduelle en NGD-RB1). L'activité animale a été et reste importante : grandes buttes termitiques, galeries et cavités dans le sol (termites, vers.... oryctéropes), petites boulettes et turricules terreux construits par les vers. Les buttes termitiques atteignent 10m de diamètre et 3m de hauteur et sont nombreuses, jusqu'à 12 par hectare. Réparties sur le sol elles le recouvriraient de 15cm de terre environ. Elles sont peu actives sauf en leur centre où la matière est riche en cations, avec de gros nodules carbonatés de forme irrégulièrre.

Le microrelief témoigne d'un ruissellement important avec érosion : touffes d'herbe déchaussées, sentes de passage des troupeaux, épandage de micropeds ou de sables quartzeux etc.... les "lavaka" sont rares et le plus souvent déclenchés par des interventions humaines.

Morphologie : Les sols du type NGD-RB1 sont comparables au sol I-RM. Cependant l'horizon supérieur est peu humifère et l'horizon de consistance encore plus accusé (nombreux argilanes dans des fissures fines). En outre l'horizon B de couleur vive homogène et sans cailloux présente une surstructure prismatique de dessèchement, très marquée : trois étages de prismes de taille croissante vers le bas. La porosité biologique (termites essentiellement) est très développée entre 0,5 et 2m de profondeur, et les micropeds y sont nettement individualisés. L'horizon caillouteux (morceaux de basalte ferruginisé) est épais de 1m et débute à 3m de profondeur.

Données analytiques, pondérales, de la matrice.

Granulométrie (pseudo-sables détruits)

Horizon	A1	AB	B	C
0-2 microns	73	77	80/70	47
2-20 microns	15	12	7/18	27
20-50 microns	5	3	3	8
0,05-0,2 mm	2	2	2	8
0,2-2mm	5	4	4	11

Chimie

S	1,6	0,6	0,7	0,7
T	23	22	20	21
V	6	3	3	3
pH	5	5,3	6	6,6
Fet	17	18	18	18-24

(voir légende au profil KOM)

Minéralogie : Le squelette (10%) est formé de quartz, de magnétite et de petits nodules. La matrice comprend de la kaolinite, de la gibbsite (abondante), de l'hématite et de la goethite.

Commentaire : Dans ces sols sur basalte la capacité d'échange est élevée, ainsi que la teneur en fer total et en fer facilement extractible. La partie supérieure contient un peu plus d'hématite et la partie inférieure un peu plus de goethite, mais les différences sont faibles (NALOVIC et HUMBEL 1871).

b) *Les sols rouges NGD-RG et NGD-R.*

Les sols du type NGD-RG s'observent dans des conditions de modelé, végétation, activité biologique et microrelief analogues aux précédentes, et souvent à la périphérie des surfaces couvertes de sol dérivés de basalte. L'épaisseur du solum est moindre (4 à 6m) la couleur d'un rouge moins foncé (5 YR puis 2,5 YR en profondeur), la différenciation en argile et en fer est plus accentuée : la teneur en argile passe de 45% dans l'horizon A1 à 60% dans l'horizon B et le fer total de 7% à 10%.

Le taux de sable fin augmente du solum (10%) aux horizons d'altération (40%). La capacité d'échange est plus faible, environ 5mÉ (horizon B), en relation avec la diminution du taux de plasma. La teneur en matière organique est faible, 1 à 4% dans l'horizon A1.

Le sol NGD-R est un peu plus argileux (65%) et présente vers 5m de profondeur en juxtaposition, des morceaux de granite altéré et des volumes argileux sans quartz.

2.6.4. *LES SOLS DE TEINTE CLAIRE NGD-C.*

Ces sols sont de deux types : des sols relativement épais et associés aux sols rouges précédents qui seront représentés par les profils NGD-C1 et NGD-C2 les sols arénacés des modèles rajeunis représentés par NGD-C3

a) *Les sols clairs associés aux sols rouges.*

L'épaisseur du solum est d'environ 3m et celle des horizons d'altération peut dépasser 7m. Le modèle est moins uniformément convexe et les interfluves moins larges que dans les paysages à sols rouges continus. Le solum est nettement différencié par un horizon caillouteux peu profond et par la granulométrie des horizons meubles sus-jacents.

Description :

Horizon A1 : Environ 2% de matière organique à rapport C/N de 15.

Epaisseur 5 à 10cm. Couleur 10 YR 4/2, 2,5 Y 6/2 en sec. Structure lamellaire puis polyédrique peu nette. Porosité, enracinement et activité faibles.

Horizon A3 :

Epaisseur 10cm. Couleur 10 YR 4/8, 6/4 en sec. Structure polyédrique peu nette. Porosité intergranulaire.

Horizon AB :

Epaisseur 15cm. Couleur 10 YR 5/8, 7/5 en sec. Structure continue cohérente, terre stable à l'humectation. Porosité intergranulaire.

Horizon B jaune :

Epaisseur 20cm. Couleur 7,5 YR 5/6, 10 YR 7/6 en sec. Structure polyédrique peu nette, terre instable à l'humectation. Porosité tubulaire forte. Transition rapide et régulière par les cailloux.

Horizon Bs à cailloux et matrice :

Epaisseur 20cm. Cailloux de quartz anguleux, concrétions ferrugineuses arrondies (1-3cm), morceaux de roche ferruginisée. Matrice analogue à l'horizon B sus-jacent, mais localement plus sableuse.

Horizon B rouge :

Epaisseur de 0 à 1m. Structure polyédrique peu nette, avec de petits lissages. Porosité tubulaire, quelques radicelles, activité faible. Transition lente vers 1m.

Horizon BC bariolé rouge, jaune et blanc :

Epaisseur 2m environ. Quelques grands feldspaths friables. Structure polyédrique peu nette. Porosité tubulaire. Radicelles rares. Transition lente.

Horizon C :

Arène claire friable quartzo-feldspathique et boules de granite.

Données analytiques, pondérales, de la matrice.

Granulométrie (refus inclus)

Horizon	A1	A3	AB	B	BC	C
0-2 microns	18	26	30-40	40	40/25	20/40
2-20 microns	3	6	4	5	13/30	20/30
20-50 microns	3	3	2	3	5	7
0,05-0,2 mm	6	7	3	6	10	15
0,2 - 2 mm	70	60	50	45	35	35

Chimie

S	2	0,8	0,5	0,3	0,3	0,4
T	4	4	4	4	4	3
V	50	20	10	7	7	7
pH	6	5,6	5,8	5,7	5,9	5,8
Fet	3	3	4	4	2,5	2,5

Minéralogie : Ces sols contiennent de la kaolinite, du quartz, et un peu de goethite (pas de gibbsite).

b) *les sols clairs des modelés rajeunis.*

Ces sols sont associés à des chaos de boules granitiques et, sur les fortes pentes à des sols peu évolués d'érosion. Le solum est moins épais que ci-dessus, environ 2m, et apparemment moins différencié, du fait de l'absence d'horizon caillouteux. Les caractères analytiques sont comparables aux précédents.

2.6.5. *COMMENTAIRE.*

Les secteurs à sols rajeunis (par érosion ou apport) mis à part, deux types de sols sont associés dans les paysages de l'Adamaoua :

- Des sols épais et de couleur rouge, peu différenciés verticalement à la fois par leurs caractères morphologiques et par leurs caractères analytiques. Ces sols sont apparentés aux sols Ferrallitiques du centre-sud dont ils se distinguent cependant par les caractères de leur horizon superficiel : Cet horizon exposé à l'impact des gouttes de pluie et à l'évaporation directe présente des fissures de retrait comblées par des argilanes, ce qui explique sa compacité et sa cohésion. Les sols dérivés de basalte se distinguent des sols dérivés de granite par leurs teneurs beaucoup plus élevées en argile et en fer et par une plus grande capacité d'échange (NALOVIC et HUMBEL 1971); en outre la formation de prismes après ouverture des fosses y est très marquée.

- Des sols moins épais et de couleur jaune ou plus pâle qui sont, comme les sols jaunes du sud, plus compacts et plus différenciés en argile et en fer que les sols rouges voisins. Mais ces caractères sont en fait beaucoup plus accusés qu'au sud de sorte que, par leur type de différenciation en horizons et par la faible épaisseur de leur solum, ils s'apparentent plutôt aux sols Ferrugineux Tropicaux du bassin de la Bénoué. Cependant leurs caractères géochimiques et leurs horizons d'altération (absence de gibbsite exceptée) sont comparables à ceux des sols Ferrallitiques.

2.7. LE SOL BALI de l'OUEST-CAMEROUN.

Ce sol de la plaine de Ndop est situé sur un long interfluve dont les versants sont peu pentus. Il dérive selon les points soit de basalte (BALI-RB), soit de granite (BALI-RG), soit de colluvions (en bas de versant). Le climat est caractérisé par une longue saison humide de 8 mois mais la température moyenne n'est que de 21°4. La végétation est une savane, naguère cultivée (traces de billons).

Le sol dérivé des colluvions de bas de pente est jaune et relativement compact. Ailleurs le sol est rouge et meuble : l'horizon Ap est, pour un sol de savane, riche en matière organique (5 à 10%) et de réaction faiblement acide (5,5 à 6,5). L'horizon de consistance qui apparaît au dessous, vers 30 cm de profondeur, est peu marqué. Le plasma rouge des horizons B est en grande partie concentré sous forme de micropeds (40% d'argile sous forme immobilisée). L'horizon concrétionné est profond (5m) et peu épais, et le solum dépasse un peu 6m.

Ces sols sont fortement désaturés en cations échangeables et peu différenciés en fer (20% sur basalte, 7% sur granite) et en argile (présence de gibbsite dans le plasma).

Commentaire : Dans la "pédoséquence climatique étudiée", le sol BALI se place donc, comme le laissaient prévoir la latitude et le climat, entre les sols du centre-sud de type MEDAL et les sols du versant sud de l'Adamaoua, de type RM. L'originalité des sols rouges de l'ouest réside surtout dans leur richesse en matière organique et dans la fréquence de leur mise en culture (HUMBEL, MULLER, RIEFFEL 1974).

2.8. LES SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX ET LES SOLS HYDROMORPHES.

2.8.1. LES SOLS CHOISIS POUR LES COMPARAISONS.

Les caractéristiques physiques et hydriques de tous les sols précédents, rattachés par leurs caractères géochimiques à la pédogenèse ferrallitique, ont été comparées à celles de quelques sols Ferrugineux Tropicaux du bassin de la Bénoué (fig.n°10). En fait, les sols NGD-C sont déjà morphologiquement apparentés à ces derniers, dont ils forment en quelque sorte le terme méridional.

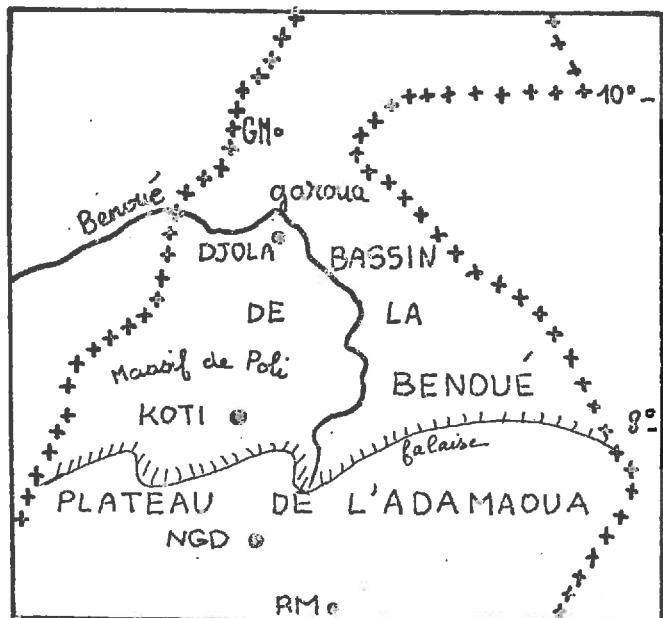


Figure n°10 : Emplacement des sols étudiés dans le bassin de la Bénoué.

Par ailleurs, les sols Ferrallitiques et ces sols Ferrugineux Tropicaux passent, dans leur domaine aval, à des sols Hydromorphes qui règlent le drainage latéral et auxquels ils fournissent de la matière. Quelques uns de ces sols ont donc également été caractérisés.

Au total la comparaison sera faite avec dix sols non Ferrallitiques : quatre sols Hydromorphes du domaine ferrallitique (les sols 4-OTT, 4-NGAT, 4-GOY et 4-RM, associés aux sols Ferrallitiques correspondants), trois sols Ferrugineux Tropicaux échelonnés en latitude (KOTI-F,

DJOLA-F et GM-F), et trois sols hydromorphes associés à ces derniers (KOTI-D, KOTI-H et DJOLA-B). Les sols KOTI sont situés au sud du massif de Poli, les sols DJOLA à 10Km au sud-est de Garoua, le sol GM à 50Km au nord de cette ville. Les paramètres qui les caractérisent, ainsi que leurs milieux, sont indiqués dans le tableau n°1. La représentativité de ces sols dans le bassin de la Bénoué est basée sur les travaux cartographiques de BRABANT et HUMBEL (1974) et de HUMBEL et BARBERY (1974).

2.8.2. LES SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX LESSIVES.

Du sud au nord, les sols KOTI-F, DJOLA-F et GM-F dérivent respectivement d'un gneiss riche en feldspaths, d'un grès peu arkosique du Crétacé, et d'un granite leucocrate. Ils sont placés au sommet d'une longue pente douce raccordée progressivement à un bas-fond hydromorphe. La végétation est une savane dégradée et les marques de l'érosion en nappe sont très apparentes (collet des touffes d'herbe déchaussé). L'activité des vers est importante et on y observe aussi des termitières champignon (sauf en DJOLA). Ces sols ont été cultivés (sauf GM ?).

Ces sols comportent les horizons suivants :

- un horizon Al épais de 5cm, ou un horizon Ap épais de 20cm, de texture sableuse, de structure lamellaire ou massive, dur mais à porosité de tubes et cavités.

- un horizon A2 de 10 à 25cm, sableux, massif (polyédrique et boulant en DJOLA), très poreux (tubes).
- un horizon B rouge, sablo-argileux, polyédrique, présentant de grandes cavités termitiques en DJOLA où il atteint 2m.
- un horizon Bs, gravelo-argileux (concrétions, feldspaths quartz filonien), épais de quelques décimètres, polyédrique et très poreux.
- un horizon BC ou C, à architecture de la roche conservée, sableux, meuble en KOTI, consolidé en GM où apparaît cependant un niveau boulant au sommet de la nappe à 2,5m de profondeur (en saison des pluies).

Ces sols sont nettement différenciés en argile et en fer total :

Sol	KOTI-F	DJOLA-F	GM-F
argile horizon A	5%	12%	4%
horizon B	25%	40%	30%
fer			
horizon A	2%	2%	1%
horizon B	10%	5%	3%

L'horizon A1 contient environ 1% de matière organique. Le pH est voisin de 6. Le complexe absorbant est saturé à 50% dans l'horizon A2.

Conclusion : Ces sols sont lessivés et peu concrétionnés, leur altération est ménagée (disparition progressive des feldspaths). Ils sont bien moins épais et bien moins argileux que les sols Ferrallitiques dérivés de roches comparables, ce qu'on peut relier à leur altération incomplète et à l'entraînement sélectif du plasma : leur capacité de rétention pour l'eau sera donc beaucoup plus faible. Comme ils sont en outre exposés directement à une saison sèche sévère et qu'une partie de l'eau est ruisselée, leur potentiel cultural est limité, ce qui explique la faible densité de population dans ces régions.

2.8.3. LES SOLS HYDROMORPHES DU DOMAINE FERRALLITIQUE.

Les sols des bas-fonds plats encaissés entre les versants ferrallitiques sont généralement des sols Hydromorphes minéraux, à gley peu profond surmonté d'un horizon lessivé, ou des sols Hydromorphes humiques à gley. Sous forêt on observe un écoulement d'eau au sommet du gley par des pores tubulaires orientés vers le versant, le microrelief est important (chenaux) et le drainage défectueux : le battement saisonnier de la nappe d'eau est peu important, de l'ordre de 60cm, et celle-ci remonte presque en surface. La litière est plus noire et un peu plus épaisse que sur l'interfluve.

Les sols Hydromorphes à gley peu profond, 4-NGAT, 4-OTT et 4-GOY, présentent les horizons suivants :

- un horizon A1 épais de 10cm, de couleur grise et à taches ou filaments rouille, de texture sablo-argileuse, de structure massive, mais parcouru de pores tubulaires et de racines.
- un horizon A2 ou ABg de 20cm, également taché, sableux, faiblement polyédrique, avec des racines mais peu d'activité animale.
- un horizon BG, gris (10 YR 6/1), sablo-argileux, massif et pâteux, sans racines mais parcouru de tubes fins.

Les cailloux sont fréquents, en couches ou dispersés. Ce sont des quartz et des minéraux résistants (disthène en OTT), à l'exclusion des concrétions ferrugineuses. L'horizon A1 contient environ 5% de matière organique et son pH est de 4. L'horizon B contient moins de 1% de fer total et il est très désaturé en cations, magnésium excepté.

Le sol humique à gley 4-RM présente :

- un horizon A1 épais de 30cm, noir, léger, limoneux, polyédrique, très poreux et avec de nombreuses radicelles.
- un horizon Bg de 70cm, taché de rouille, limoneux, faiblement polyédrique, très poreux.
- un horizon BG de plus de 1m d'épaisseur, gris, argileux, massif, peu poreux.

Le pH de ce sol est compris entre 5 et 6, la capacité d'échange est élevée (50 me dans l'horizon A1 où la teneur en matière organique est de 15%).

Conclusion : Ces sols de bas-fond du domaine ferrallitique sont appauvris en fer et en argile (et enrichis en cailloux) par rapport aux sols des versants. Par leur horizon de gley ils réalisent un milieu réducteur, dont on comparera les caractéristiques à celles du milieu aéré de la partie supérieure des sols de versant.

2.8.4. LES SOLS HYDROMORPHES DU BASSIN DE LA BENOUE.

Dans le bassin de la Bénoué des sols très divers sont rattachés à la classe Hydromorphe. Certains sont en position de bon drainage externe et occupent de vastes régions autour du massif de Poli : ce sont les sols Hydromorphes "lithomorphes" étudiés par D.MARTIN (1968) et qui sont généralement aussi des sols "dentelle", appelés ainsi à cause d'un hérissement de turricules de terre remontée en surface par les vers. D'autres occupent les bas-fonds entre des interfluves à sols Ferrugineux Tropicaux : les uns présentent un horizon de pseudo-gley et des taches jusqu'en surface, les autres un horizon lessivé blanchi très épais (1m) reposant par un contact planique sur un horizon gris, massif et compact surmonté de colonnettes.

Les trois sols étudiés sont KOTI-D, un sol dentelle Hydromorphe lithomorphe, KOTI-H un sol à pseudo-gley de bas-fond, et DJOLA-B un sol blanc lessivé de bas-fond, à contact planique.

Ces sols présentent, vers 50cm de profondeur, un horizon gris taché de rouille, sablo-argileux (nombreux argilanes), massif ou prismatique, très cohérent (gley ou pseudogley). Les caractéristiques de ce milieu alternativement oxydant et réducteur seront également comparées à celles du milieu ferrallitique. En outre l'horizon supérieur du sol dentelle, dont la facture est biologique, sera comparé à l'horizon A1 des sols de forêt dense.

2.8.5. COMMENTAIRE.

Ces différents sols ont été choisis dans le but d'établir des comparaisons avec les sols Ferrallitiques, pour des raisons diverses :

- Ils leur sont associés dans les paysages et reçoivent d'eux une partie de leur matière (sols Hydromorphes de bas-fond).
- Ils leur succèdent dans la distribution zonale des sols (sols Ferrugineux Tropicaux).

- Ils réalisent des milieux de comparaison intéressants : soit parce qu'ils ont un caractère commun (horizons de facture biologique) soit au contraire parce qu'ils sont entièrement différents (milieu réducteur du gley).

2.9. CONCLUSION.

Les sols choisis pour représenter la pédogenèse ferrallitique au Cameroun ne diffèrent guère entre eux par leurs caractères chimiques et minéralogiques, sauf en ce qui concerne la teneur en matière organique et la présence de gibbsite. A cette unité géochimique correspond, dans les sols jaunes du sud une unité de l'organisation, qui s'exprime dans la différenciation des profils et des paysages. Les quatre sols étudiés ne se distinguent entre eux que par une activité inégale de l'érosion et non par la durée ou l'intensité de l'évolution ; ainsi le sol KOM de la "surface côtière" représente le terme le plus rajeuni d'une suite ordonnée de paysages pédologiques dont le sol NGAT de la "surface intérieure" représente au contraire le terme le plus différencié, et les sols EBOL et OTT les termes intermédiaires.

Dans le centre-sud cette unité de l'organisation ne s'étend déjà plus à la totalité des paysages pédologiques. Mais les organisations particulières sont localisées dans les plaines ouvertes sur la vallée de la Sanaga et on a pu les laisser de côté. Les sols étudiés représentent les sols rouges épais et anciens de cette région, et ils se distinguent entre eux par des caractères liés à l'évidence au type de couvert végétal ou au régime climatique. Dans l'Adamaoua enfin, si l'unité géochimique est encore respectée il n'en est plus de même de l'unité d'organisation : les sols rouges précédents sont bien représentés, mais avec d'importantes modifications en surface, et surtout il apparaît un autre type de différenciation des profils, qui annonce celui des sols Ferrugineux Tropicaux. Ainsi il n'y a pas véritablement dans cette région transition entre le domaine ferrallitique et celui qui lui succède au nord, mais juxtaposition de sols dont les uns conservent les traits principaux des sols du sud, les autres préfigurent au contraire les sols Ferrugineux Tropicaux. C'est bien la preuve que la pédogenèse ferrallitique tire son originalité à la fois de ses caractères d'altération et de ses caractères d'organisation, et qu'elle n'est susceptible que de certaines variations au sein de son domaine. Les sols non Ferrallitiques choisis pour établir des comparaisons feront ressortir cette originalité.

Dans les sols Ferrallitiques, les horizons B de couleur vive homogène ou progressivement bariolés sont très épais, au moins en sommet d'interfluve, et ce sont donc eux qui seront caractérisés par des mesures physiques et hydriques. Or ces horizons meubles et argileux ont une porosité et une humidité élevées. De plus la cohésion des agrégats est faible: La saturation par l'eau, lors des tests d'humectation effectués, détruit en partie leur assemblage, sauf à la partie supérieure des profils. En conséquence, ces sols sont fragiles à toute manipulation nécessitant des contraintes mécaniques ou un contact avec l'eau : les résultats de mesure risquent d'être faussés et on doit donc chercher à éviter dans la mesure du possible les techniques de mesure trop perturbantes, ou en corriger les effets.

Cette fragilité des mottes ou agrégats extraits du sol en place apparaît un peu en contradiction avec le maintien d'une porosité importante sur des mètres et des mètres d'épaisseur de sol humide : le poids même de celui-ci devrait entraîner une compaction en profondeur. On ne devra donc pas appliquer, sans examen critique, au sol en place les résultats obtenus sur des mottes isolées de leur environnement naturel, et on privilégiera les mesures faites *in situ* ou dans des conditions équivalentes.

Chapitre 3

MÉTHODOLOGIE DES MESURES EFFECTUÉES

3.1. DEFINITIONS ET OBJECTIFS.

L'espace occupé dans un massif poreux naturel par les fluides air et eau, ou espace poral, apparaît continu à l'échelle ultra microscopique. Mais il présente des rétrécissements qui permettent, à des échelles plus grandes ou pour faciliter la description, de le diviser en volumes distincts appelés pores. L'espace poral d'un sol peut être caractérisé par la fraction du volume total qu'il représente, ou porosité totale, par l'organisation des pores qui le composent (formes, orientations, connexions, distribution), enfin par la fonction de ces pores *in situ* ou dans des conditions imposées par des tests. La porogenèse, ou formation des pores, n'est qu'un aspect de la pédo-génèse : les pores sont en effet soit des vides résultant de l'assemblage des particules solides, soit des évidements effectués dans la masse du sol par les racines, les animaux, la dissolution chimique etc...

L'espace poral du sol contient une fraction liquide et une fraction gazeuse dans des proportions qui varient dans le temps et dans l'espace. L'humidité totale désigne la fraction de sol, exprimée en poids ou en volume, qui est occupée par de l'eau. L'air du sol désigne la fraction gazeuse, exprimée en volume. A tout instant et en tout point on a la relation :

$$\text{porosité totale} = \text{humidité totale volumique} + \text{air du sol}.$$

Mais la porosité totale dépend aussi de l'état hydrique du sol. Comme ces variations de porosité totale sont minimes, humidité et air du sol varient pratiquement en sens contraire.

L'objectif de ce travail a été de caractériser l'organisation des sols Ferrallitiques du Cameroun par des observations et des mesures portant sur leur espace poral et sur les fluides qui occupent celui-ci. L'étude de l'espace poral par des mesures a consisté d'abord à déterminer la porosité totale à une échelle globale, et à distinguer différentes fractions porales selon les dimensions ou la fonction des pores. Et puisque l'espace poral est le lieu de circulation des fluides du sol, l'étude des connexions entre pores élémentaires, ou plus exactement de l'ouverture du réseau poral à la circulation des fluides, a été privilégiée. Dans ce but des mesures indirectes ont été utilisées, portant sur des caractéristiques liées à la fois à la porosité et à l'humidité (tests de perméabilité). Enfin comme l'air du sol n'est pas déterminé directement, mais par différence entre porosité totale et humidité volumique, il importait que ces deux caractéristiques soient mesurées sans erreurs systématiques importantes : cela a nécessité de connaître les variations saisonnières de porosité et d'étudier les réactions du sol aux manipulations exigées par les mesures. De plus les déterminations de porosité et d'humidité doivent alors porter sur le même échantillon, ou du

moins caractériser la même maille d'organisation : c'est pourquoi on a tenu compte de la taille et du choix des échantillons ainsi que de la dispersion des résultats. Cette dispersion est en effet une caractéristique essentielle des mesures portant sur les systèmes naturels : elle traduit l'hétérogénéité de ceux-ci à l'échelle des mesures et reflète par là certains traits de leur organisation.

Dans ce cadre général un objectif plus précis a été fixé : l'étude des variations de la porosité et de l'humidité des sols à l'échelle saisonnière et d'un point à l'autre du domaine ferrallitique camerounais, en cherchant en particulier à détecter les changements qui sont en relation possible avec la répartition actuelle des régimes climatiques. Cela a amené à comparer des milieux différant non seulement par le régime pluvio-thermique de l'atmosphère, mais aussi par d'autres caractères comme la couleur ou la composition granulométrique des sols. C'est pourquoi on s'est attaché plus à déterminer l'allure des variations verticales ou toposéquentielles des caractéristiques mesurées qu'à connaître celles-ci en valeur absolue. Pour cela on a effectué les mesures en des points rapprochés, ordonnés sur chaque verticale et le long des versants, plutôt que des répétitions en des points distribués au hasard en vue d'un traitement statistique. De même on a cherché des expressions de résultats qui facilitent la mise en évidence des variations zonales des caractéristiques physiques et hydriques. En particulier il a paru logique de rapporter le volume poral (et l'humidité), non pas au volume total mais à celui-ci diminué du volume occupé par le squelette rigide du sol. En effet ce squelette est formé en grande partie de grains de quartz, indéformables (et peu humectables). Ce procédé permet d'éliminer l'influence des variations verticales et toposéquentielles de la composition granulométrique, dans la mesure où celles-ci n'interviennent que par l'encombrement des grains du squelette.

En conclusion on a été amené à privilégier :

- 1 les mesures faites *in situ* et sur de grands échantillons.
- 2 l'étude des déformations causées par les manipulations.
- 3 la recherche d'expressions des résultats qui permettent d'isoler l'influence d'un ou plusieurs facteurs.
- 4 la détermination de l'allure des variations, dans le temps et dans l'espace, des caractéristiques du sol, notamment en fonction du régime climatique.

Par contre les tests portant sur des échantillons remaniés n'ont été utilisés que dans la mesure où leur signification est simple, ou lorsqu'ils renseignent sur le comportement potentiel des sols (comportement à des

contraintes qu'ils ne subissent pas obligatoirement dans des conditions naturelles actuelles). Il n'a été fait appel à des méthodes de mesures indirectes que dans le cas où elles fournissent des caractéristiques difficilement accessibles directement (degré de connexion ou d'ouverture du réseau poral par exemple), ou permettent de les déterminer d'une manière plus globale.

3.2. MESURE DE LA POROSITE TOTALE.

3.2.1. METHODES DE MESURE.

Le résultat P d'une mesure de porosité dépend de l'échelle à laquelle on mesure le volume total V , de la méthode de détermination du volume partiel v occupé par la matière fluide (ou de son complément la matière solide $V-v$), enfin de l'échantillon lui-même et des erreurs de mesure : $P = v/V$.

Les différences qui proviennent de l'échantillon ou de l'échelle de mesure sont dues à l'hétérogénéité naturelle du sol. Cette hétérogénéité résulte soit d'une organisation structurale ordonnée (des agrégats "emboîtés" par exemple), soit d'une distribution irrégulière des pores. Lorsque la taille de l'échantillon est très supérieure ou très inférieure à la maille d'une unité d'organisation régulière donnée, la discontinuité introduite par celle-ci n'intervient pratiquement pas. Les différences entre échantillons proviennent alors soit d'erreurs de mesure, soit de l'influence d'une autre maille structurale, soit d'une hétérogénéité spatiale dont la distribution n'est pas connue, ou est très irrégulière (cavités de la faune).

Les différences introduites par la détermination du volume partiel v proviennent de la façon dont le fluide utilisé pour envahir l'espace qui entoure les particules solides épouse la forme de celles-ci. Le résultat dépend de la taille et de la disposition des particules solides (broyage plus ou moins fin), et de leur mouillabilité, de la viscosité du fluide utilisé (eau, pétrole, mercure) et des modalités de son introduction (pression exercée, surface d'accès).

La limite supérieure des erreurs de mesure est donnée par un calcul d'incertitude, qui doit porter sur toutes les opérations effectuées successivement. Mais il y a erreur systématique si le volume total ou partiel est modifié avant sa détermination, c'est-à-dire pendant ou après le prélèvement de l'échantillon. Le résultat P caractérise dans ce cas non pas le sol en place, mais son échantillon modifié par la manipulation.

Le volume total peut être soit imposé, soit mesuré. Le volume des pores, ou son complément le volume des solides, est obtenu par mesure du

poids d'un fluide introduit ou extrait. L'échelle la plus grande possible est obtenue en opérant sur le plus grand volume possible et en effectuant le plus grand nombre de répétitions possible. Le résultat de cette mesure intègre le maximum de niveaux d'organisation du système poral et on le qualifiera de global. Il minimise les effets de l'hétérogénéité, et on doit veiller alors à ce qu'il n'englobe pas des systèmes pédologiques différents, ou des variations ordonnées dans une direction.

La mesure du volume des solides nécessite deux déterminations : leur poids total sec après expulsion du fluide pesant, l'eau, et leur poids par unité de volume de matière solide, obtenu par exemple dans un pycnomètre à eau. Deux causes d'imprécision : l'expulsion de l'eau dépend de l'énergie appliquée, et le volume de matière sèche dépend du contact du fluide de mesure. Si l'expulsion de l'eau est obtenue par chauffage, celui-ci peut modifier le volume des solides en provoquant une transformation minéralogique (deshydratation).

Le rapport du poids sec de la matière solide au volume total est appelé densité apparente sèche et sera désigné par d . C'est le poids de matière sèche contenue dans l'unité de volume de sol en place. Le poids de matière humide est la densité apparente humide, dh .

Le rapport du poids sec de matière solide au volume qu'elle occupe est appelé densité réelle ou densité de solides, et sera désigné par D . La compacité totale est le volume occupé par la matière sèche dans l'unité de volume de sol en place, soit :

$$C = \frac{V - v}{V} = \frac{d}{D}$$

La porosité totale est le complément à 1 de la compacité, soit $P = 1 - d/D$ qu'on exprimera généralement en points de pourcentage.

La porosité totale globale des sols étudiés a été obtenue par le calcul précédent, la densité apparente ayant été déterminée par une méthode à volume mesuré utilisant le densitomètre à membrane, et la densité réelle par la méthode du pycnomètre. Pour effectuer des comparaisons, quelques mesures à volume imposé ont été également effectuées ainsi que des mesures sur mottes.

3.2.2. TECHNIQUES UTILISEES.

a) Mesure de la densité apparente d au densitomètre à membrane sur un volume mesuré, d'environ $1,5 \text{ dm}^3$.

L'appareil utilisé et le protocole opératoire sont décrits dans HUMBEL 1970 : une plaque de base est solidement ancrée sur une surface horizontale et non tassée, taillée dans le sol à la profondeur voulue. Un évidement circulaire au centre de la plaque permet le creusement d'une cavité (fig. n°10). Le

densitomètre est alors rendu solidaire de la plaque. Un piston permet de repousser l'eau contenue dans le corps cylindrique en métal de l'appareil vers une membrane élastique. Celle-ci épouse plus ou moins la forme de la cavité, sous l'action d'une pression manuelle contrôlée par un manomètre. Le déplacement du piston est gradué directement en volume. Le volume V de la cavité est la différence entre le repère volumétrique final V_1 et le repère initial V_0 obtenu avant creusement. La terre extraite de la cavité est soigneusement pesée (poids P_h). Après homogénéisation une prise d'environ 100 g est isolée en boîte étanche pour la détermination de l'humidité pondérale h_p par la méthode gravimétrique (cf. 352). Les densités apparentes humide, d_h , et sèche, d , sont obtenues par les calculs :

$$d_h = P_h/V, \quad d = d_h/(1 + h_p) = P_h/V(1 + h_p).$$

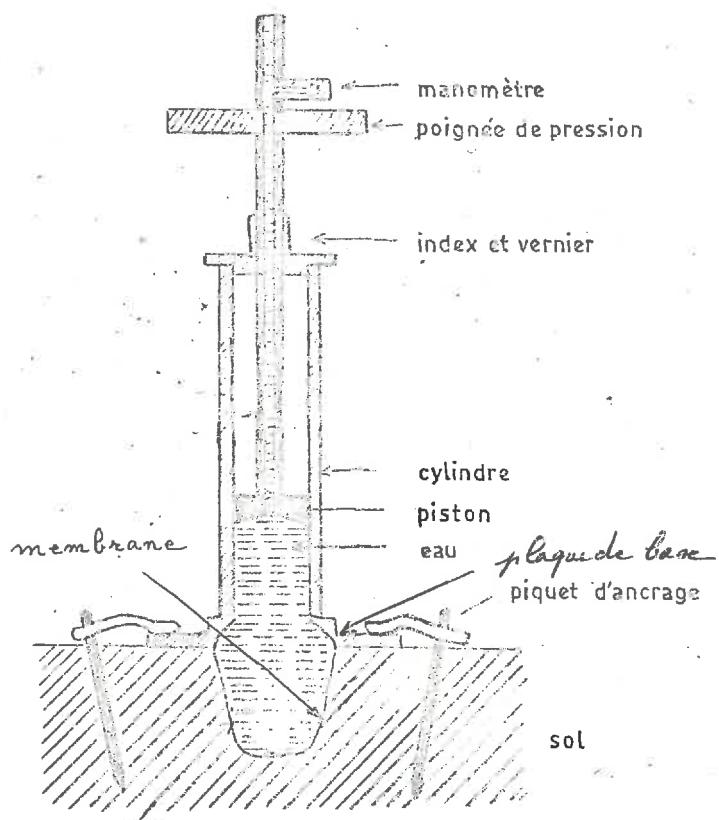


Figure n° 11 : Schéma du densitomètre à membrane.

La pression d'application de la membrane sur les parois de la cavité ou sur la surface initiale, est choisie la plus élevée possible dans le domaine de comportement élastique du sol. Il faut en effet que le contact entre la membrane et les parois soit étroit, sans toutefois qu'il y ait déformation permanente de ces dernières. On repère par tâtonnement le domaine élastique, ou du moins peu plastique, étant apprécié manuellement. En pratique dans la plupart des cas, trois pressions ont été appliquées successivement 0,1 - 0,2 et 0,3 bar, et pendant une durée d'une seconde environ. Le volume $V = V_1 - V_0$ varie beaucoup moins d'une pression à l'autre que chacun des repères V_1 et V_0 : environ 10 cm^3 pour un volume V de 800 cm^3 . On prend pour V la moyenne des deux valeurs les plus proches. Comme la fixation de la plaque de base est un facteur limitant du rendement, deux déterminations de d_h ont été effectuées successivement à partir d'une même position de la plaque : la seconde cavité est creusée par approfondissement de la première, le repère final V_1 servant de repère initial pour la seconde mesure (mesures dites sur cavités emboîtées).

b) Mesure globale de d , à volume imposé (cadre de 5 dm^3).

Des mesures par la méthode à volume imposé ont été effectuées sur quelques profils. Un cadre, en tôle galvanisée de 2 millimètres d'épaisseur, ayant 15,8 cm de côté et 20 cm de longeur ($V = 5 \text{ dm}^3$) est enfoncé horizontalement dans la paroi d'une fosse, sous l'action d'un cric prenant appui sur la paroi opposée. Pour limiter la compression de l'échantillon, les faces du cadre sont graissées, leur bord d'attaque est rendu tranchant par biseautage et on procède par à coups favorisant le cisaillement. Après extraction, les deux faces libres de l'échantillon sont nivélées avec une scie. Le poids P_h de terre humide est déterminé sur une balance Roberval de portée 10 kgs, le poids du cadre vide étant soustrait du poids total. Deux prises d'environ 100 g sont mises en boîte étanche pour détermination de l'humidité pondérale par la méthode gravimétrique. Le calcul de d_h et de d s'effectue comme précédemment.

c) Mesure de d sur des mottes d'environ 30 cm^3 .

Le volume de mottes d'environ 30 cm^3 a été mesuré par poussée d'Archimète dans l'eau. Les mottes avaient été au préalable séchées pendant une nuit à l'étuve à 105° , débarassées au pinceau des particules mal attachées, puis entourées d'une fine pellicule imperméable. Celle-ci est obtenue par trempage pendant quelques secondes dans le liquide suivant : on dissout 1/4 en poids de polystyrène expansé dans 3/4 de trichloréthylène, on agite avec une baguette de verre et on laisse reposer quelques heures jusqu'à élimination des bulles en suspension. Le séchage de la pellicule à l'air dure environ 6 heures, les mottes étant attachées à un support par un fil de nylon. Celui-ci sert au trempage, au séchage puis lors de la détermination de la poussée d'Archimète dans l'eau pure. La motte sèche est pesée avant enrobage puis après mesure de la poussée, ce qui permet de calculer le poids du vernis, et donc son volume (densité 1,14). De même, la longueur du fil de nylon fournit le poids de celui-ci ainsi que le volume de la partie immergée. Les corrections nécessaires sont effectuées (densité de l'eau variable en fonction de la température).

Remarque. L'imperméabilité du vernis n'est pas absolue mais la recharge en eau de l'échantillon pendant une courte immersion est négligeable. On a tenté de le percer pour étude du gonflement mais son élasticité ayant rupture s'est révélée faible. Par contre il a pu être placé sur une motte humide pour déterminer la densité apparente à cette humidité.

d) Mesure de la densité réelle D .

La densité réelle D a été déterminée dans un pycnomètre à eau sur une prise échantillonnée d'environ 15 g de terre broyée à 0,2 mm et séchée à l'étuve à 105° . On pèse le pycnomètre propre et vide à température ambiante (poids p_1) puis contenant l'échantillon (p_2) puis après ajout d'eau distillée dégazée jusqu'au repère de l'appareil (p_3), le pycnomètre étant placé sous vide pendant l'humectation de la terre, puis enfin rempli seulement d'eau (p_4). Le poids de terre est $p_2 - p_1$ et son volume est $p_4 - p_1 - (p_3 - p_2)$ d'où

$$p_2 - p_1$$

$$D = \frac{p_2 - p_1}{p_2 - p_1 + p_4 - p_3}$$

Plusieurs opérations sont délicates : - l'échantillonnage, du fait d'un tri spontané des grains après séchage et broyage. - l'égalisation des températures de l'eau et de l'échantillon. - le dégazage complet de l'échantillon au moment de son humectation. - le maintien dans le pycnomètre des particules organiques flottantes.

Remarque. Dans les horizons enrichis en fer sous forme de concrétions, on ne peut respecter dans l'échantillon les proportions de matrice et de cailloux, d'ailleurs variables, existant *in situ*. Il est préférable alors de mesurer séparément les densités réelles D_f de la terre fine et D_c des concrétions, et de les combiner en tenant compte de leurs proportions pondérales f et c : $1/D = f/D_f + c/D_c$.

e) *Mesure directe de la porosité, sur des mottes.*

La porosité a été déterminée directement par imbibition de pétrole dans des mottes de 30 cm^3 environ, séchée à l'étuve à 70° seulement : on pèse la motte (poids p_1) puis on l'immerge dans du pétrole en faisant le vide jusqu'à dégazage poussé (70 minutes, ce dégazage a du être amorcé en secouant la capsule contenant la motte). La motte est essuyée sur du papier filtre et pesée (p_2). Puis on la pèse en immersion dans du pétrole (p_3). Le poids de pétrole absorbé par la fraction de porosité accessible est p_2-p_1 et son volume $(p_2-p_1)/dp$, dp étant la densité du pétrole utilisé (0,88). La poussée d'Archimède sur la fraction du volume non envahie par le pétrole est p_1-p_3 et par conséquent sur la totalité du volume apparent de la motte $p_1-p_3 + p_2-p_1 = p_2-p_3$ d'où $P = (p_2-p_1)/(p_2-p_3)$.

3.2.3. PRECISION ET COMPARAISONS.

a) *Incertitudes sur les déterminations.*

Indépendamment d'erreurs systématiques dues à des déformations de l'échantillon les incertitudes résultant des techniques et des échelles de mesure précédentes sont, après analyse des opérations successives ou de la dispersion observée sur échantillon homogène, les suivantes :

Mesure de d : puisque $dh = Ph/V$ et $d = dh/1+hp = Ph/V(1+hp)$ l'incertitude relative sur d est :

$$\frac{\Delta d}{d} = \frac{\Delta Ph}{Ph} + \frac{\Delta V}{V} + \frac{\Delta hp}{1+hp}$$

Densitomètre à membrane : Après analyse des opérations successives (HUMBEL 1970) on obtient $\Delta d/d = 0,001 + 0,02 + 0,005 = 0,026$. Ainsi quand $d = 0,5$ alors $\Delta d = 0,05$ et pour $d = 1,5\Delta d = 0,02$. Cette incertitude est diminuée lorsqu'on prend comme densité la moyenne des résultats obtenus sur deux cavités superposées. L'incertitude sur hp provient de l'échantillonnage de la prise de 100 g et non de la détermination elle-même qui est plus précise (0,1 %).

Cadre de 5dm^3 : Le poids Ph et le volume V sont plus grands mais leur détermination est moins précise. L'incertitude est alors voisine de la précédente.

Mottes de 30 cm^3 : l'incertitude relative est d'environ 1 %.

Densité réelle D : En l'absence de cailloux et en opérant soigneusement l'incertitude relative est d'environ 0,5 % soit pour $D = 2,7$ une incertitude absolue de 0,02.

Porosité calculée : $P = 1 - \frac{d}{D}$ d'où $\Delta P = \frac{\Delta d}{D} + \frac{d}{D^2} \Delta D$

Avec $D = 2,7$ on obtient, pour $d = 1,5$ $\Delta P = 1$ point %;
pour $d = 0,5$ $\Delta P = 2$ points %.

Porosité directe : L'incertitude est inférieure à la précédente, moins de 1 %.

Notation : on désignera désormais par d et P la densité apparente et la porosité déterminées par l'intermédiaire du densitomètre à membrane, par d_{mc} et P_{mc} les valeurs obtenues avec des mottes séchées à 105° et par P_{mi} la porosité obtenue directement par imbibition de pétrole.

b) *Erreurs systématiques possibles.*

Il y a erreur systématique sur les mesures de porosité si le volume total ou le volume poral ont été déformés avant leur détermination, ou si le fluide utilisé pour envahir l'espace poral (porosité mesurée directement) ou pour mouler les particules solides (porosité calculée avec la densité réelle) ne mouille pas complètement leurs contours.

Le volume de la masse de sol concernée par la mesure peut augmenter au moment et à la suite de l'ouverture de la fosse creusée pour le prélever. Cette cause de surestimation de P a nécessité une étude particulière qui sera présentée au chapitre 6. Dans la mesure au densitomètre à membrane le volume total est surestimé ou sous-estimé selon que les parois de la cavité auront été repoussées par la pression de la membrane ou au contraire par celle transmise par la plaque de base. La pression de la membrane, appliquée directement sur les parois de la cavité provoque une déformation importante, qui n'est pas entièrement compensée dans la différence $V_1 - V_0$ (la surface d'application n'est pas la même). La déformation exercée par la plaque de base est plus faible, bien qu'elle augmente avec la profondeur de la cavité. La technique de mesure de V entraîne donc une surestimation de P, moins importante dans le cas du résultat donné par la cavité inférieure (mesures sur deux cavités emboîtées). Dans ces conditions la mesure au densitomètre tend à amener une sousestimation de d. Dans le cas de la mesure de d sur des mottes, le séchage préalable imposé à celles-ci amène, par retrait, une forte surestimation de d_{mc}. Les mesures au densitomètre ne peuvent être comparées qu'à des mesures sur mottes conservées dans leur état d'humidité (chap. 5 et 6.1.).

La détermination du volume de solides par la méthode au pycnomètre amène une surestimation de D : en effet une partie des débris végétaux flot-

tant est éliminée et le chauffage à 105° entraîne un départ d'eau de constitution. La valeur de P obtenue par calcul à partir de d et de D est donc doublement s surestimée. Par contre la valeur P_{mc} obtenue avec d_{mc} et D est nettement s sous-estimée car le retrait est très important. La porosité P_{mi} est encore plus s sous-estimée car elle ne dépend pas de D et parce que le pétrole n'accède pas à toutes les catégories de pores (piègeage d'air).

c) Comparaisons des résultats.

Les valeurs de densité apparente et de porosité totale obtenues dépendent d'abord de l'exactitude des déterminations, qui a été discutée précédemment. Elle dépend en outre de l'échelle de mesure et du choix des échantillons. Les mesures les plus globales ont été obtenues au densitomètre à membrane, soit sur des volumes de 1,5 dm³ choisis au hasard mais excluant les grosses racines ou cavités, et en faisant la moyenne de 3 à 10 répétitions. Les mesures sur mottes portent sur un volume 50 fois plus petit et elles avantagent les parties les plus cohérentes des horizons meubles, notamment dans les horizons humifères de forêt et dans les horizons rouges à "volumes cohérents de matrice" (cf. 2.5.). Les résultats obtenus au densitomètre et les résultats obtenus sur mottes ne caractérisent pas les mêmes systèmes de porosité.

Dans la mesure au densitomètre, d est s sous-estimé et P s surestimé, et ces valeurs ont une signification assez globale, puisqu'elles englobent des pores de grandes dimensions, et que les échantillons sont dispersés dans un volume de plusieurs mètres cubes. Le choix des échantillons et le retrait provoqué par le sèchage à 105° amènent au contraire à une sous-estimation des porosités P_m obtenues avec la densité des mottes ou mesurées directement sur mottes, et ces valeurs caractérisent un petit volume de sol. La porosité globale "exacte" du sol, est inférieure à P mais certainement supérieure à P_m . En effet, cette dernière exclut les gros pores inclus dans la mesure de P , et est par ailleurs s sous-estimée. La porosité à l'échelle des mottes, c'est-à-dire excluant les galeries et cavités de "grandes" dimensions est supérieure à P_m , mais inférieure à cette porosité globale exacte. Ainsi, en traçant les profils de variation verticale de P_m et de P on délimitera un large domaine dans lequel s'inscriront les valeurs de porosité totale à ces deux échelles différentes. Toutefois comme les causes d'erreurs systématisques envisagées ici ont un effet qui varie d'un sol à l'autre, du haut en bas de chaque sol et même selon l'état d'hydratation de ceux-ci, l'interprétation des résultats obtenus par les différentes méthodes utilisées devra être tentée horizon par horizon (chap. 5).

3.2.4. MISE EN EVIDENCE DE VARIATIONS SAISONNIERES DE POROSITE TOTALE.

a) Les deux facteurs de variation envisagés.

Deux processus naturels sont susceptibles de faire varier d'une saison à l'autre, globalement ou localement, la porosité *in situ* : ce sont l'activité faunique, qui se manifeste à la fois par des perforations dans le sol et des rejets en surface de terre ameublie ou fluidifiée, et le retrait-gonflement de la matrice du sol sous l'action des alternances saisonnières d'humidité.

L'activité faunique est intense, notamment dans le mètre supérieur et sous forêt. Là où les contrastes saisonniers sont importants, elle a pour résultante d'alléger le sol en saison des pluies (BACHELIER 1963). Les mesures portant sur les rejets de terre effectués en surface par les vers et les termites montrent que le volume brassé est important, mais les variations saisonnières de cette activité sont faibles en climat suffisamment humide.

Les sols étudiés sont très argileux mais leur fraction colloïdale est kaolinique, très désaturée en cations, riche en fer et même localement en matière organique. Leurs possibilités de retrait ne sont donc pas considérables dans le domaine des humidités élevées, qui est parcouru saisonnièrement (chap. 8).

Les variations saisonnières de porosité totale sont donc probablement faibles dans les sols étudiés. Dans ce cas elles seront difficilement mises en évidence par des mesures assujetties à dépendre de l'hétérogénéité naturelle, ou entachées d'erreurs systématiques pouvant varier avec l'état d'humectation (déformation plastique). De plus on ne peut distinguer aisément l'action ameublissante de la faune et celle du gonflement par humectation, qui se produisent à la même saison.

On raisonnera dans ce qui suit comme si les différences saisonnières de porosité étaient déterminées sans erreur, à une échelle globale minimisant les effets de l'hétérogénéité, et comme si elles provenaient essentiellement du processus de retrait-gonflement.

Pour qu'une variation de porosité puisse être attribuée au phénomène de retrait-gonflement, il faut que la porosité croisse quand l'humidité croît, que la variation d'humidité se manifeste jusqu'à une profondeur au moins égale à celle de la variation de porosité et qu'elle lui soit supérieure ou égale en volume.

S'il y a changement saisonnier du volume global d'un horizon par retrait-gonflement du plasma, il y a variation d'épaisseur de l'horizon. Si la résul-

tante des différentes modifications d'épaisseur des horizons successifs n'est pas nulle, elle se traduit en surface par un affaissement-soulèvement saisonnier.

S'il y a retrait-gonflement d'un horizon *in situ* il y a à fortiori retrait-gonflement des mottes extraites de cet horizon, pour les mêmes variations d'humidité. Mais le retrait-gonflement obtenu sur des mottes n'est pas une condition suffisante de l'existence d'un changement de volume *in situ*, car :

1. le gonflement *in situ* doit vaincre des résistances plus importantes.
2. la porosité interne, notamment les espaces inter-pédaux, peut absorber *in situ* la dilatation des ped.
3. l'humectation progresse dans une motte par tous les côtés tandis qu'elle utilise *in situ* un système poral organisé, en communication avec la nappe vers le bas et avec la pluie atmosphérique vers le haut. De plus l'organisation du sol *in situ* peut être telle que la dilatation verticale soit minimale (orientation des phyllites) : s'il y a changement de volume des mottes extraites d'un horizon sans changement du volume global de celui-ci c'est que le gonflement *in situ* est, ou bien absorbé par les espaces inter-pédaux, ou bien contenu par des tensions internes.

Donc le retrait-gonflement d'un sol doit être mis directement en évidence par le déplacement de sa surface et par des changements de la densité apparente, mesurée *in situ* à l'échelle la plus globale possible (si l'on peut montrer par ailleurs que d'autres phénomènes n'interviennent pas : actions biologiques, erreurs systématiques). La mesure directe de l'affaissement à l'aide de jalons ancrés dans les couches profondes stables du sol n'a pas été effectuée. Par contre on a constaté des variations saisonnières de densité apparente, et on indiquera donc comment on en a déduit l'affaissement.

b) Obtention graphique de l'affaissement, à partir de profils densimétriques.

Soient deux profils densimétriques établis l'un au maximum saisonnier d'humectation, l'autre au minimum, et intégrant chacun la même hétérogénéité spatiale du sol. Soient d_1 et d_2 les densités apparentes en sec *in situ* aux humidités successives h_1 et h_2 ($h_2 < h_1$), et D la densité réelle. Si $d_1 < d_2$ un retrait s'est produit et la porosité a diminué de $P_1 = 1 - d_1 / D$ à $P_2 = 1 - d_2 / D$. La variation de porosité est $\Delta P = (d_2 - d_1) / D$ et celle du volume apparent $(d_2 - d_1) / d_1 \cdot d_2$. Si l'on désigne par e l'affaissement global du sol et si l'on prend pour origine des profondeurs la surface du sol en saison humide il faut, pour appliquer le profil densimétrique A'C' de saison sèche et le profil AC de

saison humide à la même terre, translates $A'C'$ vers le bas d'une hauteur e jusqu'en $A''C$, puis le dilater jusqu'en $A'C$ (fig. 12 au centre).

Pour calculer e on trace les profils densimétriques AC et $A'C'$ avec la même origine jusqu'à leur point de coïncidence C (fig. 12 à gauche). L'aire comprise entre un profil densimétrique et l'axe des profondeurs représente la pression exercée par le poids de terre sèche correspondant (pression pédostatique). Elle est donc proportionnelle à la masse. Soit OF' l'épaisseur de sol de saison sèche contenant la même masse de terre que la tranche OF en saison humide ($F'F = e$) : aire $OACF = \text{aire } OA'C'F'$, or aire $OA'C'CF = \text{aires } OA'C'F' + F'C'CF = OACF + e \times d_F$, d_F étant la densité apparente à la profondeur F' ; mais $OACF = OACF + S$, S étant l'aire comprise entre les deux profils densimétriques. D'où $e = S / d_F$. (Ce calcul suppose que le profil densimétrique de saison sèche varie peu entre les profondeurs F' et F). L'affaissement est nul en F et croît jusqu'à e en surface. Sa valeur à la profondeur y est le quotient de l'aire $YY'C'C$ par la densité d_y au point Y' . La courbe affaissement-profondeur est tracée graphiquement par tranches de même densité. Le retrait saisonnier R à la profondeur y est obtenu à l'aide de la courbe modifiée $A'C$: $R = 1 - O'Y / O'Y''$.

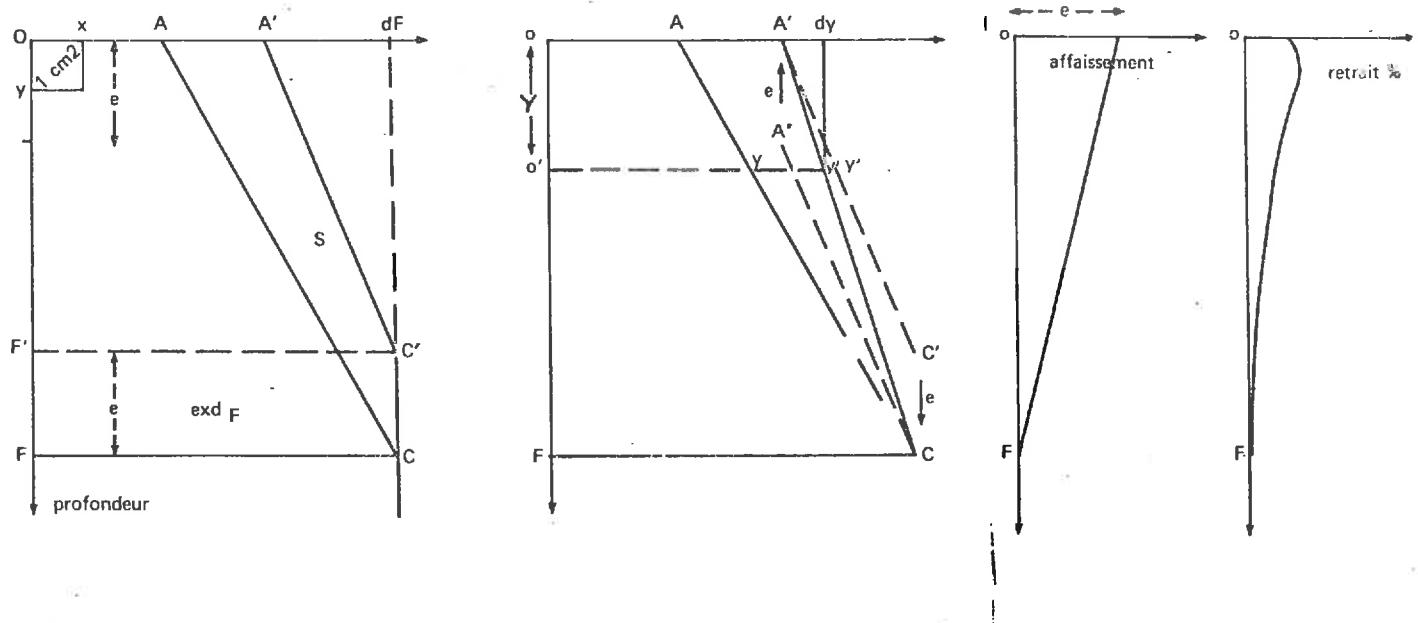


Figure n° 12 : Obtention graphique de l'affaissement e (à gauche)
Ajustement du profil de saison sèche (au centre)
Retrait et affaissement (à droite).

3.3. ANALYSE DE L'ESPACE PORAL.

3.3.1. FRACTIONS DE POROSITE.

Il est possible théoriquement de diviser en fractions porales la porosité totale d'après les dimensions, ou l'organisation, ou la fonction des pores. L'eau étant le liquide qui occupe l'espace poral dans le milieu naturel, il est logique de distinguer dans la porosité des fractions définies par la quantité d'eau contenue *in situ* ou sous certaines pressions. Les lois de la capillarité (formule de Laplace) permettent, si la forme des pores est connue, de déterminer les dimensions transversales des pores retenant l'eau à une pression donnée (loi de Jurin pour le diamètre de tubes par exemple). Si l'organisation de l'espace poral et les conditions de l'humectation permettent à l'eau d'accéder à tous les pores, les coupures basées sur l'énergie de rétention de l'eau sont des limites dimensionnelles. Les deux coupures ci-dessous sont déterminées en régime de dessèchement et diffèrent de coupures faites en régime d'humectation (histérésis). Ce sont :

- l'humidité restant dans un échantillon tamisé, soumis à une pression gazeuse de 16 atmosphères, et qui est appelée humidité au pF 4,2 (logarithme de 16000g/cm³). Le rayon des capillaires restant alors en eau est de 0,1 microns.
- l'humidité du sol ressuyé pendant 48 h *in situ* ou capacité au champ. Cette humidité sert à distinguer, conventionnellement, la microporosité, fraction qui reste en eau, de la macroporosité, fraction grossière alors en air. Le pF qui correspond à cette coupure dépend de la composition du sol. Il en est donc de même du rayon théorique des capillaires restant en eau : 1,4 microns au pF 3, 14 microns au pF 2.

Les quantités d'eau contenues *in situ* peuvent également caractériser des fractions significatives de porosité. C'est le cas sous les climats tropicaux différenciés en saisons par la répartition de l'apport pluvial au cours de l'année. En particulier le minimum et le maximum saisonniers sont d'intéressants indicateurs du comportement hydrique du sol, sous un climat donné, surtout si l'humidité du sol se maintient durablement au voisinage de ces extrêmes. En effet dans le cas où l'apport d'eau au sol dépasse les possibilités de rétention de celui-ci, l'humidité contenue à un instant donné dépend de la capacité au champ et de la durée et de l'évapotranspiration depuis le dernier apport (AUDRY 1967). Compte tenu de la succession moyenne des averses dans le milieu étudié (chap. 1), l'humidité de saison des pluies doit être un peu supérieure à la capacité au champ (en profondeur notamment où les flux sont plus longs à arriver) sauf tout en surface (évaporation directe) et éventuellement dans la tranche soumise à évapotranspiration des plantes.

Si la végétation se flétrit, le minimum saisonnier d'un sol protégé de l'évaporation directe par son couvert végétal peut situer le point de flétrissement permanent, assimilé au pF 4,2 du sol en place.

Un autre repère d'humidité, et donc de fraction porale, est celui de l'humidité à l'état saturé. Celui-ci est obtenu, à l'équilibre, en présence d'un excès d'eau libre mais l'humidité correspondante dépend des conditions de l'humectation (GRAS 1972). Cette humidité "maximum" varie en fait avec la quantité d'air piégé et elle n'atteint généralement pas, en expression volumique, la porosité totale. Le taux de remplissage (en eau) est le rapport de l'humidité volumique à la porosité totale. Dans l'état "saturé", le taux de remplissage peut n'atteindre que 80-90 % (AUDRY et al, 1972).

Toutes ces fractions de porosité sont déterminées par des mesures d'humidité. Comme la mesure de celle-ci s'opère par la méthode gravimétrique (voir en 3.5.), il est nécessaire de multiplier le résultat pondéral d'humidité par la densité apparente sèche d . Le volume d'humidité obtenu est appelé aussi humidité volumique. Ainsi si i , h , hs désignent respectivement les humidités pondérales au pF 4, 2 à la capacité au champ et à saturation, hm et hM les humidités minimale et maximale saisonnières, les fractions porales correspondantes ont pour valeurs :

$$i \times d ; h \times d ; hs \times d ; hm \times d ; hM \times d$$

- L'humidité i au pF 4,2 a été obtenue en régime de dessèchement sur des échantillons d'environ 7 cm^3 formés de terre fine réhumectée après séchage à l'air. L'application de la pression de 16 atmosphères a été réalisée dans une presse à support hémiperméable permettant l'évacuation de l'eau (porcelaine poreuse).

- Les humidités aux pF 3,0 et 2,5 ont été obtenues dans une chambre d'extraction basse pression (auto-cuiseur) sur des échantillons analogues aux précédents.

- L'humidité h à la capacité au champ a été obtenue en faisant la moyenne des humidités du sol dans la seconde moitié des différentes saisons des pluies étudiées. Cette valeur n'a toutefois été utilisée que pour les premiers mètres du sol, dans lesquels le drainage des pluies est rapide.

- L'humidité à saturation hs a été obtenue sur un échantillon d'environ 60 cm^3 prélevé rapidement avec une cuiller à la partie supérieure des cubes de terre utilisés pour la détermination de la perméabilité directionnelle (Cf. 3.3.3.), juste en fin de manipulation lorsque la lame d'eau est infiltrée. C'est donc une mesure sur terre intacte.

3.3.2. EXPRESSIONS PARTIELLES DE POROSITE.

La porosité totale, et les fractions de porosité précédentes, peuvent être rapportées, au volume total, ou seulement à une fraction de celui-ci. Si l'on exclut une partie v' du volume poral au numérateur et une partie V' du volume total au dénominateur, on obtient : $P' = (v - v') / V - V'$. Par exemple v' représente les pores grossiers et V' le volume des cailloux ; P' est alors la "porosité fine hors cailloux".

Les expressions partielles telles que P' permettent d'étudier directement l'influence d'un facteur quantifiable sur la porosité. Par exemple, si P' est constant dans un milieu où v' et V' varient d'un point à l'autre, cela peut signifier que l'assemblage de la matrice est indépendant des gros pores et des cailloux.

Différentes fractions de l'espace poral peuvent être appliquées à différentes fractions du volume total. Les expressions partielles les plus intéressantes sont celles dont la signification physique est simple : il est logique, par exemple, d'exclure des valeurs de porosité ou d'humidité, le volume inerte occupé par le squelette quartzeux incompressible et peu humecté, ou encore les gros pores biologiques s'ils sont irrégulièrement répartis et toujours en air, etc... On opère de même en expression pondérale lorsqu'on rapporte par exemple la capacité d'échange à la fraction colloïdale qui la détermine.

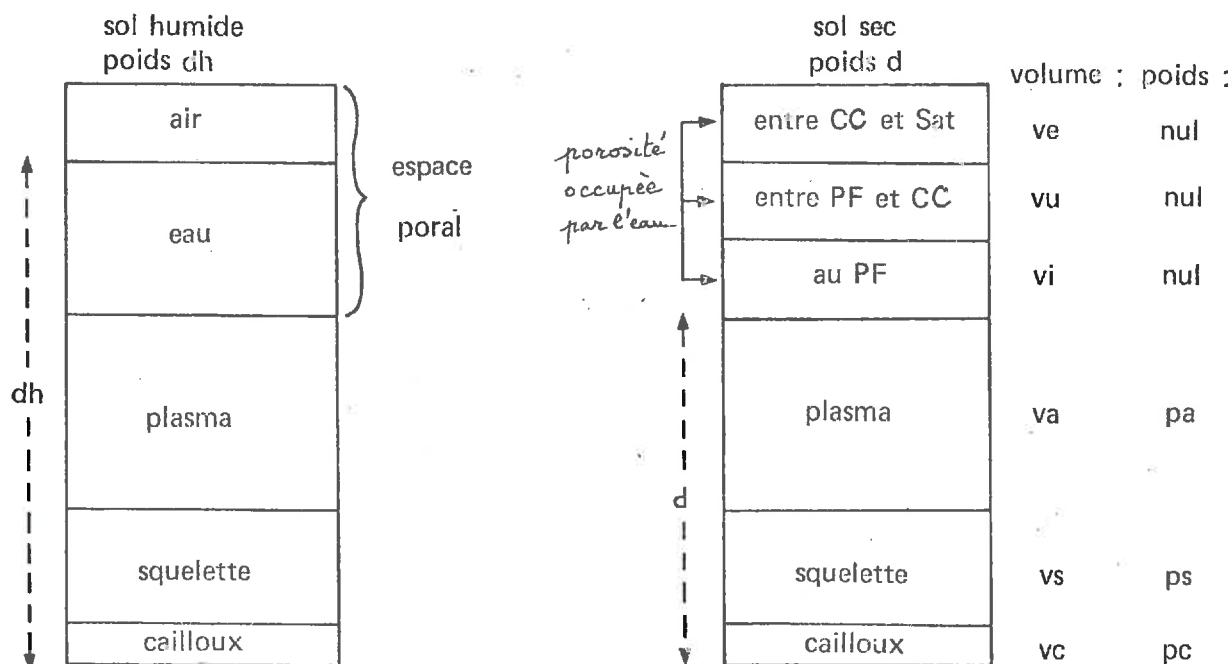


Figure n° 13 : Composition d'un volume unité de sol in situ. (sat = état saturé, CC = capacité au champ, PF = pF 4,2).

Si v_c , v_s , v_a , v_i , v_u , v_e désignent les fractions de volume indiquées sur la figure 13, et si, p_c , p_s et p_a sont les poids des trois fractions pesantes (cailloux, squelette sableux et plasma argileux) dans un volume unité (de poids en sec d) on a :

$$(v_c + v_s + v_a) + (v_i + v_u + v_e) = I \text{ et } p_c + p_s + p_a = d$$

$P = (v_i + v_u + v_e) = I - d/D$, D désignant la densité réelle moyenne du sol total, avec $D = (p_c + p_s + p_a) / (v_c + v_s + v_a)$.

Si c, s et a désignent les taux pondéraux de cailloux, squelette sableux et plasma dans le sol total sec et si D_c , D_s et D_a sont les densités réelles correspondantes on a, si les cailloux et les sables ne sont pas poreux on ne céderont pas leur eau :

$$D = \frac{c + s + a}{\frac{c}{D_c} + \frac{s}{D_s} + \frac{a}{D_a}} \text{ ou } \frac{I}{D} = \frac{c}{D_c} + \frac{s}{D_s} + \frac{a}{D_a}$$

$$\text{avec } c + s + a = I \text{ et } \begin{cases} p_c = c \times d = v_c \times D_c \\ p_s = s \times d = v_s \times D_s \\ p_a = a \times d = v_a \times D_a \end{cases}$$

a) Exclusion des fractions solides.

Densité apparente et porosité "hors cailloux".

Si d_f , D_f et P_f désignent respectivement la densité apparente, la densité réelle et la porosité moyennes de la terre fine, c'est-à-dire du sol entre les cailloux, supposés encore imperméables ou non poreux, on a :

$$\begin{aligned} d_f &= \frac{d - p_c}{1 - v_c} = \frac{d D_c (1 - c)}{D_c - c \times d} \\ D_f &= \frac{p_a + p_s}{v_a + v_s} = \frac{D D_c (1 - c)}{D_c - c \times D} \\ P_f &= \frac{P}{1 - v_c} = \frac{P D_c}{D_c - c \times d} = 1 - \frac{d_f}{D_f} \end{aligned}$$

Par exemple s'il y a, comme en 3-EBOL (à 2 m de profondeur), 20 % de cailloux de densité réelle 3,0 dans un sol de densité apparente globale 1,5 et de densité réelle globale 2,7 :

$$d = 1,5, d_f = \frac{1,5 \times 3 \times 0,8}{3 - 0,2 \times 1,5} = 1,33$$

$$D = 2,7, D_f = \frac{2,7 \times 3 \times 0,8}{3 + 0,2 \times 2,7} = 2,63$$

$$P = 44,4\%, P_f = 1 - 1,33 / 2,63 = 49,3\%.$$

Densité apparente et porosité "hors squelette".

Si l'on exclut l'ensemble du squelette (cailloux + sables toujours superposés non poreux ou imperméables), on ne conserve que le plasma comme matière solide, et si l'on pose $s' = s / s+a$ (taux de squelette dans la terre fine) on obtient :

$$d_a = \frac{p_a}{P + v_a} = \frac{d_f D_s (1-s')}{D_s - s' d_f}$$
$$P_a = \frac{P}{P + v_a} = \frac{D_s P_f}{D_s - s' d_f} = 1 - d_a/D_a$$

Ces formules dérivent des précédentes en remplaçant les caractéristiques des cailloux par celles des sables et celles du sol total par celle de la terre fine (s'il n'y a pas de cailloux les caractéristiques de la terre fine sont évidemment celles du sol total).

Dans l'exemple ci-dessus, il y a dans la terre fine 40 % de sables quartzeux de densité 2,65 d'où :

$$d_a = 1,00, P_a = 61,6\% \text{ et } D_a = 2,57.$$

b) Exclusion des fractions porales.

Soient i l'humidité pondérale au pF 4,2 et h à la capacité au champ (microporosité). Les fractions de porosité ont alors pour expression :

$$v_i = i \times d, v_u = (h - i) \times d \text{ et } v_e = P - h \times d$$

v_u = $h - i$ représente l'eau utile du sol total, v_u la porosité "utile" et v_e le volume de l'eau libre dans le sol porté à saturation, c'est-à-dire la macroporosité G (fraction grossière de la porosité).

Densité apparente et porosité "hors macroporosité G".

$$d \text{ hors } G = \frac{d}{1 - v_e} = \frac{d}{\frac{d}{D} + h \times d} = \frac{D}{1 + h \times D}$$

$$P_{\text{hors } G} = \frac{P_e - v_e}{1 - v_e} = \frac{hd}{\frac{d}{D} + h \times d} = \frac{hd}{1 + h \times D} = h \times d \text{ hors } G$$

Dans l'exemple précédent si $h = 0,2$ on obtient $d \text{ hors } G = 1,75$ et $P_{\text{hors } G} = 35\%$.

Le calcul des expressions excluant deux fractions porales ou une fraction porale et une fraction solide nécessite de combiner les formulations précédentes.

c) Remarques.

Remarque 1 : Pour chaque expression partielle de porosité P' on peut définir la compacité correspondante $I - P'$. Par exemple la compacité hors squelette quartzeux c' a pour expression dans un sol sans cailloux ($D_s = 2,65$) .

$$c' = \frac{d}{D} \times \frac{2,65 - sD}{2,65 - sd}$$

Remarque 2 : Le calcul des expressions partielles précédentes fait intervenir le taux c de cailloux et le taux s de squelette de la terre fine. Ces données ont été tirées des résultats de l'analyse granulométrique : c est le refus, s est le pourcentage pondéral, refus inclus, des sables et limons grossiers. Si Sg , Sf et Lg sont les taux hors refus de sables grossiers, sables fins et limons grossiers :

$$s = c + (1 - c) (Sg + Sf + Lg)$$

Ce mode d'obtention conventionnel suppose que la dispersion des micro-peds argileux est complète, ce qui a nécessité dans les sols rouges de l'Adamaoua l'utilisation des ultrasons (jusqu'à 40 minutes) ou même un écrasement manuel. Le contrôle à la binoculaire montre que seuls subsistent, à côté des quartz et minéraux lourds, quelques micro-nodules ferrugineux.

Remarque 3 : La macroporosité, ou porosité grossière, qu'on désignera par G , a pour expression : $G = P - hd = 1 - hd - d/D$. Son expression hors squelette est :

$$g = \frac{2,65 G}{2,65 - sxd}$$

Remarque 4 : L'air A du sol déterminé à une humidité quelconque h' a pour expression également : $A = 1 - h' \times d - d/D$, et l'on remarque que toute surestimation de d amène une sous-estimation de A . Au voisinage de la saturation cette obtention de A par différence devient très imprécise, et même impossible s'il y a erreur systématique sur la détermination de d .

3.3.3. ETUDE DU RESEAU PORAL A L'AIDE DE MESURES DE PERMEABILITE.

a) Principe.

Les massifs poreux naturels sont trop complexes pour qu'on puisse caractériser complètement la géométrie de leur réseau conducteur de fluides, et on ne sait d'ailleurs pas toujours actuellement prévoir leur perméabilité à partir de ces seules données (GARDNER 1974). Pourtant la filtration est bien commandée par l'organisation de l'espace poral, et donc susceptible de renseigner sur celui-ci.

La Loi de Darcy indique que le débit Q pendant le temps t à travers un échantillon de section constante S , de longueur h , soumis à une "perte de charge hydraulique" H entre la face d'entrée et la face de sortie, est, si le milieu est saturé et l'écoulement laminaire :

$$Q = k S \frac{H}{h} t \quad \text{ou} \quad \frac{Q}{S t} = k \frac{H}{h}$$

Le quotient H/h est appelé gradient hydraulique. La perte de charge hydraulique est la différence, entre l'entrée et la sortie de l'échantillon, de la somme de deux potentiels qu'on peut exprimer en unité de longueur, la charge hydrostatique et la charge gravitationnelle (HILLEL 1974). Dans le cas d'un échantillon vertical soumis à une charge d'eau formant une lame d'épaisseur e en surface, la perte de charge hydrostatique est égale à e et la perte de charge gravitationnelle est égale à h . Le gradient hydraulique est donc $(h + e)/h$ et sans unité. Lorsque e est négligeable devant h le gradient est pratiquement "unitaire".

Le coefficient k est la vitesse de filtration pour un gradient unité, ou coefficient de conductivité hydraulique de Darcy. Il a les dimensions d'une vitesse et on l'exprime commodément en cm/h ou mm/h comme l'intensité des averses. Il dépend d'une manière complexe de la porosité du massif, et aussi des propriétés du fluide utilisé, notamment de sa viscosité.

La perméabilité intrinsèque K est une caractéristique indépendante du fluide utilisé et qui a les dimensions d'une surface. Elle est liée à la conductivité k par $K = k \mu / \rho g$. μ étant la viscosité dynamique du fluide en poise (dyne sec/cm^2), ρ sa masse spécifique en g/cm^3 et g l'accélération de la pesanteur (978 cm/s^2 à l'équateur).

On désignera par k la conductivité pour l'eau à 20° . Elle se calcule aisément à partir d'une mesure k_t à la température t , où la viscosité de l'eau est μ_t , par : $k = k_t \times \mu_t / \mu_{20}$ puisque $k_t \mu_t = k_{20} \mu_{20}$. Pour relier le coefficient k à la géométrie du réseau poral, on dispose

principalement de l'hypothèse de l'écoulement laminaire traduit par la loi de Poiseuille. Cette loi s'applique à des flux dans des conduits de section uniforme, à parois lisses de mouillabilité constante et lorsque le produit vitesse du flux par le rayon du tube est faible (nombre de Reynolds faible) :

- Pour des tubes cylindriques, c'est la loi de Poiseuille *sensu stricto* qui donne le débit par unité de temps Q/t dans un tube de rayon r et de longueur h , en fonction de la viscosité μ et de la chute de pression Δp entre l'entrée et la sortie :

$$\frac{Q}{t} = \frac{1}{\mu} \times \frac{\Delta p}{h} \times \frac{\pi r^4}{8}$$

Dans le cas d'un tube vertical soumis à une pression d'entrée p_1 on a $\Delta p = p_1 + \rho gh$ soit, si $p_1 = 0$. $\Delta p/h = \rho g$

- Si la section du tube est une ellipse de grand axe $2b$ et de petit axe $2c$, le facteur $\pi r^4/8$ devient $\pi b^3 c^3 / 4(b^2 + c^2)$ d'après Encyclopédia Universalis (article viscosité de B. PERSOZ).

- Si le conduit est une fissure de largeur e et de longueur L grande devant e , le facteur $\pi r^4/8$ devient $Le^3/12$. C'est l'écoulement de Couette.

- Dans le cas d'un assemblage compact et régulier de sphères de rayon r la perméabilité intrinsèque est $K = \frac{n^2 r^2}{24(1-P)}$, d'après SLICHTER cité dans SCHEIDEGGER (1974), où r est le rayon des sphères, P la porosité et n le taux de vides dans le plan diamétral des sphères. Pour l'assemblage le plus compact possible, l'assemblage rhomboédrique, on a $n = 0,0931$ et $P = 0,259$ d'où $K = 0,0487 r^2$.

- Mais la porosité des sols comporte des conduits de forme beaucoup plus complexe que les précédents et pour lesquels les lois d'écoulement ne sont pas connues : ce sont par exemple des tubes cylindriques remplis de micropeds en assemblage lâche, des fissures gauches d'écartement variable, des tubes à section irrégulière, des vides polyconvexes, etc... Et surtout ces vides communiquent entre eux, formant un réseau complexe dans lequel de l'air reste emprisonné lors de l'humectation. En outre, leurs parois sont formées par le juxtaposition de minéraux variés, et présentent ainsi des variations de rugosité et de mouillabilité. L'hypothèse d'un écoulement laminaire, même pour des perméabilités faibles, est incertaine dans un tel système, mais les lois de l'écoulement turbulent y sont encore moins quantifiables.

Le nombre de Reynolds Re permet de se faire une idée des possibilités de turbulence : $Re = 2r u \rho / \mu$ où r est le rayon du tube et u la vitesse moyenne d'écoulement. Dans un tube cylindrique, en régime laminaire, avec de l'eau à 20° et pour un gradient unitaire : $u = r^2 \rho g / 8 \mu$ d'où

$Re = 2 r^3 \rho^2 g / 8 \mu^2 = r^3 \times 2,445 \times 10^6$. Par conséquent Re est supérieur à 1 dans les tubes de rayon supérieur à 75 microns et supérieur à 10 dans les tubes de rayons supérieur à 160 microns. On admettra à la suite de HILLEL (1974) que des turbulences sont possibles lorsque Re est supérieur à 1.

La complexité du réseau naturel peut être exprimée et décomposée en différents concepts qui seront par exemple, dans une vision tubulaire de l'espace poral, l'orientation, la tortuosité, les rétrécissements ou évasements, les connexions, etc... des tubes. Mais ces différentes composantes possibles de la porosité réelle influent chacune séparément sur l'infiltration : GRAS (1972 et 1974) a étudié le rôle des connexions et rétrécissements sur le phénomène d'emprisonnement d'air lors de l'humectation, et indiqué en outre de quelle manière devaient intervenir les différences de mouillabilité. MORELSEYTOUX (1973), en insistant sur la nécessité d'une formulation biphasique des lois de l'infiltration, a rappelé l'importance de la phase gazeuse sur l'écoulement et précisé les différents "effets d'air" possibles. La filtration, et donc le résultat de chaque mesure de perméabilité, dépend aussi de cette phase gazeuse associée, de sorte qu'elle ne peut renseigner au mieux que sur l'espace servant à la circulation de l'eau. Mais elle n'apporte évidemment qu'une information globale sur les multiples facteurs qui la déterminent.

Une information séparée peut cependant être obtenue en faisant varier les conditions opératoires, de manière à privilégier successivement les différents facteurs. Mais cette approche nécessite de représenter la filtration par un modèle, dans lequel la fraction de porosité qui sert au transfert des fluides est constituée de pores à géométrie simple et où l'écoulement obéit aux lois idéales correspondantes. Ce modèle de porosité doit être construit à partir des formes existant *in situ* et d'importance déterminante, et qui sont des combinaisons de trois sortes de pores, les tubes, les fentes et les vides intergranulaires. C'est l'assemblage de ces formes simples qui expliquera alors les trois caractéristiques essentielles des massifs poreux du sol qui sont :

- l'irrégularité des sections de conduits, qui explique l'influence des conditions opératoires.
- l'anisotropie du réseau, conséquence et cause de la différenciation horizontale, et qui renseigne sur la dynamique saisonnière et les agents de la porogénèse.
- l'hétérogénéité spatiale, responsable de la dispersion des résultats de mesure de k , et qui conduit à la recherche d'une loi de distribution des pores.

Cette approche sera tentée au chapitre 7. A cet effet, on a fait varier

dans les mesures, le mode d'humectation préalable, la direction du flux appliquée, et l'échantillonnage *in situ*.

b) Techniques.

Le coefficient k de conductivité hydraulique en régime saturé permanent défini par la loi de Darcy a été déterminé dans deux types de conditions opératoires :

- la méthode *in situ Müntz*, réalisée avec anneau de garde et à différentes profondeurs sur des marches d'escalier creusées dans le sol.
- une méthode directionnelle sur échantillon cubique prélevé par cisaillement à l'aide d'un cadre métallique tranchant, qui le maintient sur quatre côtés pendant la mesure. Le matériel est de fabrication locale.

Les mesures de débit ont été faites en mesurant toutes les 5' pendant une heure la quantité d'eau nécessaire pour maintenir constante la charge initiale de 3 cm d'eau. Le système d'alimentation est choisi en fonction du débit exigé : pour les débits élevés, un cylindre métallique de 12 dm^3 dont le niveau est repéré dans un tuyau latéral transparent, et dont le débit est commandé manuellement par un robinet. Pour les très faibles débits, une éprouvette graduée de 100 ou 200 cm^3 servant de récipient pour un dispositif de Mariotte. Pour les débits intermédiaires, une bouteille cylindrique de $3,8 \text{ dm}^3$ (récipient appelé "Marie-Jeanne") montée également en flacon de Mariotte. Cette gamme d'appareils a permis de mesurer des conductivités allant de $0,1 \text{ cm/h}$ à 1.000 cm/h , la précision étant moindre pour ces valeurs extrêmes (retard à l'amorçage dans le cas de l'éprouvette, charge un peu variable dans la commande au robinet). L'incertitude relative sur un résultat de 10 cm/h est d'environ 5 %. L'eau utilisée est prise dans le ruisseau du talweg : elle s'est donc chargée en ions lors de son premier passage dans le sol. Les corrections de viscosité qui ont été appliquées pour tenir compte de la température sont :

$t^\circ =$	15	16	17	18	19	20	21	22	23	23	24	25	26	27
$\mu_{20}/\mu_t =$	1,14	1,10	1,08	1,05	1,02	-	0,98	0,95	0,93	0,91	0,89	0,87	0,85	0,83
$t^\circ =$	28	29	30											
$\mu_{20}/\mu_t =$	0,83	0,81	0,80											

1. Méthode Müntz.

L'enceinte de mesure est un cadre carré de 250 cm^2 de section, enfoncé de 6 cm dans le sol par le choc d'une masse sur un madrier qui répartit les forces. L'enceinte de garde est un cylindre de 60 cm de diamètre entourant la première enceinte et enfoncé de même. Toutes deux sont en tôle galvanisée de 20/10e de millimètre d'épaisseur, biseautée sur le bord d'attaque. Elles

reçoivent rapidement une charge d'eau de 3 cm maintenue constante par l'un des trois dispositifs d'alimentation décrits précédemment. Le jet d'eau est amorti par une feuille mais l'eau se trouble quand même dans certains horizons fragiles. Des petites différences de niveau d'eau entre les deux enceintes n'ont pas d'effet sensible sur le débit.

Les mesures en surface sont faites sans enlèvement de la litière, herbe, repousses, et le piétinement est soigneusement évité. On constate en effet une réduction très importante de la perméabilité après une simple application du pied. Sur terrain en forte pente les deux enceintes précédentes sont remplacées par des cadres rectangulaires allongés suivant la courbe de niveau.

Les mesures à différentes profondeurs sont faites sur des marches horizontales ayant environ 1 m de côté. On protège du piétinement pendant le creusement des deux derniers décimètres puis on aplani en procédant par petits arrachements au couteau, les débris de terre étant soigneusement éliminés au pinceau ou en soufflant. L'humectation n'atteint généralement pas la face verticale de la marche mais celle-ci facilite l'évacuation latérale de l'air déplacé hors du volume humecté. On a donc considéré que la mesure au fond de la fosse correspondait à des conditions différentes.

Dans les horizons caillouteux impénétrables au cadre précédent, la mesure a été faite sans anneau de garde, dans une cavité cylindrique haute de 3 cm creusée *in situ*. Le débit a été rapporté à la surface totale de la cavité.

Le gradient hydraulique est pris conventionnellement égal à 1. La conductivité k est ainsi probablement surestimée car l'épaisseur de la tranche de sol portée à saturation est peu importante.

2. Méthode directionnelle.

Comme dans la méthode Vergière (BOURRIER 1964) la conductivité hydraulique est mesurée sur un cube de terre soumis à une charge d'eau constante, dans la direction choisie. Mais la face de sortie de l'eau est libre (fig. 14).

Le cadre de prélèvement de l'échantillon cubique, et qui sert à le maintenir latéralement pendant la détermination, est le même que celui qui sert d'enceinte intérieure dans la mesure Müntz, ou qui est utilisé pour la mesure de densité apparente (cf. 3.2.2.) : tôle de 2 mm, section 250 cm², hauteur 20 cm, bord d'attaque biseauté, huit faces graissées. Il est enfoncé dans le sol, soit verticalement au choc (échantillon DV pour mesure de la conductivité verticale k_v), soit horizontalement par la pression saccadée d'un cric prenant appui sur la paroi opposée de la fosse (échantillon DO pour mesure de la conductivité "oblique" k_o). L'ensemble est dégagé, une face libre est nivelée, l'autre évidée sur 4 cm. Puis l'échantillon est humecté dans un seau d'eau, la face évidée étant en haut et hors d'eau. On observe l'arrivée *per ascensum* de l'eau pour juger de l'hétérogénéité du réseau poral et pour déceler d'éventuels vices : les échantillons présentant des fentes sur leur bordure sont éliminés car ils traduisent un enfouissement non rectiligne du cadre. Dans les cas douteux, on colmate en trempant les faces du cadre dans 1 cm de paraffine liquide. Mais la plupart du temps, on constate au contraire une forte adhérence de la terre sur les parois.

Après apparition d'une lame d'eau en surface, on porte celle-ci à 3 cm et on soumet l'échantillon à un flux *per descensum*. La lame d'eau est maintenue constante par un dispositif d'alimentation approprié, choisi parmi les trois types décrits ci-dessus grâce à l'observation de la vitesse de l'humectation *per ascensum* précédente. Le régime permanent est atteint instantanément

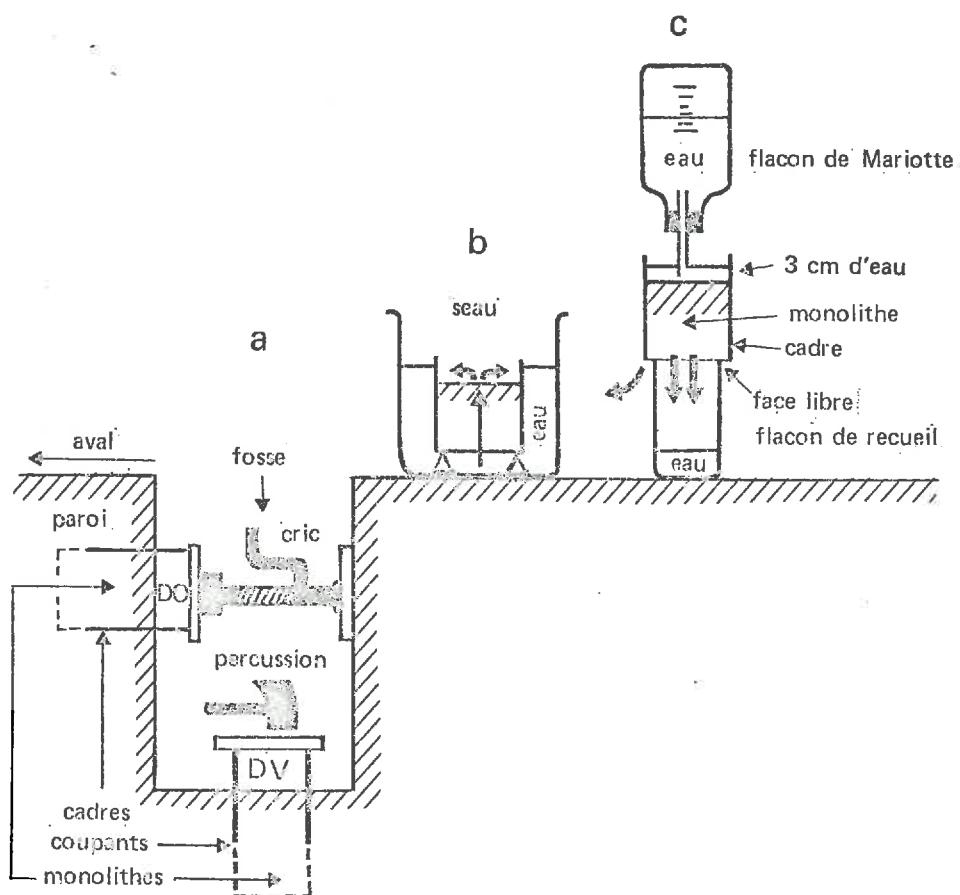


Figure n° 14 : Mesure des perméabilités directionnelles.

- a) prélèvement du monolithe,
- b) son humectation par ascensum,
- c) mesure de débit.

et on effectue la mesure de débit pendant un temps T supérieur à 1/2 heure. Un récipient parallélépipédique de section carrée 200 cm^2 est placé sous l'échantillon (dans la base duquel il s'inscrit légèrement). Il permet de recueillir une partie de l'eau drainée, les 4/5 si l'écoulement était homogène. Soit V_r le volume qu'il contient en fin de mesure et V_i le volume fourni pendant le même temps T par le flacon d'alimentation : si V_r / V_i est très inférieur à 4/5, un effet de bord est possible et on calcule la conductivité avec V_r et sur 200 cm^2 . Enfin, lors du nettoyage du cadre en fin d'opération, on peut explorer le volume concerné par la mesure et prélever un échantillon saturé (cf. 3.3.1.).

Si S est la section de mesure (200 ou 250 cm^2), e l'épaisseur de la lame d'eau (2 à 4 cm), h celle de l'échantillon (14 à 18 cm), V le volume d'eau drainée (V_i ou V_r) on a :

$$\frac{V}{T} = \frac{k}{t} \times S \times \frac{h+e}{h} \quad \text{avec} \quad \frac{k}{t} = k \times \frac{\mu 20}{\mu t}$$

d'où la conductivité k pour l'eau à 20° :

$$k = \frac{V}{T} \times \frac{h}{h+e} \times \frac{1}{S} \times \frac{\mu t}{\mu 20}$$

On exprime V en cm^3 , S en cm^2 , T en heure et k est donné en cm/h c'est-à-dire en épaisseur de la lame d'eau infiltrée.

Remarques : La correction de température peut paraître inutile en regard de la grande dispersion des résultats au sein d'une même station (du simple au centuple parfois). Mais elle évite d'importantes erreurs sur les comparaisons entre moyennes régionales ; par exemple en BALI on a utilisé de l'eau à 15° et dans le Nord Cameroun, de l'eau à 30°, les viscosités respectives étant dans le rapport 1,4.

3. Tests simplifiés d'infiltration.

Les mesures Müntz et directionnelles sont longues et ne peuvent être effectuées en grand nombre à chaque profondeur. La précision de détermination de k apparaît quelque peu inutile quand on la compare à la grande dispersion des résultats obtenus sur un même site (due à l'hétérogénéité du milieu naturel). Pour explorer l'étendue de cette dispersion *in situ* en disposant d'un effectif suffisant on a donc utilisé des tests simplifiés d'infiltration. Ils n'indiquent pas avec certitude la valeur de k , et combinent l'infiltration verticale et l'infiltration latérale. Ils n'ont été effectués qu'en surface car sur la marche d'escalier d'une fosse, c'est-à-dire sur une superficie réduite, la maille caractérisée est trop petite et une interférence entre les mesures est possible, (par l'intermédiaire de volumes mouillés trop rapprochés).

Dix cadres, du type déjà décrit, sont placés au hasard et enfouis de 6 cm au choc. Les emplacements où le cadre butte sur un caillou ou une racine doivent être éliminés. On dépose rapidement en chacun 3 litres d'eau, soit une charge hydraulique initiale de 12cm et on mesure le temps nécessaire à son infiltration complète. Le résultat du test est le quotient de 12 par le temps précédent, exprimé en heure. Un décalage d'une minute entre les cadres est nécessaire pour l'apport d'eau initial. La charge précédente convient aux sols perméables où plusieurs séries peuvent être effectuées en une seule heure. Il est intéressant de recommencer l'infiltration aux mêmes emplacements une heure plus tard pour opérer sur sol mouillé. La comparaison avec les mesures Müntz et directionnelles montre que le débit infiltré à la première mesure est approximativement 2k. Là où l'infiltration est trop lente, on divise la diminution de charge par le temps écoulé et on obtient une valeur par excès.

3.4. ETUDE DU COMPORTEMENT DE L'ESPACE PORAL.

En 3.2.4. on a envisagé les variations saisonnières de porosité totale sous l'action notamment des variations d'humidité ou de l'activité faunique. Ces modifications, pratiquement cycliques, du sol *in situ* sont généralement très inférieures aux déformations de l'espace poral sous l'action du chauffage destiné à faire partir l'humidité qu'il contient (pour mesurer celle-ci). Ce retrait au sèchage est un moyen de connaître le comportement potentiel du sol pour des variations extrêmes d'humidité : on lui comparera donc utilement le retrait réel saisonnier (cf. 3.4.3.).

Le retrait précédent est obtenu par chauffage et il existe une méthode conventionnelle pour connaître l'humidité au-dessous de laquelle un échantillon remanié de sol cesse de se contracter. Cette humidité est appelée, en expression pondérale, limite de retrait. Sa détermination suppose que la diminution de volume est d'abord égale au départ de l'eau puis qu'elle s'annule

totalement à la limite de retrait. Mais elle ne comporte pas de vérification de cette hypothèse. Il semble bien cependant qu'il en soit ainsi avec les échantillons remaniés car leur porosité initiale est interstitielle (cohésion nulle). Mais dans un milieu semi-rigide et à porosité capillaire comme un sol en place, le retrait peut être bien inférieur au départ d'eau. De plus, le broyage de l'échantillon ou le tamisage de la terre fine effacent la porosité grossière naturelle pour la remplacer par une porosité d'assemblage de grains en milieu aqueux. Or ces porosités ne sont équivalentes ni en forme ni en volume. La limite de retrait obtenue sur échantillon remanié n'est donc pas un repère pour caractériser le processus de retrait-gonflement du sol en place. Par contre, sa détermination fournit la densité apparente d'une pâte de sol après dessèchement, donc une valeur de porosité qu'il est intéressant de comparer à celles obtenues sur échantillons naturels (chap. 5).

Il existe de même un repère d'humidité qui renseigne sur le comportement plastique du sol par la détermination de la limite de plasticité. Celle-ci situe l'humidité au-dessous de laquelle l'échantillon n'est plus totalement plastique. Un autre repère d'humidité minimale, la limite de liquidité, valeur au-dessous de laquelle un échantillon précédemment fluidifié cesse de se comporter entièrement comme un liquide visqueux. Ces deux limites sont appelées indices d'Atterberg (PELTIER 1969). Les humidités pondérales correspondant aux trois limites précédentes sont déterminées sur des échantillons de sols tamisés à 0,5 mm. Elles ne sont donc pas transposables au cas du sol en place. Il est possible dans une certaine mesure de les comparer à des humidités repères de rétention d'eau comme l'humidité au pF 4,2 par exemple.

Dans tous les cas, les trois limites précédentes sont d'intéressantes caractéristiques de comportement de la matière des sols, dont les variations verticales peuvent être comparées à celles d'autres caractéristiques dépendant également plutôt de la nature des constituants que de leurs organisation. Le squelette quartzeux jouant un rôle assez inerte vis-à-vis des comportements précédents, on pourra donner à ces humidités une expression "hors squelette", mais en conservant l'expression pondérale.

Par ailleurs l'espace poral est modifié lorsqu'on applique au sol, non pas une pression gazeuse comme pour les mesures de rétention d'humidité, mais une contrainte mécanique directe qui provoque selon l'intensité et la durée d'application soit une déformation élastique, soit une déformation plastique de type compression, cisaillement etc... La pénétration d'une pointe par des chocs répétés, ou mesure pénétrométrique est un cas, complexe, de ces types de contraintes. Des contraintes répétées provoquent aussi, en domaine de comportement élasto-plastique, un écrouissage du sol qui se fait aux dépens de l'espace poral. La suppression des contraintes subies *in situ* amène aussi une modification de l'espace poral, cette fois en augmentant celui-ci. C'est le cas lors de l'ouverture des fosses destinées à l'observation ou aux me-

sures et cette "poussée des talus", faisant suite à la modification de l'ellipsoïde des pressions *in situ*, est appelée relaxation.

3.4.1. REPERES DE COMPORTEMENT MECANIQUE.

- L'humidité à la limite de retrait a été mesurée en régime de dessèchement sur des échantillons d'environ 15 cm^3 de terre tamisée à 0,5 mm et humidifiée un peu au-dessus de la limite de liquidité. Le dessèchement est effectué progressivement pour éviter le fendillement du disque, et poussé jusqu'à obtention d'un poids constant à l'étuve à 105° . La mesure du volume V_s du disque de sol sec a été faite par jaugeage au mercure dans un cristallisoir à bord rodé en appliquant sur celui-ci une plaque à trois pointes (matériel et protocole de la Société d'Applications Mécaniques et Optiques, 47 rue de Bagneux à Montrouge). Si Φ_h et P_s désignent les poids de l'échantillon au début et à la fin du dessèchement et V_h le volume initial de l'échantillon (coupelle de 20 cm^3), la densité apparente du disque sec est $\delta_r = P_s/V_s$, l'humidité initiale est $E = (\Phi_h - P_s)/P_s$ et la limite de retrait est l'expression pondérale $LR = E - (V_h - V_s)/P_s$. L'expression volumique $LR_V = LR \times \delta_r$ a peu d'intérêt puisqu'il s'agit d'un échantillon remanié. Le disque ne s'effritant guère, l'incertitude relative sur ces mesures est faible, inférieure à 1 %.
- L'humidité LP à la limite de plasticité et l'humidité LL à la limite de liquidité sont déterminées également sur de la terre séchée à l'air et tamisée à 0,5 mm. LP est mesurée sur 1 cm^3 seulement, LL sur 40 cm^3 mais ces prises sont échantillonnées dans 150 cm^3 de terre environ. L'incertitude relative sur ces déterminations est estimée à 2 %.
- Les déformations élastiques, plastiques, d'écrouissage et de relaxation font l'objet d'une étude critique de la manipulation du densitomètre à membrane qui sera présentée au chap. 6.

3.4.2. PRESSION SUBIE IN SITU.

Chaque volume de sol est soumis *in situ* à des contraintes mécaniques s'exerçant soit par l'intermédiaire des phases fluides (pression atmosphérique, pression hydrostatique éventuellement) soit par l'intermédiaire de sa phase solide. Les pressions appliquées à la phase solide sont diversement orientées et on peut tracer en chaque point un ellipsoïde des pressions. La composante verticale de cet ellipsoïde sera appelée simplement pression *in situ* : elle est due principalement au poids du sol situé au-dessus, dont la pression moyenne sera appelée pression pédostatique, à laquelle s'ajoute la pression exercée par le poids de la végétation, transmis inégalement par les racines.

Il importe de connaître cette pression verticale car c'est elle qui est supprimée par l'ouverture d'une fosse, entraînant une dilatation des échantillons. De plus la pression verticale est une des tensions subies *in situ* et elle contribue de ce fait à déterminer certains traits d'organisation de la matrice des sols.

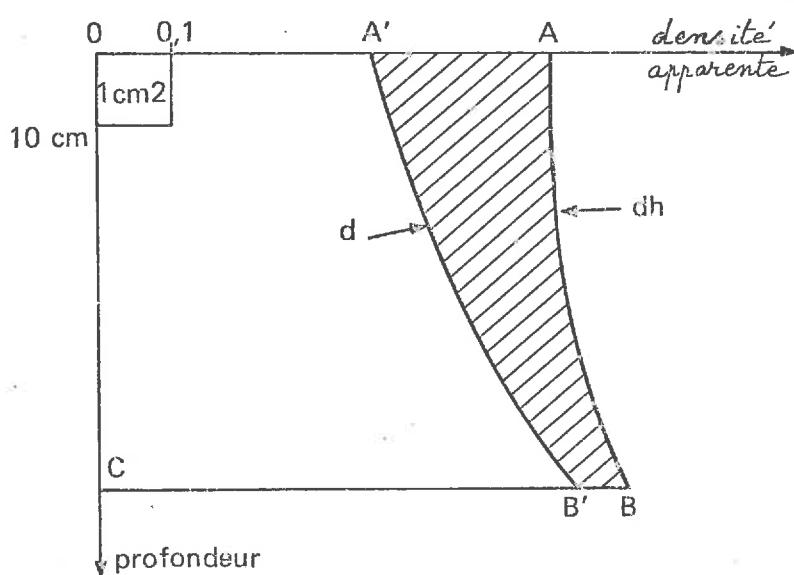
La courbe des variations verticales de la densité apparente globale en humide *in situ* permet de calculer la pression moyenne p_z exercée à une pro-

fondeur z par le poids de terre sus-jacente.

On obtient p_z graphiquement : si AB est le profil de dh entre la surface et la profondeur z (fig. 15) :

$$p_z \text{ en bar} = a \times \text{aire OABC}$$

a dépendant des unités choisies. Par exemple, si l'aire est exprimée en cm^2 et que 1 cm représente en abscisse $0,1 \text{ g/cm}^3$ et en ordonnée 10 cm d'épaisseur de profil, alors $a = 10^{-3}$.



Le profil densimétrique d permet de distinguer la pression exercée par la matière sèche seule (aire O A' B' C) et la pression due au poids de l'humidité contenue dans la tranche de sol (aire A' A B B').

Figure n° 15 : Obtention graphique de la pression pédostatique.

3.4.3. RETRAIT POTENTIEL DES SOLS.

La mesure de la largeur et de la maille des fissures qui apparaissent dans une fosse après son ouverture permet théoriquement d'apprécier la capacité du sol *in situ* à se contracter. Mais le séchage qui est à l'origine de ce retrait est peu poussé et inégal de sorte qu'on n'obtient pas ainsi le retrait maximum possible. A l'opposé, la détermination de la limite de retrait fournit le retrait maximum d'un échantillon remanié porté d'abord à son volume maximum (limite de liquidité) puis séché complètement. Mais le broyage initial a supprimé la cohésion existant auparavant entre les grains de sorte que ce retrait maximum ne caractérise pas le sol en place, mais ces grains et leur nouvel assemblage. Par contre la porosité de la pâte obtenue dans cette détermination sera comparée utilement à celle de mottes séchées dans les mêmes conditions (chap. 5).

Ces mottes sont de petits volumes de sol isolés des contraintes existant *in situ*. Le retrait R' qu'elles ont subi par rapport à leur état

initial ne reflète donc pas exactement le comportement du sol *in situ* : il est supérieur au retrait potentiel de celui-ci, mais probablement inférieur au retrait potentiel des plus petites unités morphologiques (TESSIER 1975). On lui comparera le retrait réel R (cf. 3.2.4. b), estimé à partir des variations saisonnières de densité apparente sèche. Le retrait potentiel R' des mottes a été obtenu dans quelques cas à partir de mesures sur mottes humides et sur mottes séchées à 105° (sol OTT) et plus généralement avec les densités d et d_{mc} : $R' = (d_{mc} - d)/d = (P - P_{mc})/(I - P)$. Le rapport R/R' renseigne ainsi très approximativement sur les possibilités de retrait réellement utilisées par le sol dans les conditions climatiques actuelles.

3.4.4. MESURES PENETROMETRIQUES.

- Les mesures pénétrométriques ont été réalisées avec un appareil de fabrication locale. La pénétration verticale d'une pointe cylindro-conique de section 10 cm^2 , placée à l'extrémité inférieure d'une tige d'acier comprimé longue de 1,3 m est obtenue par chute d'un mouton de 10 kg sur une enclume solidaire de la tige. La hauteur de chute a été très généralement de 30 cm et on a noté le nombre de chutes nécessaires pour obtenir un enfoncement de 5 cm. Les mesures ont été faites au centre de marches d'escalier de superficie 1 m^2 et hautes de 1 m et les segments métriques de courbe pénétrométrique ainsi obtenus ont été raccordés. Deux répétitions par marche ont permis d'éliminer les perturbations accidentelles dues à des cavités ou des cailloux isolés. Les perturbations systématiques dans les premiers centimètres de l'enfoncement (pénétration facilitée) et dans les derniers (pénétration ralentie par le frottement dû au flambage de la tige) sont compensées par décalage des marches. Les résultats sont présentés en nombre N de chocs nécessaires à un enfoncement de 1 cm. Calculée d'après la formule empirique des Hollandais, la résistance correspondant à $N = 1$ est de 10 kg/cm^2 environ, (AUDRY et al, 1972).

La hauteur de chute a dû être réduite à 10 cm dans certains horizons fragiles comme l'horizon humique en 4 - RM. On a même observé un enfoncement spontané de l'appareil sous son propre poids jusqu'à 20 cm de profondeur, après une longue averse, en surface de 1 - EBOL. Par contre les cuirasses, et même l'horizon superficiel compact des sols de l'Adamaoua provoquent une usure rapide de l'appareil et il a fallu renoncer souvent à les traverser par ce moyen.

3.5. ETUDE DE L'HUMIDITE TOTALE ET DES FLUX.

L'eau contenue dans l'espace poral à un instant donné peut être :

- de l'eau qui transite après une pluie et dont le mouvement sous l'action de la gravité est ralenti par la configuration du réseau poral.
- de l'eau d'une nappe, mobile ou immobile, occupant presque tout l'espace poral.
- de l'eau retenue au contact de la matrice du sol par des forces de capilarité ou d'absorption supérieures à la gravité.

Les deux premières catégories constituent l'eau libre du sol, qui est

observable directement mais dont le mouvement est influencé par l'ouverture de la fosse et qui s'échappe plus ou moins vite des échantillons. L'eau retenue, par contre, ne se met en mouvement que si les forces qui s'exercent sur elle sont modifiées suffisamment. C'est elle aussi qui influe sur le comportement mécanique du sol. L'humidité totale a été mesurée par la méthode gravimétrique sur des échantillons prélevés à la tarière ou dans des fosses (horizons caillouteux). L'étude de ses variations saisonnières a consisté principalement à comparer des profils hydriques établis au voisinage des extrema saisonniers, ces extrema ayant été situés en fin de saison sèche et en fin de saison humide. Ces profils hydriques étaient aussi échelonnés sur les versants pour mettre en évidence d'éventuelles variations latérales. Les principaux flux saisonniers ont été déduits de ces situations hydriques en tenant compte de l'apport pluvial, de la demande évaporatoire (estimée) et des autres forces appliquées, ainsi que des possibilités de rétention et d'écoulement offertes par le sol. On indiquera successivement comment l'apport pluvial a été obtenu, l'humidité totale mesurée, ses variations saisonnières étudiées, enfin comment un flux d'eau saturante a été estimé.

3.5.1. OBTENTION DE L'APPORT PLUVIAL.

Des relevés pluviométriques journaliers ont été effectués à proximité immédiate des sols KOM, EBOL, OTT, MEDAL et GOY. Ailleurs on a utilisé les données des postes météorologiques les plus proches, dont on a contrôlé la représentativité à l'aide de totalisateurs de pluies placés près des sols, et relevés à chaque passage sur le site (sauf en NGAT et BALI). L'apport pluvial entre deux profils hydriques successifs était ainsi connu assez exactement, mais on n'a mesuré ni l'interception par la végétation, ni le ruissellement : de plus on a assimilé apport journalier et apport par averse.

La demande bio-climatique d'humidité au sol n'a pas été mesurée, mais a été estimée à partir de mesures ou de calcul d'évapotranspiration potentielle empruntés à RIOU (1972), qui les a établis le long d'un itinéraire climatique allant de Brazzaville au Tchad par Bangui et Bossangoa. Ainsi ces termes du bilan hydrique ne sont pas tous connus avec précision et on verra qu'il en est de même de la variation de stock d'humidité du sol (cf. 3.5.3.).

3.5.2. MESURE DE L'HUMIDITE TOTALE.

La méthode gravimétrique de dosage de l'humidité d'un échantillon donne le pourcentage pondéral d'eau qui quitte cet échantillon à la suite d'un séchage à l'étuve à 105°, maintenue jusqu'à obtention d'un poids constant (24 à 48 heures). Ce chauffage équivaut à l'application d'une pression gazeuse

élevée et il ne reste plus alors dans l'échantillon que de l'eau très fortement retenue comme l'eau de constitution. Cette méthode est très précise de sorte que la dispersion des résultats provient essentiellement de l'hétérogénéité de répartition de l'humidité *in situ*. L'échantillon est en outre observable, ce qui permet de déterminer ses particularités (cailloux, racines) et l'horizon dont il provient (indépendamment des indications données par la profondeur). Mais il est en contrepartie détruit, ainsi que les sites dont il provient.

Les échantillons ont été prélevés généralement à l'aide d'une tarière dont le volume de la chambre est de 600 cm³ environ. Dans ce volume une prise d'environ 100 cm³ est rapidement échantillonnée et placée en boîte étanche (monobloc d'aluminium à couvercle scellé par du "scotch électrique"). L'étanchéité de ces boîtes a été contrôlée globalement par paquets de 35, pesés au moment du prélèvement et un mois après. En présence d'eau libre on pourrait s'attendre à ce que l'humidité totale soit sous-estimée : l'expérience a montré qu'elle était au contraire surestimée dans le cas du prélèvement à la tarière (la terre friabilisée dans la chambre se surcharge d'humidité aux dépens de la nappe). Les prélèvements verticaux sont espacés d'abord de 5 cm (jusqu'à 25 cm de profondeur, dans une petite fosse), puis de 10 cm jusqu'à 2 m), puis de 20 à 50 cm. Les variations d'une profondeur de prélèvement à la suivante sont en général suffisamment faibles pour qu'une courbe continue de variations verticales puisse être tracée (profil hydrique). L'hétérogénéité de répartition de l'humidité à une même profondeur a été étudiée dans quelques cas.

L'expression volumique de l'humidité, indispensable au bilan, nécessite de multiplier la teneur pondérale par la densité apparente de l'échantillon. Mais en pratique, la détermination de la densité apparente ne peut porter sur tous les échantillons dont on dose l'humidité. On est donc amené à multiplier une humidité pondérale moyenne par une densité apparente globale moyenne, pour obtenir une humidité volumique moyenne. Si cette densité n'a pas été déterminée à l'humidité correspondante, une correction de retrait-gonflement devra lui être appliquée, si toutefois on a pu chiffrer ce phénomène (courbe de retrait ou de gonflement *in situ* en fonction de l'humidité). En appliquant à tous les échantillons une densité obtenue au maximum de volume, c'est-à-dire au maximum d'humidité, les humidités volumiques de saison sèche seront sous-estimées et la variation saisonnière surestimée.

3.5.3. ETUDE DES VARIATIONS SAISONNIERES D'HUMIDITE.

Avec la méthode gravimétrique utilisée, les variations saisonnières d'humidité doivent être mise en évidence sur des échantillons différents qui, pour éviter toute perturbation, sont prélevés à plusieurs mètres de distance

pour une même station. Lorsque d'un prélevement à l'autre on a constaté que les échantillons pris à la même profondeur ne correspondent pas au même horizon, plusieurs solutions ont été utilisées :

- le décalage entre horizon et profondeur est minime et apparaît assez profondément : on a corrigé le paramètre profondeur en se calant sur le profil de référence, celui qui a servi à déterminer les densités apparentes. C'est le cas le plus fréquent.
- le décalage est considérable et près de la surface du sol : le calcul d'une variation saisonnière n'est plus possible, à moins de retrouver ailleurs une disposition conforme au profil de référence, et d'étudier tous les types d'organisation existant. Ce cas n'a été rencontré dans le milieu ferrallitique étudié, que là où l'horizon gravillonnaire est sub-affleurant.
- les cas intermédiaires sont peu fréquents également : si l'humidité varie peu, priorité est donnée au paramètre profondeur ; si elle varie beaucoup (en limite d'un horizon concrétionné par exemple), priorité est donnée au paramètre horizon et une correction de profondeur effectuée.

Il importe donc de localiser chaque échantillon par son paramètre profondeur, mais en déterminant aussi quelle partie du profil de référence il représente. Il faut également connaître l'hétérogénéité de répartition latérale de l'humidité sur chaque station : si les variations dans le temps sont très supérieures à cette hétérogénéité, l'étude est simplifiée. C'est le cas dans le milieu étudié en ce qui concerne les variations entre extrema saisonniers. En effet, dans ces climats différenciés en saisons par la répartition des pluies, on a étudié d'abord l'amplitude des variations saisonnières, c'est-à-dire qu'on a mesuré les humidités extrêmes. Le minimum se situe, logiquement en fin de saison sèche, pour les horizons drainés du moins. Le maximum a été recherché entre la période d'apport pluvial maximum et la fin de la saison des pluies : il correspond au moment où la différence apport d'eau au sol -moins- évapotranspiration, cesse de croître pour commencer à décroître. La répartition de l'humidité dans le profil est alors, et dans les jours qui suivent, fonction :

- en surface, des toutes dernières pluies (évaporation dans la tranche racinaire),
- en profondeur, des conditions de drainage interne qui déterminent le ressuyage.

La variation saisonnière d'humidité d'une tranche de sol peut être définie comme la différence entre les stocks d'eau qu'elle contient à ce minimum et à ce maximum. Si le sol est en chaque point plus sec au minimum saisonnier, cette différence croît avec l'épaisseur de la tranche considérée, puis elle reste constante dès qu'on atteint la zone profonde dont l'humidité ne varie pas . La variation saisonnière ainsi obtenue et la profondeur correspondante

sont deux caractéristiques importantes du couple sol-climat, qu'on a cherché à déterminer : on verra que dans l'Adamaoua les variations saisonnières n'obéissent pas à ce schéma.

Par ailleurs, s'il se produit une variation saisonnière de porosité totale avec affaissement de la surface du sol en saison sèche, les deux profils hydriques extrêmes saisonniers ne caractérisent pas tout à fait la même masse de sol. Il en résulte une erreur systématique sur la détermination de la variation saisonnière, dont l'ordre de grandeur peut être fixé : comme pour la porosité (cf. 3.2.4.) le profil hydrique volumique de saison sèche $H'M'$ (fig. n° 16) doit, pour s'appliquer au même échantillon que le profil HM de saison des pluies, être translaté en $H''M''$ puis dilaté d'une hauteur e en $H' M'$. Dans la tranche de sol OF située au-dessus du plan fixe F le stock d'humidité de saison humide est proportionnel à l'aire $O H M F$ et celui de saison sèche à $O H' G F'$, donc la variation de stock à l'aire $H' H M F F' G H'$. Si S' désigne l'aire comprise entre les deux profils hydriques et ΔH la variation de stock on a, si ΔH et S' sont exprimés en hauteurs d'eau correspondantes :

$$\Delta H = S' + e \times h_F$$

h_F désignant l'humidité volumique en saison sèche à la profondeur F .

Par exemple si l'affaissement est de 10 cm et $h_F = 40\%$ l'erreur est de 40 mm soit 20 % pour une variation saisonnière de 200 mm (d'où une sous-estimation du stock, si on assimile celui-ci à S').

La différence d'humidité à la profondeur y est $O' Y - O' Y'' = Y Y''$.

Remarque : Dans le cas où la variation saisonnière d'humidité s'accompagne d'une variation concomitante de porosité (cf. fig. n° 12), il est intéressant de calculer quelle fraction de la variation ΔH du volume d'eau retenu représente la variation ΔP du volume poral. Pour la masse de sol représentée par OF , et en supposant D constant : $\Delta P = e \times P_F + S/D$, P_F étant la porosité à la profondeur F . D'après 3.3. : $\Delta H = S' + e \times h_F$ d'où,

$$\frac{\Delta P}{\Delta H} = \frac{S/D + e \times P_F}{S' + e \times h_F} = \frac{S}{S' \times d_F + S \times h_F} \text{ puisque } e = S / d_F \text{ et}$$

$P_F = 1 - d_F / D$. S et S' doivent être exprimés en unités correspondantes : par exemple si 1 cm^2 de la figure n° 12 représente en abscisse 0,1 d et en ordonnée 10 cm, on multipliera S par $0,1 \times 10 = 1$. Si 1 cm^2 de la figure n° 16 représente 4 % d'humidité volumique en abscisse et 10 cm en ordonnée on multipliera $S'(cm^2)$ par 0,4. Le calcul de $\Delta P / \Delta H$ peut être fait par horizons ou par tranches métriques.

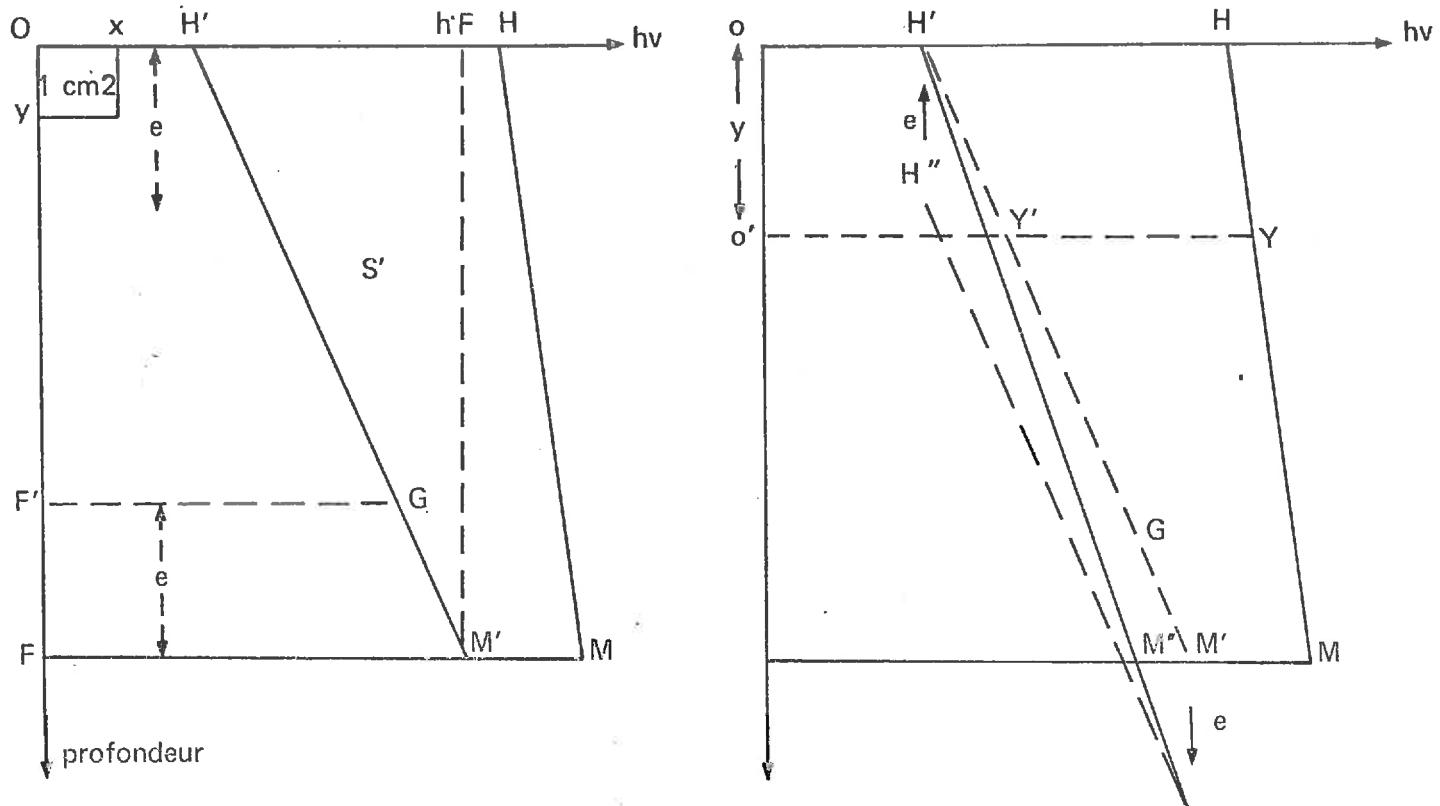


Figure n° 16 : Correction de la variation saisonnière S' (à gauche).
Ajustement du profil hydrique de saison sèche (à droite).

Les profils hydriques aux extrema saisonniers de 1972 seront présentés au chapitre 8 dans des diagrammes volumiques dont la composition est indiquée sur la figure n° 17. Ces diagrammes portent la porosité totale (maximum), ce qui permet de juger de l'état de saturation en eau du profil. Etablis en différents points de chaque toposéquence ils ont servi à délimiter la forme des volumes saturés en saison des pluies et à calculer le débit latéral de ceux-ci (Cf. 3.5.4.).

3.5.4. ETUDE D'UN FLUX D'EAU SATURANTE.

Le rabattement de la nappe phréatique, profonde d'une dizaine de mètres en sommet d'interfluve, et dont les variations saisonnières sont peut importantes, n'a pas été étudié. Mais les diagrammes volumiques de saison des pluies montrent l'existence en certains sols (OTT, RM ...), d'une tranche de sol saturée, ou presque saturée. Cette tranche, continue jusqu'au bas-fond sous le versant, peut assurer un débit latéral qui a été estimé de la manière suivante (fig. n° 18) : soit x la longueur de ce "conducteur" saturé et y la dénivellation entre le haut et le bas. Du fait de la convexité du versant la perte de charge par unité de longueur, croît du haut en bas du versant.

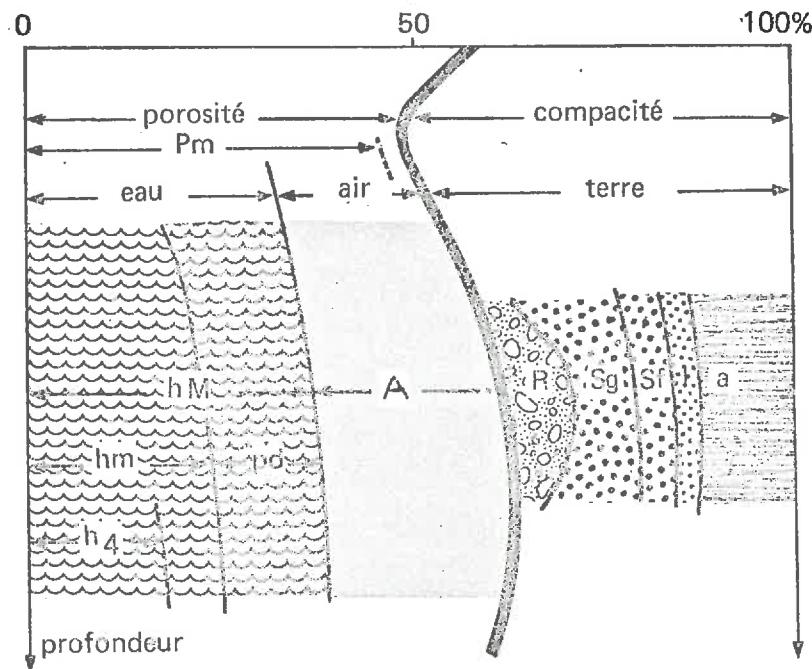


Figure n° 17 : Composition des diagrammes volumiques :

P_m = porosité de mottes sèches, P_d = porosité disputée, A = aération minimale du sol (macroporosité G dans les horizons drainés).

h_4 , h_m , h_M = humidités volumiques : au pF 4,2, minimale annuelle, maximale annuelle.

R , Sg , Sf , l , a = Taux volumiques de refus, sables grossiers, sables fins, limons et argile.

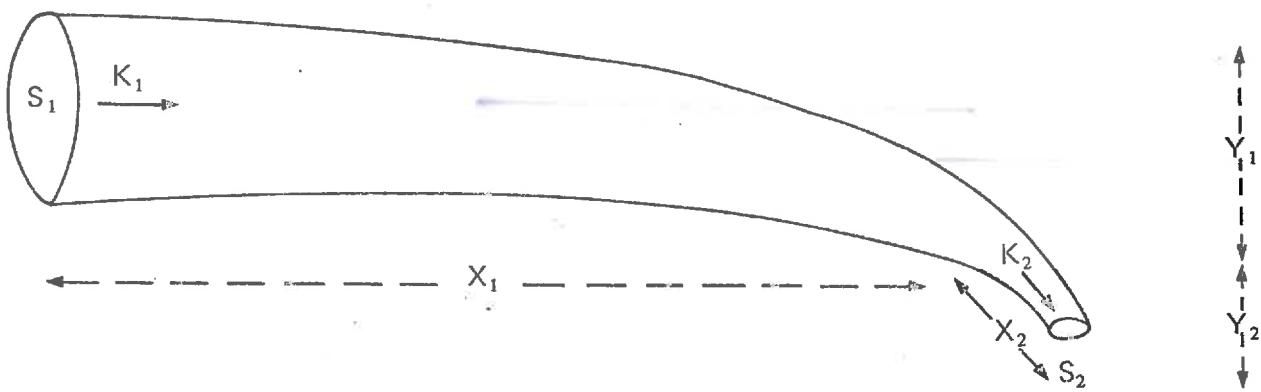


Figure n° 18 : Ecoulement dans un horizon saturé en pente.

Le débit Q/t à travers un élément du volume de longueur X_i de dénivellation Y_i , de section S_i et de conductivité k_i est, d'après la loi de Darcy :

$$Q/t = S_i k_i Y_i / X_i$$

et puisqu'il y a continuité de la phase liquide sur toute la longueur du volume saturé :

$$\frac{Q}{t} = S_1 k_1 \frac{Y_1}{X_1} = S_2 k_2 \frac{Y_2}{X_2},$$

S_1 et k_1 étant la section et la conductivité latérale au sommet, S_2 et k_2 à la base, et si l'on découpe le conducteur en deux parties seulement de

longueurs et dénivellées respectives X_1, Y_1 et X_2, Y_2 .

Le débit Q peut donc être calculé en tout point pour lequel on aura déterminé les paramètres précédents. De plus ceux-ci sont liés par la relation $S_i k_i Y_i / X_i = C^{te}$.

Par exemple si pendant une période $t = 2$ mois, l'état saturé est réalisé en continuité latérale dans une couche d'épaisseur h de 2 m en sommet et de 0,5 m en bas de versant, et que les paramètres k , x et y ont les valeurs suivantes : $k_1 = k_2 = 0,1 \text{ cm/h}$, $X_1 = 400 \text{ m}$, $X_2 = 50 \text{ m}$, $Y_1 = 20 \text{ m}$, $Y_2 = 10 \text{ m}$ on a bien $h_1 \times k_1 \times Y_1 / X_1 = h_2 \times k_2 \times Y_2 / X_2$ et pour une bande de terrain large de 1 m, on obtient :

$$Q = 14,4 \text{ m}^3 \text{ (soit } 0,1 \text{ litre/heure) soit } 32 \text{ mm de l'apport pluvial.}$$

3.6. CONCLUSION.

Dans ce chapitre de méthodologie, on a indiqué quelles caractéristiques de l'espace poral ont été déterminées et par quelles techniques elles ont été obtenues. On s'y est proposé de caractériser d'abord l'espace poral par des mesures globales de porosité et d'humidité, puis d'analyser sa composition et son comportement. Pour cela deux types de déterminations sont retenues. Les unes ont trait au fonctionnement saisonnier du sol, les autres relèvent de son comportement potentiel. Ainsi la porosité totale est divisée, d'un côté en trois fractions liées à des fonctions remplies *in situ* (porosité toujours en eau, porosité disputée entre l'eau et l'air, porosité toujours en air), de l'autre en trois fractions liées à son organisation propre (porosité en eau au pF 4,2, porosité utile, macroporosité). De même on a distingué un retrait saisonnier réel et un retrait potentiel (de mottes), une pression réellement subie *in situ* et des contraintes imposées dans des tests etc...

Mais la mesure de ces caractéristiques est entachée d'erreurs systématiques qui proviennent de la grande déformabilité de ces sols Ferrallitiques poreux et humides. L'étude critique des méthodes permet de préciser le sens et l'ordre de grandeur de ces erreurs, mais non de les corriger exactement. En particulier la précision sur la détermination du volume d'air du sol est d'autant plus faible que l'humidité est élevée et il sera alors difficile de juger avec certitude de la réalisation de l'état saturé. De plus les techniques de mesure amènent une destruction des échantillons, de sorte que les variations dans le temps des caractéristiques étudiées doivent être mises en évidence sur des échantillons différents. Ainsi les résultats intègrent les incertitudes sur les mesures, les erreurs systématiques et l'hétérogénéité naturelle : on ne peut donc les utiliser que pour étudier des variations supérieures à la somme de celles-ci.

Certains protocoles opératoires fournissent plusieurs caractéristiques, par exemple celui de la limite de retrait donne à la fois un repère d'humidité et une densité (de pâte). Certaines caractéristiques ont elles-mêmes plusieurs utilisations : ainsi la perméabilité renseigne sur l'écoulement de l'eau saturante et sert à modéliser la géométrie de la macroporosité. La densité apparente en a même trois :

- l'expression volumique de tout résultat pondéral, notamment de l'humidité,
- le calcul de la porosité totale (à l'aide de la densité réelle)
- le calcul de la pression pédostatique à une profondeur donnée.

Pour cela la densité apparente doit être mesurée à l'échelle la plus globale possible et avec un échelonnement vertical tel qu'on puisse tracer une courbe continue ou profil densimétrique. Celui-ci mérite même d'être étudié pour lui-même. En effet puisque $d = (1 - P) \times D$, la densité apparente dépend à la fois de facteurs d'organisation de la matière solide, représentés globalement par P , et de facteurs liés à la composition minéralogique et granulométrique de celle-ci, représentés par D .

Mais, l'espace poral d'un massif poreux naturel doit être d'abord étudié par l'observation. La description de la porosité et de l'humidité des sols lors de l'examen des profils est le premier stade de cette étude directe. Celui-ci doit être complétée à l'aide de moyens optiques qui feront accéder à des pores de plus en plus fins. C'est l'objet du chapitre 4.

Deuxième partie

Les résultats obtenus et leur discussion

La mise au point des méthodes utilisées, ou leur adaptation aux sols étudiés, a été réalisée au Cameroun avec l'aide technique de Christophe YOUNOU (1969-1972) et de Bernard FARDIN (1971-72), techniciens-pédologues du centre ORSTOM de Yaoundé. Les mesures de terrain et une partie des déterminations de laboratoire ont été effectuées avec, ou par, ces mêmes personnes.

Les mesures physiques au laboratoire ainsi que les analyses chimiques et minéralogiques ont été faites principalement au centre ORSTOM de Yaoundé, dont les laboratoires communs ont été placés successivement sous la direction de L.J. NALOVIC et A. LENELLE. Toutefois, les mesures d'humidité au pF 4,2 ont été obtenues au laboratoire de Physique des sols des Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM sous la direction de A. COMBEAU, et les analyses diffractométriques au laboratoire de spectrographie sous la direction de M. PINTA.

Les lames minces de sol ont été taillées, pour partie à l'Ecole Nationale Supérieur Agronomique de Grignon sous la direction de N. FEDOROFF, pour partie aux Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM à Bondy sous la direction de J.F. PARROT. L'observation au microscope électronique à balayage a pu être effectuée à l'Université de Dijon, grâce au concours de MM. LENEUF et BERT.

Quatre des dix sols Ferrallitiques caractérisés dans ce travail ont été étudiés en collaboration avec d'autres pédologues de l'ORSTOM au Cameroun : J.L. PELLIER en 1969 pour le sol MEKA, et, en 1971-72, J.P. MULLER pour le sol GOY et J.M. RIEFFEL pour les sols MEDAL et RM.

Chapitre 4

ÉTUDE DE L'ESPACE PORAL PAR L'OBSERVATION

4.1. L'ÉTUDE DES PORES.

4.1.1. APERCU SUR LA POROGENESE.

L'espace poral d'un sol se développe d'abord aux dépens de la porosité initiale de la roche-mère, puis par départ et transformation des constituants. La porosité généralement la plus développée dans les sols résulte de l'assemblage, à différents niveaux d'organisation, des constituants solides : agrégats, micropeds, grains du squelette, cristallites du plasma argileux.

TESSIER (1975) a montré que, pour une kaolinite calcique, les pores les plus fins sont formés par l'assemblage d'*"unités morphologiques"*, qui sont alors des cristallites élémentaires orientés entre eux. Mais dans le cas d'une kaolinite ferritisée, les unités morphologiques sont elles-mêmes constituées d'un assemblage de cristallites non orientés entre eux, ce qui définit alors deux niveaux de microporosité : celui de l'assemblage des cristallites, et celui de l'assemblage des unités morphologiques.

Enfin une autre catégorie de pores, qui correspond généralement à la macroporosité, provient d'évidements réalisés dans la masse du sol par des actions physico-chimiques (lessivage, dissolution) et biologiques (creusement et ameublissement).

Les vides d'assemblage des cristallites et des unités morphologiques sont désormais étudiés au microscope électronique. Leurs formes apparaissent complexes et irrégulières, mais leur contour (surface porale) est déterminé

par la forme et l'arrangement des cristallites élémentaires : il présente donc des figures géométriques assez simples. De même, les évidements réalisés par les racines et les animaux ont souvent des formes assez régulières au moment de leur formation (cylindre, calotte sphérique, etc...), mais ils peuvent être ensuite déformés et fractionnés. C'est aussi le cas des fissures provoquées par les tensions internes, et dont les faces sont, au départ, relativement parallèles.

Tous ces pores sont associés entre eux d'une manière complexe. BOCQUIER (1971) a montré qu'il était possible d'établir des relations chronologiques entre les différents pores, à condition de faire intervenir tout un ensemble de critères, et notamment la nature et l'organisation des parois. On ne traitera pas, dans ce qui suit, de cet aspect de la porogenèse, lequel a déjà été abordé, pour le milieu ferrallitique, par BEAUDOU (1972), CHAUVEL (1972), BOCQUIER et NALOVIC (1972), et fait l'objet de travaux en cours (BOCQUIER, MULLER et RIEFFEL au Cameroun).

4.1.2. LA DESCRIPTION DES PORES.

Les pores du sol ont donc des dimensions très variables, des formes souvent irrégulières, et des arrangements plus ou moins complexes. Toute description de l'espace poral est donc liée à des moyens et à des échelles d'observation, qui vont introduire des contraintes (préparation des échantillons, analyse du volume poral à partir de sections planes...), elles-mêmes à l'origine d'approximations et d'interprétations.

On tentera de réduire celles-ci en associant plusieurs techniques (examen en volume et en plan), et en tenant compte de certains comportements mécaniques de ces sols (chap. 6), pour détecter les nombreux artefacts dus à la préparation des échantillons (déformations des pores existant, fissuration, déplacement de constituants). Enfin, pour décrire le volume poral, on introduira une terminologie simple, due à BREWER (1964), et basée sur la forme et l'orientation des pores.

On distinguerá ainsi :

les pores qui n'ont qu'une direction d'allongement, qu'on appellera *tubes*, ceux dont la forme est aplatie (deux directions d'allongement) qu'on appellera *vides planaires* ou *fissures*, enfin ceux qui ne présentent pas d'allongement préférentiel, qu'on appellera *cavités*.

Beaucoup de tubes dérivent de galeries à peu près cylindriques, créées par l'action des racines, des animaux ou des circulations d'eau ; beaucoup de fissures provoquées par des tensions internes ont, au départ, des faces à peu près parallèles. Certains pores réels seront décrits comme des complications de ces deux figures géométriques simples. Ces complications concernent soit la section transversale (rétrécissements), soit le tracé longitudinal (tortuosité), soit les connexions des pores. On désignera sous le nom de système poral l'ensemble des pores ayant même forme et même organisation, et on le caractérisera en particulier par sa maille (plus petit volume représentatif).

4.1.3. LES MOYENS D'OBSERVATION UTILISÉS.

L'espace poral des sols étudiés a été observé :

- à l'oeil nu et à la loupe sur les parois des profils et de monolithes.
- au microscope polarisant sur des lames minces taillées verticalement.
- au microscope électronique à balayage de type STEREOSCAN.

On rappellera brièvement les avantages et les contraintes de ces différentes techniques d'observation, qui concernent une gamme de pores dont la plus petite dimension est le dizième de micron.

a) Observation à l'oeil nu et à la loupe.

Les résultats de cet examen direct ont été consignés, sous la forme d'une appréciation synthétique, dans les descriptions du chapitre 2. Les avantages de cette technique simple d'observation sont les suivants :

- le sol n'a subi que les perturbations liées au creusement de la fosse.
- il peut être observé humide et en présence de sa faune.
- l'échelle est globale et descend jusqu'au dizième de millimètre.
- on peut explorer les pores en volume (cas des sols peu plastiques).

Mais le volume poral ainsi accessible est assez réduit, et les mensurations sont délicates. C'est pourquoi on a cherché à matérialiser les pores en y faisant pénétrer de la paraffine (assez visqueuse). Ce procédé, qui ne convient en fait qu'aux sols humides et à pores grossiers ou espacés, a permis de distinguer les tubes des cavités et de mesurer plus commodément les sections et la tortuosité des tubes. De plus l'observation directe permet de choisir des échantillons représentatifs pour les examens microscopiques.

b) Observation de lames minces au microscope polarisant.

Les lames minces sont taillées généralement en dehors des pores les plus grossiers, mais elles font accéder en contrepartie à des pores bien plus menus que précédemment (jusqu'à 5 microns).

Avec cette technique, l'exploration en volume n'est plus possible, et on doit alors déduire la forme des pores à partir de celle de leurs sections. Les critères de cette interprétation sont habituellement, les suivants :

- Les *tubes* cylindriques ont des sections circulaires ou elliptiques, selon leur orientation. L'ellipse a un petit axe égal au diamètre du tube et son excentricité croît avec l'obliquité ; les sections passant par les coudes des tubes tortueux ont des contours limités par plusieurs ellipses. Ces pores, qui n'ont qu'une direction d'allongement, sont rarement recoupés sur une grande longueur, et leurs connexions n'apparaissent qu'exceptionnellement.
- Les *fissures* sont au contraire préférentiellement recoupées par les lames, et elles se distinguent des tubes par la longueur de leur tracé et la fréquence de leurs connexions. Les fissures dues à des cassures récentes, ou à des artefacts de préparation, se reconnaissent au tracé identique de leurs parois, et à l'absence de séparations ou de concentrations plasmiques à la surface de celles-ci. La largeur de ces pores est modifiée par le retrait au sèchage.
- De même qu'il est souvent difficile de distinguer un tube recoupé longitudinalement et une fissure, il est malaisé de distinguer une cavité d'un tube recoupé transversalement. Toutefois les cavités ont des surfaces poreuses plus irrégulières et sont fréquemment en communication avec des fissures (espaces interpédaux).
- Enfin les constituants libres du sol ont pu être déplacés par la résine qui sert à l'imprégnation des échantillons. Ce peut être le cas de certains micropeds individualisés, ou des "boulettes" transportées par les termites, et qui sont rassemblées, en assemblage lâche, dans certaines parties des pédotubules.

On peut déduire le volume poral à partir de mesures de sections porales, effectuées sur les lames minces ou sur des photographies tirées de celles-ci, à différents grossissements. Les résultats de telles mesures sont apparus peu significatifs, et ne seront pas utilisés : en effet, la taille des pores, ou la maille des systèmes poraux, sont, généralement trop importantes relative-

ment à l'aire des surfaces de mesure. De plus, seule une petite fraction de la porosité totale est accessible aux grossissements permis par le microscope optique. Au contraire, la microporosité qui apparaît au microscope électronique est considérable.

c) *Observation au microscope électronique à balayage.*

Cet appareil a permis d'observer les cristallites élémentaires, les unités morphologiques, et leurs assemblages grâce à des grossissements supérieurs à 5000. Le relief facilite l'identification des formes. Toutefois, là où la cohésion des particules est faible, les images photographiques sont floues (effets de charge).

4.2. LES SYSTEMES PORAUX DES PRINCIPAUX HORIZONS.

Les pores seront décrits de bas en haut des profils, et des plus menus aux plus grossiers. La porosité étant liée aux teneurs en plasma et en squelette (chap. 5), cette étude a été réalisée sur une gamme de sol allant des plus argileux (sol sur basalte NGD-RB), aux plus sableux (sol KOM sur roche sédimentaire).

L'étude au microscope électronique à balayage n'a porté que sur deux horizons, l'horizon A₁ et l'horizon B de texture fine, et cela dans trois profils : les deux sols rouges NGD-RB et NGD-RG, qui diffèrent par leur taux de quartz et de fer, et le sol jaune 1-EBOL, dont l'horizon A₁ est particulièrement argileux (50 %).

Des lames minces ont été taillées dans les sols KOM, EBOL, NGAT, OTT, MEKA et NGD, ce qui permettra donc de comparer les sols jaunes entre eux, ainsi que deux types de sols rouges (1-MEKA et NGD-R).

4.2.1. LES UNITES MORPHOLOGIQUES ET LEUR ASSEMBLAGE.

Dans les sols jaunes, le grossissement atteint dans ce cas (X 2000) avec le microscope électronique n'a pas permis d'identifier avec certitude les unités morphologiques.

Dans l'horizon B (planche II c), on discerne des particules aplatis, disposées plus ou moins bord-face et qui ménagent une porosité importante, mais en raison de leur taille il ne semble pas qu'on puisse les assimiler à des cristallites élémentaires.

Dans l'horizon A1 (planche 1c), les particules sont nettement plus équidimensionnelles, mais peu arrondies et souvent encastrées les unes dans les autres : la porosité apparaît assez inégalement répartie.

Dans les sols rouges, les unités morphologiques sont des petits volumes d'aspect arrondi (planche IIIa et c), ou peu aplati (planche 1a), dont le diamètre est compris entre 0,1 et 0,2 micron. L'assemblage de ces unités morphologiques est assez compact et ordonné, et il peut être comparé à celui de sphères isodiamétriques (dont on sait que la porosité est comprise entre 26 et 48 %). Les dimensions des pores ménagés par un tel arrangement sont aussi de l'ordre de 0,1 micron, ce qui signifie que des tensions supérieures à pF 4,2 (cf. 3.3.1.) seraient nécessaires pour extraire l'eau contenue dans ce système poral. On notera que l'assemblage des unités morphologiques est beaucoup plus serré dans l'horizon compact superficiel (planche 1a et b), que dans l'horizon B (planche IIIa et b).

En conclusion, les unités morphologiques n'ont été identifiées avec certitude que dans les sols rouges. Leur assemblage compact ménage des micropores de l'ordre de 0,1 micron. Il varie peu d'un horizon à l'autre et c'est donc aux niveaux d'organisation supérieurs, et en particulier à celui des micro-peds, qu'il convient de rechercher les différences pouvant exister entre les différents horizons.

4.2.2. DES HORIZONS PROFONDS DES DIFFERENTS SOLS.

a) Horizons C et BC.

On ne détaillera pas tous les systèmes poraux observables dans ces horizons, car ils varient beaucoup d'un sol à l'autre, en relation avec la nature du matériau originel (forme et organisation des cristaux).

Par exemple, on distingue *sur basalte* (planche IV en bas) :

- dans les volumes où l'architecture de la roche est conservée, des fissures, des canalicules et de très petites cavités (fantômes de minéraux).
- dans la matrice rouge qui les entoure, des fissures (phase massive), ou des vides d'assemblage de micro-agrégats (micropeds ou "boulettes") remplissant des pores biologiques, et constituant ainsi une phase granulaire caractérisant des pédotubules.

La maille du système fissural de la matrice est fine (2 à 5 mm), et ces vides planaires, qui communiquent entre eux, présentent un tracé sinueux et une largeur inférieure à 0,1 mm. Dans les pédotubules, la taille des pores ménagés par l'assemblage des grains est également d'environ 0,1 mm. Ces différents pores sont donc menus et fortement interconnectés. De plus les changements de système poral sont rapides et fréquents. Cette porosité fine, tortueuse et connectée

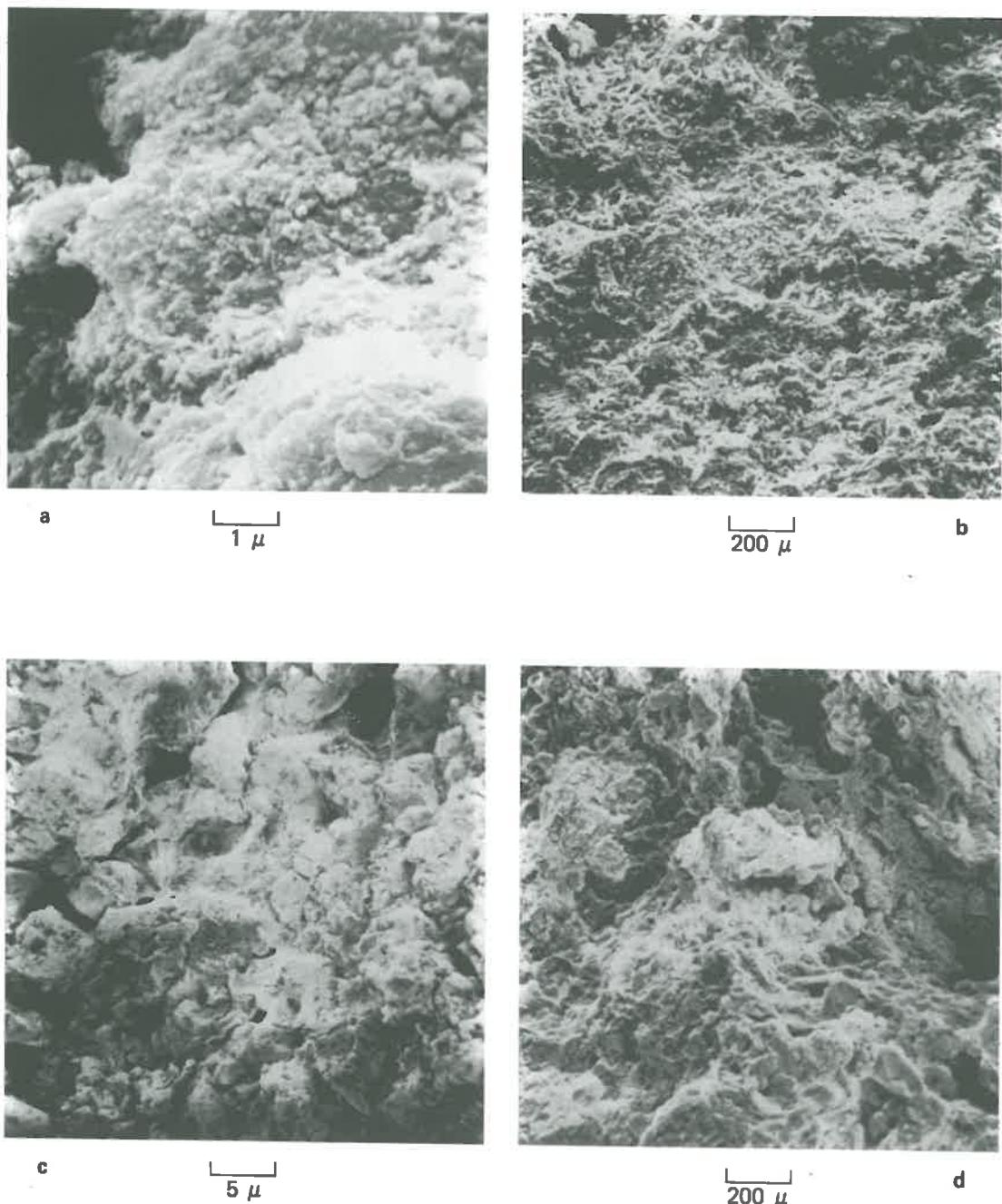


PLANCHE I

Horizons supérieurs de sols ferrallitiques vus au microscope électronique à balayage.
a et b : horizon compact du sol rouge de l'Adamaoua, NGD-RB;
c et d : horizon A₁ du sol jaune forestier, 1-EBOL.

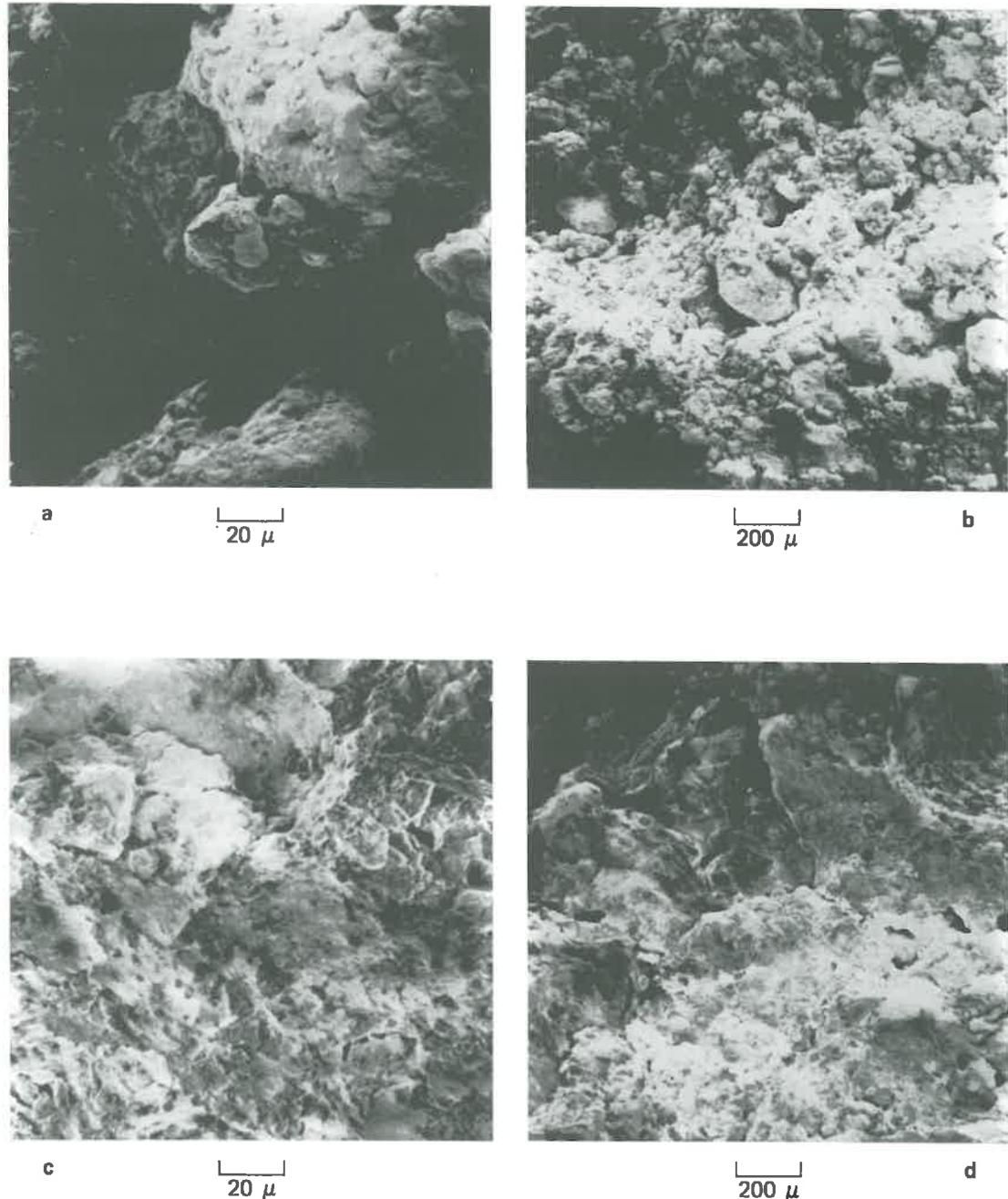


PLANCHE II

Horizons B de sols ferrallitiques vus au microscope électronique à balayage.

- a et b : sol rouge sur granite, NGD-RG, à 1 m de profondeur;
- c et d : sol jaune sur granite, 1-EBOL, à 1 m de profondeur.

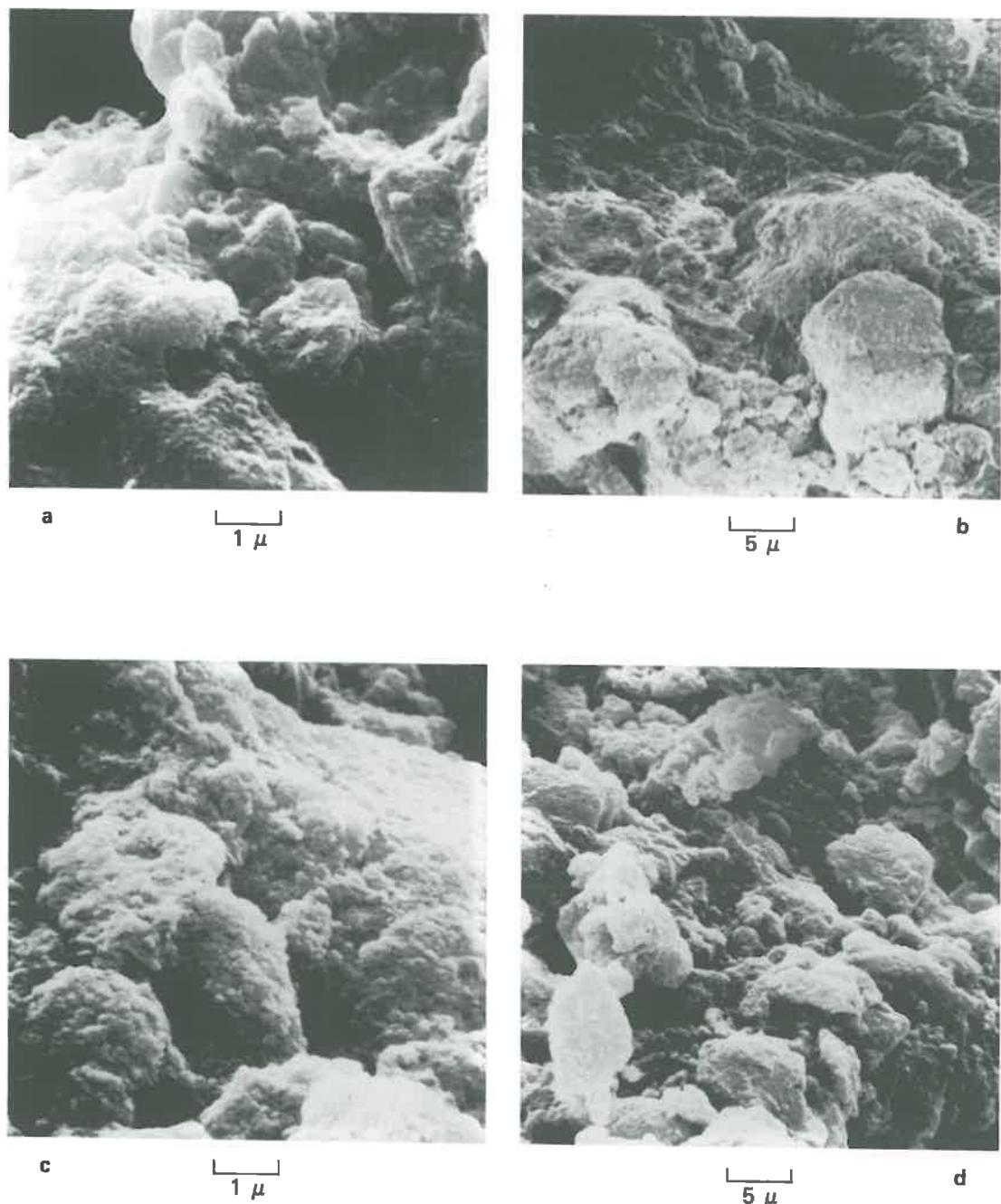


PLANCHE III

Horizons B de sols ferrallitiques rouges de l'Adamaoua.
a et b : sol sur granite, NGD-RG, à 1 m de profondeur;
c et d : sol sur basalte, NGD-RB, à 1 m de profondeur.

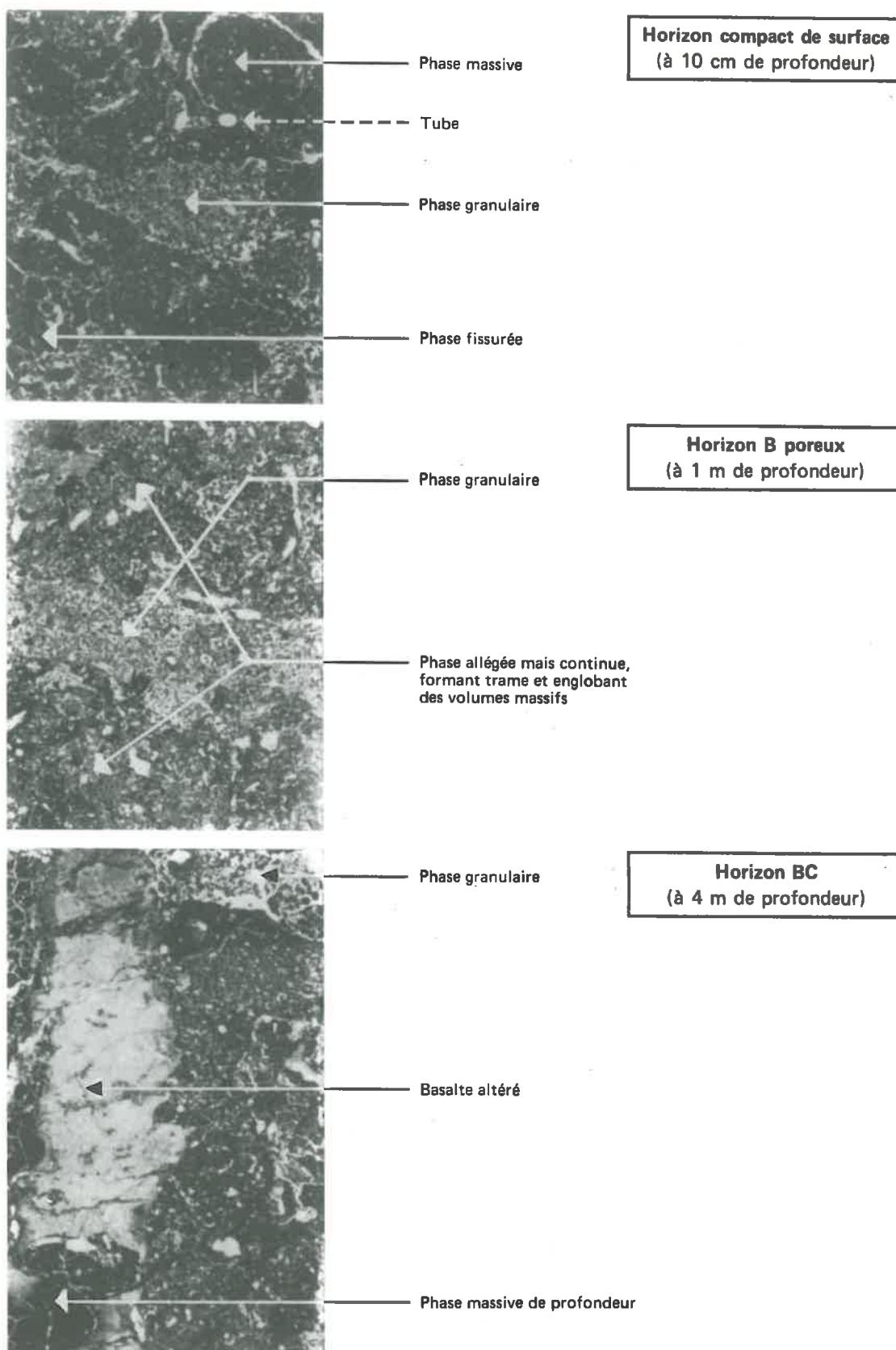


PLANCHE IV

Organisations des principaux horizons du sol rouge sur basalte de l'Adamaoua, NGD-RB,
vues en lames minces à faible grossissement. (x2)

doit assurer un écoulement lent de l'eau de gravité. Le plasma, abondant et de porosité très fine, pourra retenir de grandes quantités d'eau (secteurs massifs notamment).

Ces horizons de profondeur comportent aussi des pores beaucoup plus grossiers (tubes biologiques principalement) et espacés, qui sont allongés et interconnectés. Le système poral qu'ils forment peut assurer un écoulement rapide de l'eau de gravité (si la saturation est atteinte).

Sur les roches à cristaux plus gros et diversement altérables (quartz, feldspaths etc...), les caractéristiques de la matrice des horizons profonds sont assez comparables aux précédentes. Par contre, les volumes de roche à architecture conservée présentent des systèmes poraux, dont la maille est déterminée par la taille même des cristaux (et qui comportent moins de fissures que la matrice).

En conclusion, dans ces horizons profonds sur basalte ou granite la distribution des tailles des pores est assez continue jusqu'au dizième de millimètre. Au delà, il apparaît une solution de continuité jusqu'aux tubes biologiques, dont le diamètre dépasse fréquemment le millimètre. Ce hiatus dans la gamme des tailles de pores va s'accuser dans les divers horizons B.

b) Horizons Bs à nodules ou concrétions ferrugineuses (fig. 19 f).

Dans ces horizons, les marques d'illuviation (argilanes et ferri-argilanes) sont nombreuses dans la matrice qui emballle les volumes rigides (nodules, concrétions, quartz). Là où les horizons Bs affleurent, comme en 2-EBOL, ces cutanes débutent à quelques centimètres de profondeur. Ils sont relativement épais et liés à des pores allongés (fissures courbes entourant les volumes rigides ?), dont la largeur peut dépasser le millimètre. Les volumes rigides ont une porosité interne fine et peu ouverte, qui est même parfois isolée de celle de la matrice par une patine superficielle imperméable.

En conclusion, le système poral de la matrice est grossier et ouvert à une circulation hiérarchisée de l'eau, laquelle est à l'origine de ces dépôts cutaniques d'argile et de composés ferrugineux. A cette accumulation mécanique dans les horizons profonds, devrait donc correspondre, dans les horizons supérieurs, des structures liées au départ de ces composants du plasma, et conférant ainsi une porosité importante.

c) Horizons bariolés ou réticulés (fig. 19e).

Dans ces horizons, les volumes rouges et les volumes blanc-jaunes présentent, là où le contraste entre ces phases est accusé, des systèmes poraux

assez différents :

- dans les volumes rouges, le squelette quartzeux est souvent plus abondant. La porosité est alors formée de fines fissures et de très petites cavités, mais rarement de tubes communicants.
- dans la phase blanc-jaune, qui entoure et isole les volumes rouges précédents, le squelette, moins abondant, est irrégulièrement réparti. Comme dans les horizons Bs caillouteux, les pores sont allongés suivant l'orientation des volumes blanc-jaunes qui forment un réseau. Ces pores sont peu nombreux (quelques dizaines par dm²), mais leur largeur atteint souvent le millimètre. Leurs connexions sont peu fréquentes et leur tracé est peu tortueux. De nombreux argilanes sont associés à ces vides, et le fond matriciel est localement très pauvre en macrosquelette (argilanes incorporées).

Dans les horizons faiblement et progressivement bariolés, la différenciation précédente est peu marquée ou inexistante, et le système poral est alors très voisin de celui des horizons B homogènes.

4.2.3. LES HORIZONS B HOMOGENES DES SOLS JAUNES (fig. 19).

On décrira l'organisation et les systèmes poraux de ces horizons de couleur uniforme et sans cailloux (cf. Chap. 2) dans le sol OTT et dans le sol KOM, c'est-à-dire dans deux sols de forêt différant par leurs teneurs en plasma. On donnera aussi quelques caractères du sol NGAT, qui est situé sous jachère et marqué par l'hydromorphie : ce sol pourrait en effet indiquer la tendance évolutive des sols jaunes du sud.

Dans l'horizon B du sol OTT, la distribution relative du plasma et du squelette est porphyrosquelique et la densité du plasma est homogène. On n'y observe pratiquement pas d'argilanes ou de papules. Les tubes et les cavités sont nombreux, surtout à la partie supérieure de cet horizon, et d'autant plus irrégulièrement répartis que leur diamètre est grand. Les tubes recoupés suivant des cercles ou des ellipses sont peu fréquents. Par contre, on observe de nombreuses sections irrégulières de pores, qui paraissent correspondre à des tubes plus ou moins déformés ou refermés.

Un réseau de vides planaires apparaît aussi (fig. 19a), et les volumes qu'ils délimitent correspondent aux polyèdres des descriptions macromorphologiques. Leur largeur atteint quelques dizièmes de millimètre : la structure polyédrique, peu nette *in situ*, a été accusée par le séchage et l'imprégnation. Au total la porosité visible à faible grossissement est peu importante, et en partie due à des artefacts.

A plus fort grossissement (x 250), le fond matriciel reste massif, et présente un aspect granuleux. Il englobe des tubes et des cavités de petite taille, ainsi que de très fines fissures : celles-ci sont fermées d'un côté

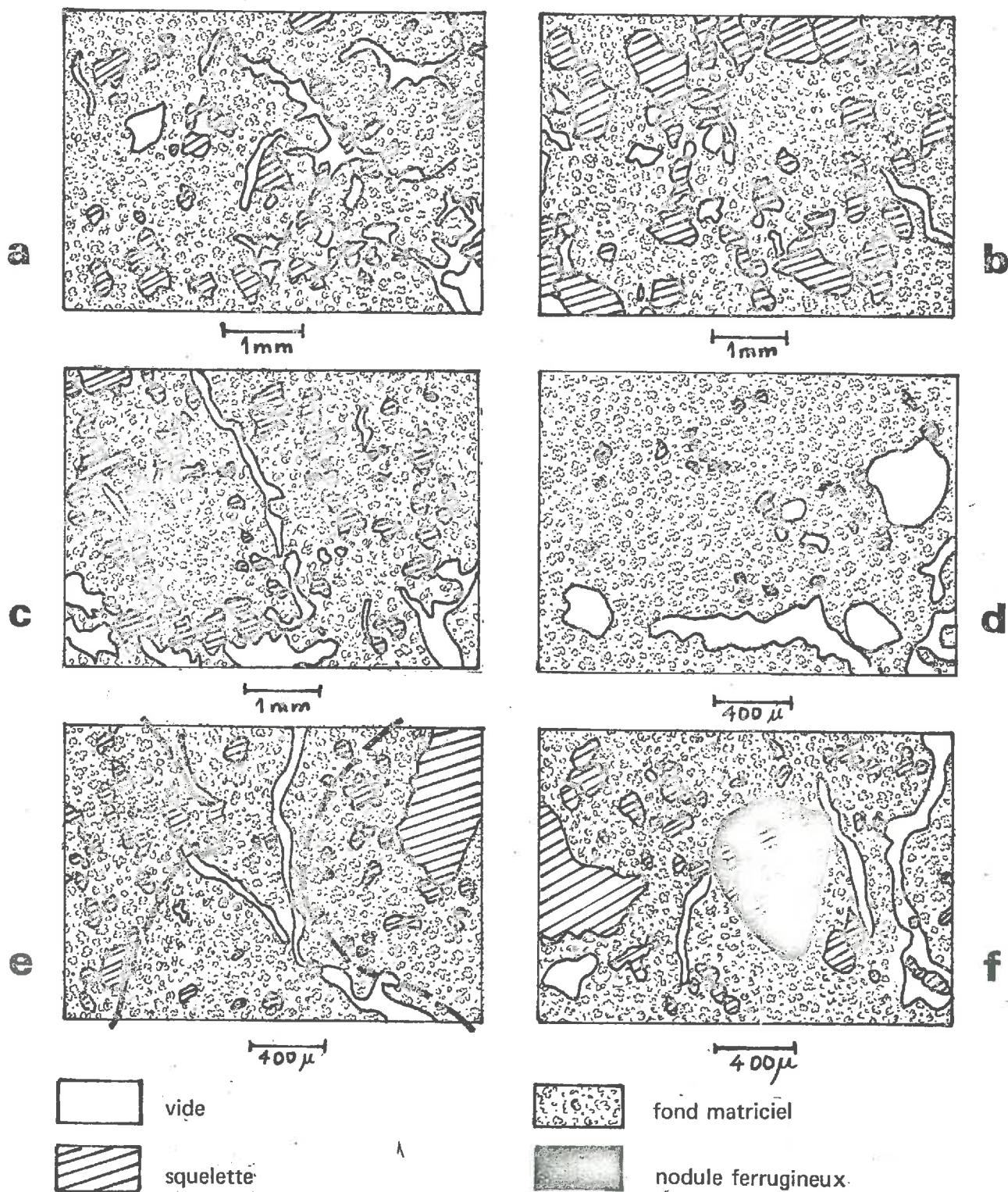


Figure n° 19 : Différents systèmes poraux dans les horizons B des sols jaunes du sud.

- a) sol 1-OTT à 1 m de profondeur : vides planaires irréguliers et tubes.
- b) sol 1-KOM à 1 m : peu de macropores, macrosquelette abondant.
- c) sol 1-NGAT à 0,6 m : tubes irréguliers.
- d) sol 1-NGAT à 2 m : grosses et nombreuses galeries biologiques, squelette fin.
- e) horizon réticulé : macrosquelette plus abondant dans les deux volumes rouges (limités par des tirets), que dans le volume central, parcouru par des tubes peu connectés et partiellement comblés).
- f) horizon Bs : nodule ferrugineux au centre et tubes peu connectés dans le fond matriciel.

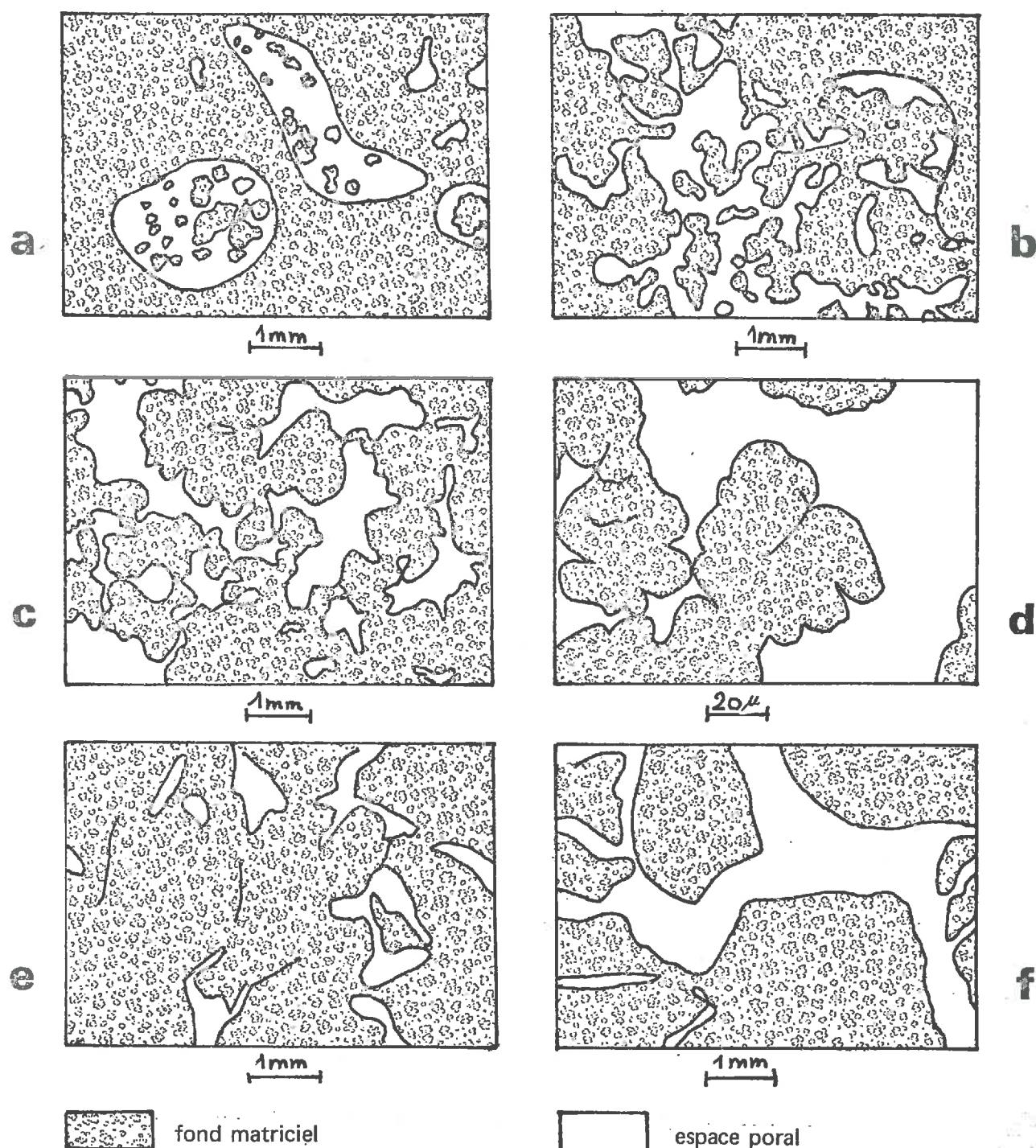


Figure n° 20 : Différents systèmes poraux des horizons B du sol rouge NGD-RB

- Horizons supérieurs (à 1 m).
 - a) sections de tubes remplis de micropeds (tube coudé au centre ?),
 - b) la trace arrondie (à droite) pourrait être le reste d'un tube démantelé,
 - c) phase allégée mais continue, à grande surface porale,
 - d) détail montrant les arrondis et les angles rentrants.
- Horizons inférieurs (à 4 m).
 - e) pores allongés, fermés et à contour anguleux,
 - f) pores connectés (tubes ou fissures).

et débouchent de l'autre sur les vides planaires (artefacts?).

Dans l'horizon B homogène du sol KOM les grains du macrosquelette sont nombreux (quartz essentiellement) et parfois en contact deux à deux (fig. 19b). Mais le plasma qui les entoure est homogène et remplit tous les interstices (distribution porphyrosquelique). Cette matrice, d'assemblage compact, est traversée de tubes peu nombreux et rarement coudés. On y observe quelques fissures, mais celles-ci ne communiquent généralement pas entre elles. Au total, la macroporosité visible en lame mince est peu importante et comporte peu de cavités.

Dans le sol NGAT, l'horizon homogène est peu épais, au profit de l'horizon bariolé. Le fond matriciel a encore un assemblage porphyrosquelique, mais de nombreuses séparations plasmiques lui sont associées : des argilanes ou ferri-argilanes faiblement zonés, associés à des pores tubulaires, et des papules. La macroporosité est peu développée et formée surtout de tubes (fig. 19c et d).

Conclusion.

La porosité visible au microscope optique est donc peu importante, notamment en KOM et NGAT, si on la compare à celle des sols rouges (cf. ci-dessous). Or celle qu'on observe à plus fort grossissement est apparue considérable (cf. 4.2.1.), et par ailleurs l'observation directe a montré l'existence de nombreux pores biologiques de grande taille (chap. 2). Par conséquent, la distribution des macropores présente un minimum dans l'intervalle approximatif 20-200 microns. La macroporosité de ces horizons ne pourra donc être exprimée par un modèle où la distribution des tailles des pores serait unimodale. Comme dans les horizons profonds, un tel massif poreux doit permettre à la fois une rétention d'eau élevée (microporosité importante), un ressuyage lent (nombreux macropores de moins de 20 microns) et une filtration rapide (quelques gros tubes). Les horizons B des sols rouges ont des propriétés comparables, mais leurs systèmes poraux et leur organisation sont bien différents.

4.2.4. LES HORIZONS B HOMOGENES DES SOLS ROUGES (fig. 20).

Pour préciser les différences mises en évidence par l'étude macromorphologique (chap. 2), on décrira les horizons B dans deux types régionaux de sols rouges : les sols de l'Adamaoua NGD-R et le sol du centre-sud I-MEKA. Les sols I-MEKA (embréchite) et NGD-RG (granite) ont des teneurs voisines en squelette quartzeux, et peuvent ainsi être comparés. Par contre le sol sur basalte, NGD-RB, est presque entièrement formé d'un plasma argilo-ferrugineux : il est alors intéressant de voir comment se développent les systèmes poraux dans un milieu

où les éléments rigides ne créent ni obstacle ni discontinuité. On détaillera donc d'abord l'espace poral de ce sol dérivé du basalte, puis celui des sols dont la matrice est formée à la fois de squelette et de plasma.

Des sols comparables à ces derniers ont été décrits par BEAUDOU (1972) en République Centrafricaine (prolongement du plateau d'Adamaoua) et par CHAUVEL (1972) en Casamance sur "Continental Terminal". Ces auteurs ont décrit, en particulier, la tendance du fond matriciel à s'organiser en micro-agrégats (ou micropeds ou pseudo-particules), lesquels apparaissent déjà à la base des horizons B.

a) *Sol rouge NGD-RB.*

Horizons inférieurs (3 à 6 m de profondeur, fig. 20 en bas).

Les unités morphologiques n'ont pas été étudiées au microscope électronique. Au microscope optique, la porosité ménagée par l'individualisation des micropeds est faible. Des volumes massifs (planche IV en bas), communiquant entre eux, forment une fraction importante de la matrice. Celle-ci englobe des pores allongés, les uns fermés et à contour anguleux, les autres plus sinueux et nettement interconnectés (tubes ou fissures). Les premiers (fig. 20e) ont un contour polyédrique comportant quelques angles rentrants et paraissent provenir de l'écrasement de cavités ou de pores communicants, comme ceux qui apparaissent sur la figure 20f. La caractéristique commune de ces différents pores est leur allongement marqué et leur tracé anguleux, ou peu sinueux (grands rayons de courbure pour les facettes qui composent la surface porale, avec peu d'angles aigus).

En conclusion, ces horizons inférieurs sont caractérisés par la planité et un certain parallélisme des faces porales : aux faibles humidités l'eau doit être retenue beaucoup plus sous la forme de "films" que de "manchettes" (HALLAIRE, 1953) et aux humidités plus fortes par capillarité dans des tubes ou des fissures étroites. Ces caractères de la surface porale subissent une transformation complète dans les horizons supérieurs.

Horizons supérieurs (0,2-3 m, fig. 20 haut et planche IV centre).

On identifie en effet vers le sommet du profil trois organisations différentes du fond matriciel, qu'on décrira sous les noms de phase massive, phase granulaire et phase évidée.

- *La phase massive* est formée de volumes compacts espacés, de tailles très variables (quelques mm à quelques cm), et qui correspondent aux "nODULES TERREUX" des descriptions macromorphologiques.
- *La phase granulaire* est constituée de micropeds ou boulettes en assemblage lâche, localisée dans des volumes ayant la forme et la taille de tubes

d'origine biologique. Les pédotubules ainsi formés sont souvent tortueux (fig. 20a), et d'orientations diverses. Ils existent aussi en profondeur (planche IV bas), et sont progressivement réincorporés au fond matriciel (fig. 20b).

- La phase évidée, qui inclue les deux précédentes et occupe la plus grande partie de l'horizon, se caractérise à la fois par la continuité du fond matriciel et par un grand allègement de celui-ci (planche IV centre).

En effet, le fond matriciel (qui englobe les quelques grains du squelette) se présente comme une charpente, ou une trame lâche et très irrégulière dans laquelle le plasma forme des volumes étroits et allongés communiquant entre eux et diversement orientés (planche IIIc).

Des rétrécissements délimitent, dans les composants de cette trame, des petits volumes à surface arrondie, dont la taille varie de quelques microns à plusieurs centaines de microns. Ces petits volumes, qui apparaissent sur la figure 20 en c et d, sont analogues aux micropeds de la phase granulaire, et composés eux-mêmes d'un assemblage compact de petites unités morphologiques. Ainsi, la surface porale est mamelonnée par une multitude de petits arrondis dont le rayon de courbure n'atteint pas 20 microns. Entre ces arrondis, il existe une multitude d'angles rentrants aigus, qui se prolongent vers l'intérieur par des "lignes" de moindre densité du plasma. Ces "lignes", associées aux rétrécissements, sont des points de fragilité de la trame, ce qui explique à la fois la friabilité de ces horizons et l'abondance des micropeds individualisés. Au total, la surface porale est considérable et ne comporte pratiquement ni faces planes, ni faces parallèles rapprochées.

Par ailleurs, le volume poral est lui-même considérable dans ces horizons, car la trame précédente est extrêmement lâche, bien que les communications au sein de la matrice soient très nombreuses, chaque volume allongé formant en quelque sorte un "pont".

En conclusion, ces horizons B rouges et argileux, dérivés de basalte, présentent une surface porale mamelonnée, où des arrondis apparaissent à trois niveaux différents d'organisation : unités morphologiques, micropeds, nodules terreux. Ainsi, l'eau retenue aux faibles humidités doit former plus de manchettes que de films. Aux très faibles humidités (au-delà du pF 4,2), la continuité de la phase liquide ne peut plus être assurée que par les vides ménagés par l'assemblage des unités morphologiques (cf. en 3.3.1., les rayons théoriques des pores restant en eau à un pF donné). A saturation, la conductivité hydraulique de ce système n'est peut-être pas aussi élevée que le laisserait prévoir l'importance du volume poral et la taille des pores : en effet l'espace poral présente, lui aussi, des rétrécissements très marqués et les micropeds individualisés réduisent fortement la lumière des gros pores tubulaires (qu'ils pourront même colmater).

b) Sol rouge sur granite de l'Adamaoua NGD-RG.

Dans ce sol à squelette quartzeux relativement abondant, l'organisation de la matrice présente des caractères analogues à ceux du sol précédent, mais moins nets. Certaines différences peuvent même être mises en évidence.

Dans les horizons inférieurs, l'assemblage de la matrice est compact et continu, avec un grand nombre de fissures, attribuées à des artefacts de séchage. Les tubes cylindriques sont nombreux, par endroit, (plusieurs dizaines par dm²), et leur diamètre s'étale de 0,2 à 2 mm. Ils contiennent parfois des amas de micropeds.

Dans les horizons supérieurs, (planche II et III, en haut), les grains du squelette ne sont pas tous englobés dans le plasma qui forme, là aussi, une trame très aérée. Les arrondis de la surface porale ont des rayons très variés, car les unités morphologiques sont associées entre elles à différents niveaux. Ces unités (planche IIIa) sont assemblées dans des volumes sphéroïdaux dont la taille est celle de limons fins. Ces "sphéroïdes", accolés à des grains du squelette (l'un d'eux apparaît à droite sur la planche III b), forment eux-mêmes des sphéroïdes plus grossiers (planche II a et b), qui constituent les pseudo-sables des analyses granulométriques. Le volume poral ménagé par ces assemblages successifs est considérable, mais sans que la continuité de la matrice soit interrompue pour autant (comme en NGD-RB).

En conclusion, les relations entre les phases solide et liquide devraient être assez comparables à celles des horizons correspondants de sols sur basalte. Toutefois, les grains de quartz ont une porosité interne inférieure à celle des micropeds et, là où ils apparaissent sur la surface porale, ils modifient aussi la mouillabilité des parois.

c) Sol rouge du centre-sud 1-MEKA.

Dans ce sol, situé sous climat à saisons peu contrastées, la différenciation de l'espace poral du haut en bas des horizons B meubles est nettement moins accusée que dans les sols NGD précédents. De plus la phase massive est plus développée, voire même continue. La surface porale comporte donc surtout des facettes peu arrondies ou même planes, comme dans les horizons inférieurs des sols NGD. Par ailleurs les cavités fauniques sont moins nombreuses et moins grandes.

d) Conclusion.

Les horizons B homogènes des sols rouges présentent une porosité considérable, liée à la dominance, dans le fond matriciel, des phases évidée et granulaire. Cette porosité est maximum au sommet de ces horizons B et dans les sols

rouges les plus septentrionaux. Dans ces derniers, la distribution des tailles de pores, et surtout la forme de ceux-ci, sont ainsi assez différentes de celles des horizons B, rouges ou jaunes, des sols Ferrallitiques du sud. Ce développement particulier du volume poral pourrait résulter à la fois d'un départ important de matière (en relation avec les cutanes d'illuviation des horizons profonds) et du travail de la faune (perforations et remontées de terre par les termites), ces deux mécanismes pouvant être combinés, comme CHAUVEL (1972) l'a montré pour les sols de Casamance. L'étude de l'horizon compact sub-superficiel des sols de l'Adamaoua va montrer d'ailleurs la sensibilité du plasma rouge à l'entraînement mécanique.

4.2.5. L'HORIZON COMPACT DES SOLS DE L'ADAMAOUA (fig. 21).

Cet horizon superficiel a été étudié au microscope électronique en NGD-RB et NGD-RG (planches Ia, Ib). A l'oeil nu il présente un réseau de fines fissures, dont la maille varie de 50 à 250 cm², qui donne à la surface du sol l'aspect d'un pavage (sentes, pistes). Au pied des touffes d'herbe, il est recouvert de rejets de vers et de termites, d'où partent quelques tubes verticaux.

En lame mince (planche IV haut et fig 21), le fond matriciel apparaît composé de trois phases juxtaposées et bien distinctes : une phase massive, une phase fissurée et une phase granulaire.

- Les volumes *massifs* atteignent 1 cm. Ils sont délimités par des fissures gauches, qui leur confèrent un certain arrondi. Les pores qu'ils englobent sont petits (moins de 1 mm), allongés, non communicants : ils paraissent résulter de la fermeture de cavités analogues à celles que ménage la phase évidée décrite dans les horizons B, car leur surface porale est formée d'une juxtaposition de petits arrondis (vides polyconcaves de la figure 21 en b et c).
- Les volumes *fissurés* apparaissent également compacts, mais ils sont en fait parcourus en tous sens de petits vides planaires plus ou moins colmatés par des argilanes rouges (fig. 21a). Ces fissures sont étroites (moins de 0,5 mm), de tracé gauche et de maille irrégulière. Elles communiquent entre elles et délimitent ainsi une structure polyédrique fine (de l'ordre du mm) qu'on peut effectivement faire apparaître *in situ*, mais en exerçant une pression manuelle importante (cimentation par les argilanes et individualisation incomplète de ces petits peds). Dans le sol NGD-RG (fig. 21 e et f) ces fissures relient des grains du squelette, qui se comportent donc comme des môle résistants vis-à-vis des tensions exercées (artefacts ?).
- Les volumes *d'assemblage granulaire* atteignent plusieurs cm³. Leurs contours francs et leur remplissage par des boulettes ou des micropeds, de 0,1 mm environ, les apparentent à des pédotubules.

Ce qui différencie cet horizon des horizons B sous-jacents, ce sont donc l'importance de la phase massive relativement à la phase granulaire, l'apparition de fissures dans la phase massive (laquelle devient presque continue), et surtout la disparition de la phase évidée (cf. 4.2.4.). De plus le contact entre ces différentes phases est brutal (fig. 21 d).

En conclusion, la phase "évidée", qui caractérisait les horizons B sous-jacents, disparaît ici au profit d'une phase massive plus ou moins fissurée. Les fissures étant colmatées par des argilanes, l'horizon supérieur des sols rouges de l'Adamaoua sera non seulement compact, mais aussi cohérent et peu perméable. La présence d'argilanes liées à un réseau de fissures confirme l'existence du processus d'entraînement d'argile dans ces sols (cf. 4.2.2.). Elle indique aussi que ces fissures communicantes servent effectivement à l'infiltration des eaux de surface (ruissellement en nappe).

Ainsi, bien que le volume poral diminue dans cet horizon superficiel, les systèmes poraux demeurent multiples et variés. Dans les sols forestiers où le volume poral tend au contraire à croître en surface, l'espace poral est particulièrement difficile à décrire.

4.2.6. LES HORIZONS A DES SOLS FORESTIERS (Fig. 22).

a) Horizon A_3 (fig. 22c, d, e, f).

Divers systèmes poraux coexistent dans cet horizon :

- de nombreux tubes (ou cavités allongées et régulières, fig. 22d et e), dont la largeur est de quelques dizièmes de millimètre. Ces pores sont souvent en contact partiel avec les grains du squelette.
- de grandes cavités irrégulières (fig. 22c), interconnectées avec des vides planaires qui délimitent les agrégats (polyédriques ou subanguleux).

Sous jachère, ou en milieu hydromorphe (sol NGAT), on observe surtout des tubes (chenaux de la faune), auxquels sont associés de nombreux argilanes (fig. 22 f).

Ainsi, s'affirme une solution de continuité dans la distribution des largeurs de pores. Elle était déjà apparue dans les horizon B sous-jacents, et elle traduit une complexité de l'espace poral, qui devient encore plus grande dans l'horizon A_1 .

b) Horizon A_1 . (Planche 1c et d, fig. 22 a et b).

Dans cet horizon, la distribution relative du squelette et du plasma est encore porphyrosquelique, sauf dans le sol KOM, riche en macrosquelette, où elle est localement aggloméroplasmique ou même granulaire. On n'y observe ni argilanes, ni papules (du moins sous forêt). Les systèmes poraux sont très

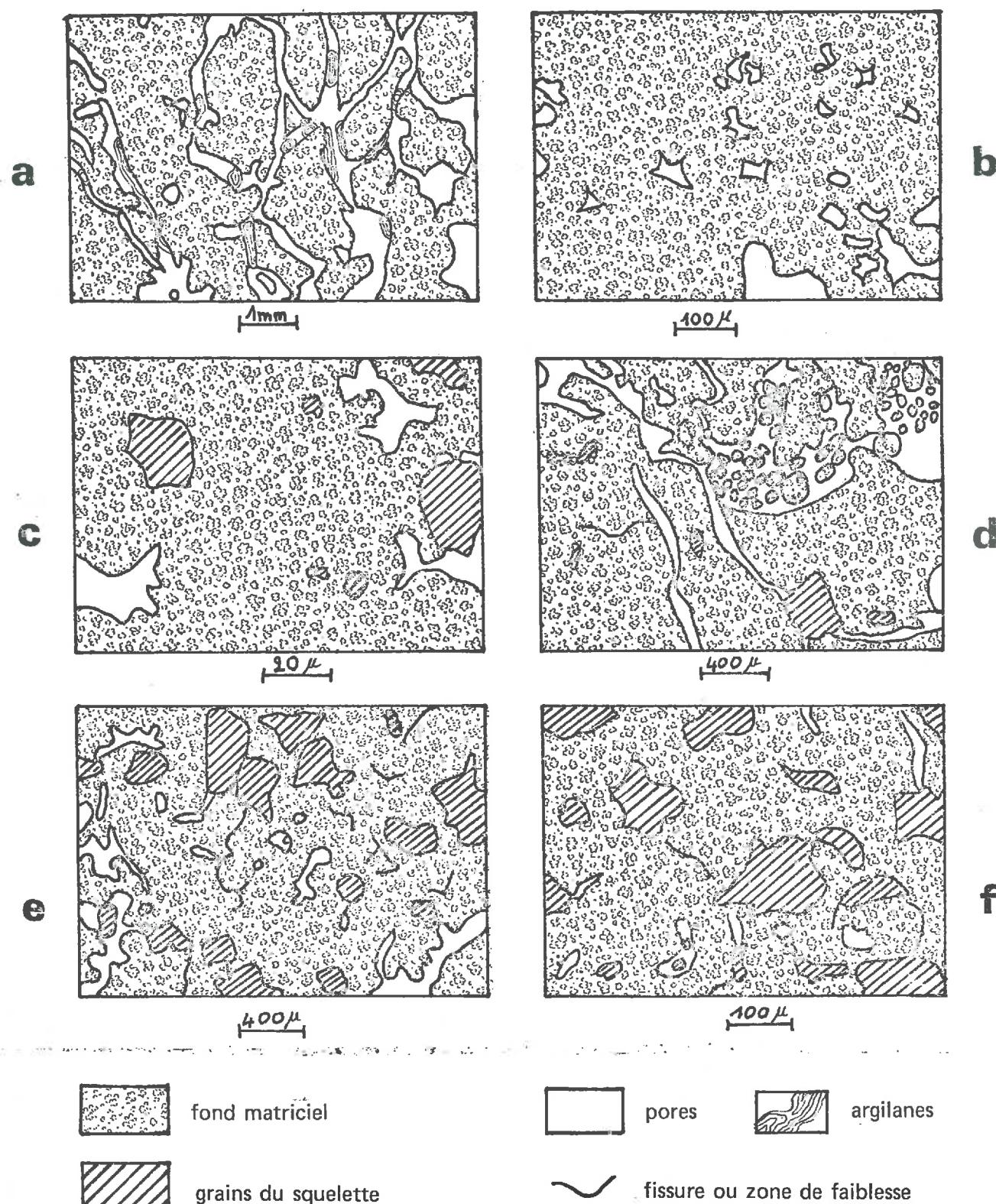


Figure n° 21 : Différents systèmes poraux dans l'horizon compact superficiel des sols de l'Adamaoua.

- sol NGD-RB a) système fissural (nombreux argilanes dans les fissures),
b) et c) vides polyconcaves dans la phase massive,
d) contact entre la phase granulaire (en haut) et le système fissural.
- sol NGD-RG e) fissures non communicantes et cavités allongées,
f) relations entre les fissures et les grains du squelette dans la phase massive.

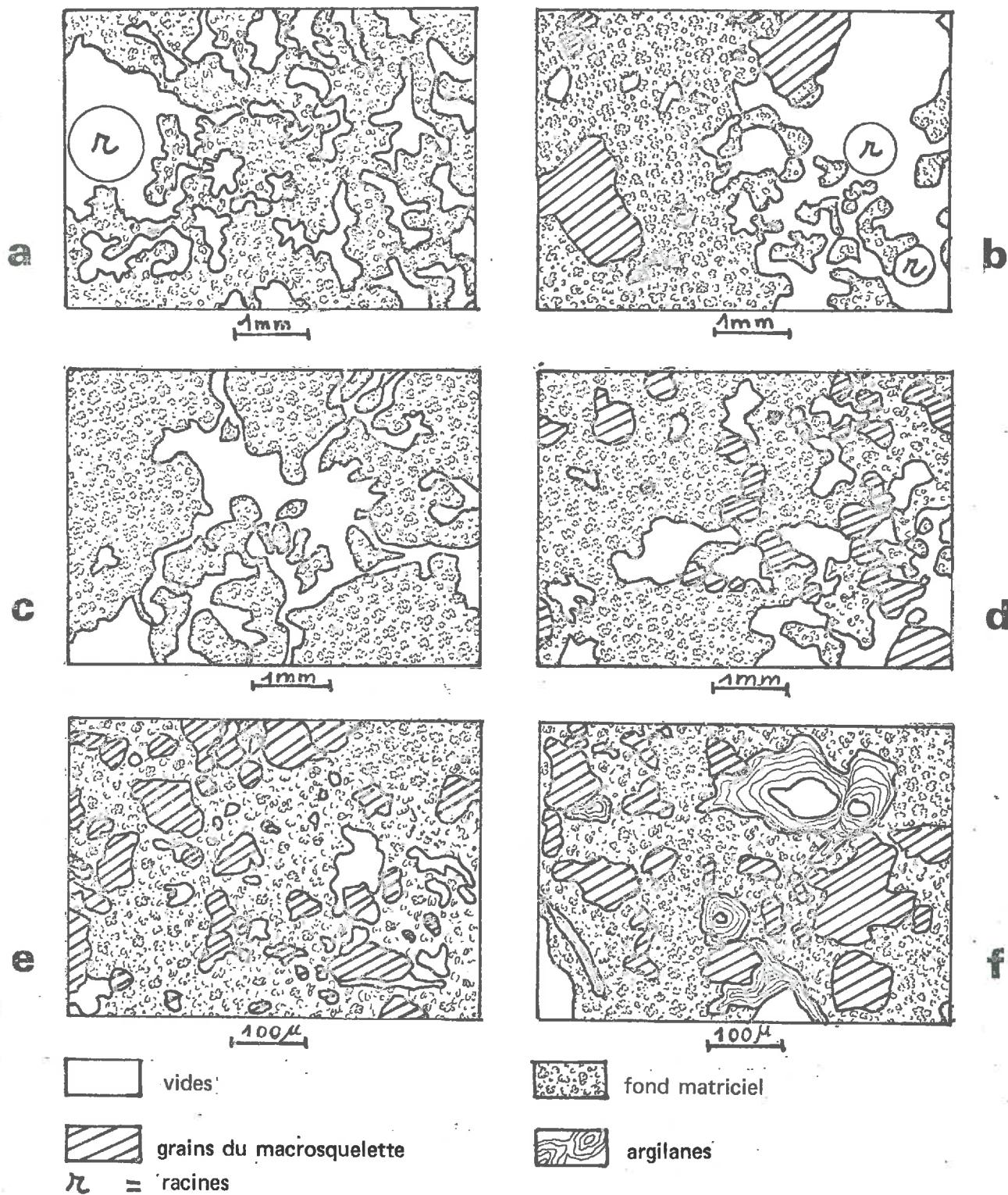


Figure n° 22 : Différents systèmes poraux dans les horizons A des sols forestiers du sud.

- a) et b) sol 1-EBOL à 5 cm de profondeur : a) cavités régulièrement réparties dans un fond matriciel lui-même très poreux. b) juxtaposition de volumes peu poreux et de volumes très poreux.
- c) sol 1-OTT à 15 cm : cavité centrale communiquant avec des vides planaires.
- d) sol 1-KOM à 15 cm : cavités en relation avec les grains du macrosquelette.
- e) sol 1-OTT à 15 cm : pores allongés, non communicants, liés aux grains du squelette.
- f) sol 1-NGAT à 30 cm : nombreux argilanes entourant des chenous.

variés, et on indiquera seulement les plus représentés :

- Les plus petites particules observées (planche Ic), sont limitées par des *vides planaires* peu connectés (en partie dus au séchage), dont la largeur ne dépasse pas 1 micron. Les particules de plus grande taille (planche Id), formées par l'assemblage des précédentes, sont aplatis et vaguement disposées bord-face. Les interstices atteignent, dans ce système poral, plusieurs dizaines de microns et on observe aussi, à ces échelles, des petits tubes ou cavités.
- Des *cavités* plus grandes (1 mm) et irrégulières, formées chacune par la coalescence de plusieurs vides planaires (fig. 22a), réalisent un système poral plus grossier. Celui-ci délimite des petits peds à peu près équidimensionnels (1 mm en 1-EBOL), dont la surface est rugueuse, et qui sont parfois complètement individualisés (fig. 22 à droite). Ailleurs, la matrice apparaît plus compacte, et percée essentiellement de tubes (fig. 22b à gauche).
- Enfin, on distingue à l'oeil nu de *grandes cavités* (plusieurs millimètres) à contour moins irrégulier que les précédentes. Elles communiquent souvent entre elles (rétrécissements), ou avec un réseau de chenaux biologiques (tubes) dont le diamètre atteint plusieurs millimètres. Mais ce dernier système poral est encore plus irrégulièrement réparti (influence des bictopes).

Entre des divers systèmes poraux, les connexions sont généralement si fréquentes que la distance entre elles est peu supérieure à la largeur même des pores (tubes ou fissures). Le découpage de l'espace poral en "pores" est alors quelque peu schématique. Il semble qu'il y ait, à ce niveau dans les sols Ferrallitiques forestiers du sud, addition et interpénétration de divers systèmes poraux. L'édifice constitué par la matière solide est alors en limite de stabilité, et il est, à l'évidence, remanié par une incessante activité de la faune.

4.3. L'ESPACE PORAL DES SOLS FERRALLITIQUES ETUDES.

L'horizon compact superficiel des sols de l'Adamaoua mis à part, on constate que la complexité de l'espace poral (ou du moins de la surface porale) va croissante, de bas en haut des profils et des petits pores aux plus gros. Plus précisément il y a relais entre des organisations déterminées par l'assemblage des cristallites, puis par celui de peds de plus en plus complexes, et enfin par des organisations biologiques qui se surimposent aux précédentes.

Dans les sols rouges, les plus petites organisations (unités morphologiques) sont arrondies, dans les sols jaunes elles seraient plutôt aplatis.

Dans les deux cas, les pores fins (microporosité) qu'elles ménagent sont nombreux et largement communicants : ils assurent principalement la rétention de l'eau. Mais les sols Ferrallitiques étudiés se caractérisent aussi par la présence de pores grossiers, d'origine essentiellement biologique : même si ceux-ci ne représentent qu'une fraction très limitée du volume poral, ils forment un réseau qui assure un drainage rapide dans ces sols. Entre ces pores très fins et ces pores au contraire très grossiers, la distribution des larges de pores ne paraît pas régulière. Il semble en particulier qu'il y ait peu de pores :

entre 0,1 mm et 1 mm dans les horizons profonds,
entre 20 µ et 200 µ dans les horizons B des sols jaunes,
entre 0,1 µ et 1 µ à la partie supérieure des horizons B rouges,
entre 0,1 µ et 50 µ dans l'horizon compact des sols de l'Adamaoua.

En fait, les discontinuités dans la distribution des pores sont plus nombreuses, et elles dépendent d'une manière complexe de l'organisation, à différents niveaux, des constituants solides (vides d'assemblage), ainsi que de la taille des agents biologiques (vides de perforations). De plus, les formes des pores sont variées : vides d'entassement de particules arrondies (unités morphologiques et micropeds des sols rouges, agrégats subangulaires des horizons A₁ de sols forestiers), ou aplatis (sols jaunes), tubes et cavités biologiques etc... Les fissures, qui ne sont pas dues à des artefacts, sont toutefois peu fréquentes dans ces sols, sauf en surface des sols de l'Adamaoua. Mais surtout, ces différentes formes sont très irrégulières et se trouvent souvent associées dans un même pore. Les notions de tortuosité, connexions, rétrécissements, etc... ont permis de décrire les systèmes poraux composés de tubes biologiques ou de fissures de retrait. Quant aux vides ménagés par l'assemblage des constituants solides, on a dû se contenter parfois de décrire seulement certains caractères de leur surface porale (horizons B rouges). On remarque enfin que dans tous ces sols Ferrallitiques, la surface porale est très généralement constituée de kaolinite ferritisée.

Cette étude de l'espace poral par divers moyens d'observation montre donc un développement considérable de la porosité, et l'existence de nombreux systèmes poraux dans les différents horizons et profils étudiés. Certaines caractéristiques des pores et de leur maille ont été précisées, mais les estimations du volume poral qu'elles permettent n'ont pas été retenues pour caractériser la porosité totale. Pour connaître celle-ci, on fera appel à des mesures indirectes (par remplissage de vides) présentées dans le chapitre 5.

Chapitre 5

ÉTUDE DE L'ESPACE PORAL PAR DES MESURES DE VOLUME

L'espace poral, décrit dans le chapitre précédent à l'aide d'observations et de mensurations directes, est caractérisé ici par des mesures de volumes : certaines de ces mesures fournissent la porosité totale globale, les autres des composantes significatives de celle-ci, et notamment la porosité occupée par de l'air dans le sol ressuyé *in situ* et la porosité occupée par de l'eau au pF 4,2. Ces fractions volumiques ont reçu une expression hors squelette qui les rend moins dépendantes de la composition granulométrique des sols, et permet ainsi d'établir des comparaisons d'un profil à l'autre. Enfin les résultats de mesures sur mottes ou sur pâte desséchée à 105° serviront à étudier le comportement potentiel de la porosité, au chapitre 6.

5.1. LA POROSITE TOTALE GLOBALE.

La mesure la plus globale de la porosité totale *in situ* a été obtenue avec la densité apparente déterminée au densitomètre à membrane sur des volumes d'environ $1,5 \text{ dm}^3$ et en prenant la moyenne de plusieurs répétitions. Le nombre de ces répétitions décroît de haut en bas : 5 à 10 tous les 5 ou 10 cm à la partie supérieure, 2 à 3 tous les 20-50 cm ensuite. En effet, on a constaté que "l'hétérogénéité" décroissait fortement de haut en bas, et par conséquent la représentativité des résultats reste ainsi à peu près constante. On entend par "hétérogénéité spatiale" d'une caractéristique, au sein d'un horizon considéré comme homogène à l'échelle des déterminations, les variations de celle-ci dont la loi de distribution dans l'espace paraît aléatoire et qui sont supérieures à l'incertitude des mesures. L'hétérogénéité est évidemment fonction de l'échelle de la détermination, ici le dm^3 . L'humidité nécessaire au calcul de la densité sèche, et la densité réelle nécessaire au calcul de la porosité, ont été déterminées sur des prises moins volumineuses mais soigneusement échantillonnées : on a considéré alors qu'elles caractérisaient la même échelle.

Les résultats obtenus montrent que la densité apparente et la porosité totale varient du haut en bas des profils, du haut en bas des versants, et en fonction d'autres facteurs : le climat actuel, le type de sol, sa composition, la végétation etc... Mais ces variations dans l'espace sont tirées de mesures effectuées *in situ* sur des échantillons ayant des humidités différentes, ou même de mesures réalisées à des saisons différentes. C'est pourquoi on a étudié aussi les variations saisonnières de porosité afin de connaître l'amplitude des variations liées à l'état d'humidité du sol. Ces variations saisonnières étant faibles, les variations de porosité dans l'espace apparaissent alors comme d'intéressantes caractéristiques de l'organisation des sols.

5.1.1. HETEROGENEITE SPATIALE,

L'incertitude absolue sur les mesures de d a été estimée à 0,03 (chap. 3) soit 1 point de porosité. L'incertitude relative dépend alors de la porosité : elle est inférieure à 2 % dans les horizons A₁ de forêt et comprise entre 2 et 3 % dans les horizons B. Les écarts supérieurs à l'incertitude des mesures ont été attribués à l'hétérogénéité spatiale. Pour caractériser celle-ci par un indice de dispersion statistique on utilisera non pas l'étendue, qui dépend trop des valeurs isolées, mais l'interquartile ou l'écart-type. On ne peut évidemment comparer directement un indice statistique et une incertitude, mais on se rendra compte approximativement de l'influence de l'hétérogénéité sur les résultats.

Les répétitions qui ont servi à caractériser cette hétérogénéité proviennent, pour les horizons A, d'échantillons situés à une même profondeur mais dispersés sur chaque station. Pour les horizons B ce sont des échantillons répartis dans une tranche plus ou moins épaisse, au sein de laquelle on ne décèle pas de variations verticales. L'épaisseur de la tranche peut atteindre 2 m dans les horizons B homogènes et sans cailloux. Une comparaison avec des séries de mesures portant sur des échantillons groupés dans un même plan horizontal a montré que dans ces tranches la dispersion verticale était peu supérieure à la dispersion latérale : par exemple en 1-OTT2 les interquartiles sont respectivement de 1,1 et 0,8 points.

Les résultats obtenus dans quelques horizons sont présentés au tableau n°2 qui comporte l'étendue E de la dispersion, la médiane m, l'interquartile i, la moyenne arithmétique x et l'écart-type s.

Tableau n° 2 : Dispersion des valeurs de d et P.

Horizons A (5 à 10 répétitions, échantillons de 0,5 dm³).

Profil		E	i	m	i/2 m	x	s	s/x
1-OTT	d	0,34	0,23	1,10	10 %	1,05	0,12	11 %
	P	12,1	8,2	60,6	6,8 %	62,4	4,3	7 %
1-OTT2	d	0,17	0,12	0,43	14 %	0,44	0,05	12 %
	P	6,7	4,7	83,0	2,8 %	82,6	2,0	2,4 %
1-MEKA	d	0,21	0,15	1,10	7 %	1,11	0,07	6 %
	P	6,9	4,8	65,5	7 %	65,0	2,2	3,4 %
3-MEKA	d	0,18	0,12	1,00	6 %	0,99	0,06	6,1 %
	P	5,6	3,8	68,6	5,5 %	68,8	1,9	2,7 %
NGD-C1	d	0,24	0,11	1,39	4 %	1,39	0,08	6 %
	P	9,4	4,3	45,9	4,7 %	45,9	3,1	6,8 %
NGD-RG	d	0,16	0,05	1,19	2,1 %	1,17	0,05	5 %
	P	6,1	1,9	54,4	1,6 %	55,2	1,9	3,5 %

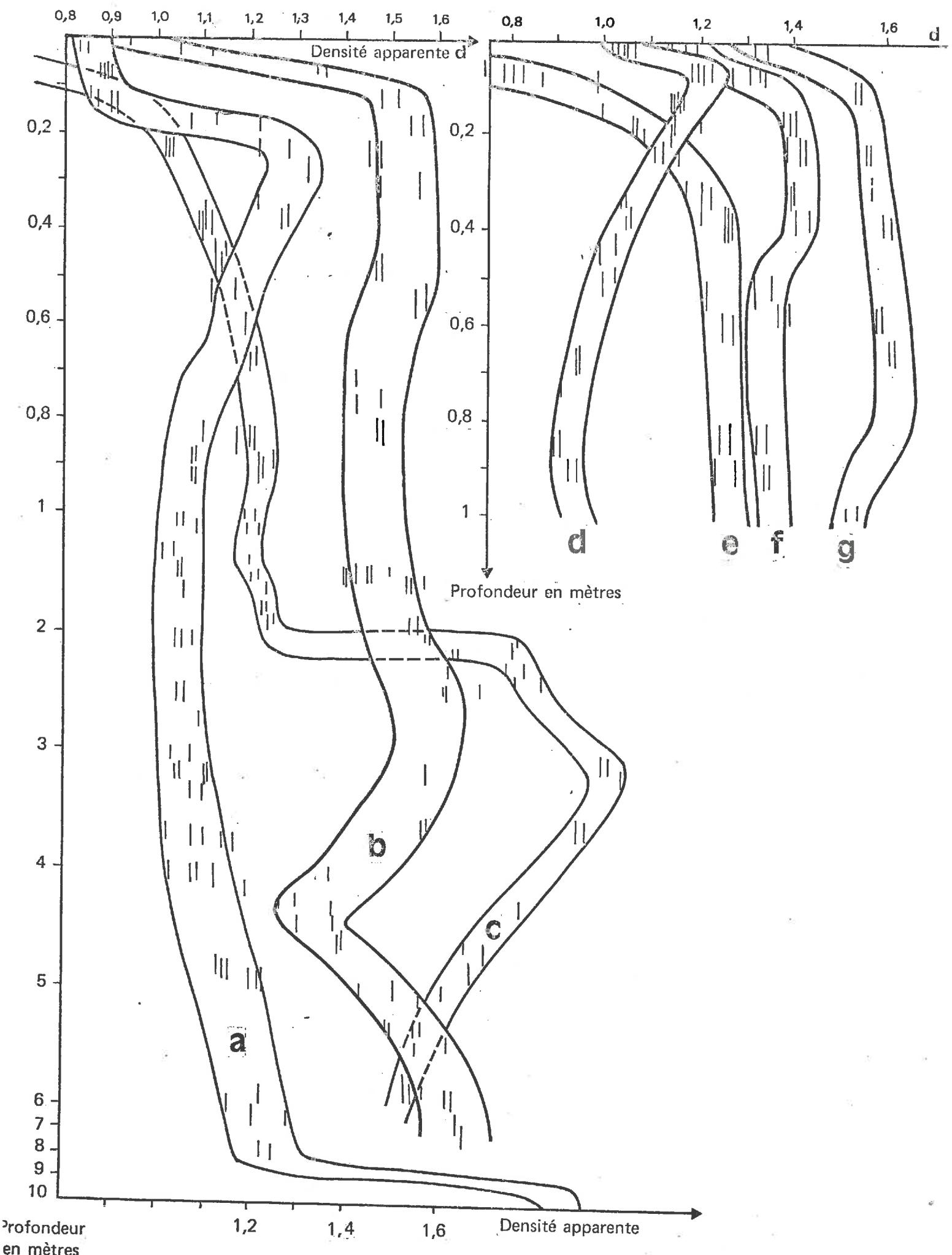


Figure n° 23 : Quelques profils densimétriques de sols Ferrallitiques.

- | | |
|-----------------|---------------|
| a) sol 1-MEDAL | e) sol 1-OTT |
| b) sol 1-KOM 2 | f) sol 1-MEKA |
| c) sol 3-EBOL | g) sol 3-KOM |
| d) sol NGD-RB 1 | |

Horizons B sans cailloux (10 à 40 répétitions, échantillons de 1 dm³).

Profil		E	i	m	i/2 m	x	s	s/x
1-OTT	d	0,17	0,06	1,33	2,2 %	1,32	0,04	3 %
	P	6,1	2,2	52,0	2,1 %	52,2	1,4	2,7 %
1-OTT2	d	0,09	0,03	1,24	1,2 %	1,24	0,02	2 %
	P	3,2	1,0	54,9	0,9 %	55,1	0,7	1,3 %
1-MEKA	d	0,09	0,03	1,35	1,1 %	1,35	0,02	2 %
	P	3,2	1,1	51,1	1,1 %	51,0	0,7	1,4 %
3-MEKA	d	0,41	0,19	1,54	6,2 %	1,53	0,11	7 %
	P	14,8	6,8	44,4	7,6 %	44,9	4,0	8,8 %
NGD-C1	d	0,16	0,05	1,29	1,9 %	1,30	0,05	3,8 %
	P	6,2	1,9	50,4	1,9 %	50,0	1,9	3,8 %
NGD-RG	d	0,15	0,07	1,04	3,4 %	1,04	0,04	4 %
	P	5,5	2,6	61,2	2,1 %	61,3	1,5	2,4 %

Horizon B induré (8 répétitions, échantillon de 1 dm³).

3-EBOL	d	0,28	0,09	1,83	2,5 %	1,82	0,08	2,1 %
	P	10	3,2	34,5	4,6 %	35,0	2,8	7,9 %

Commentaire.

La dispersion est importante dans les horizons A sous forêt (OTT) ou sous jachère (MEKA) et elle augmente avec la densité (profils OTT). La dispersion est généralement moindre dans les horizons compacts de savane. Elle est peu importante dans les horizons B meubles, sauf en 3-MEKA qui comporte de grosses cavités fauniques. Elle est au contraire élevée dans les horizons B caillouteux qui présentent une juxtaposition de volumes denses ferrugineux ou quartzeux et de poches de terre argileuse ou évidées. La forte dispersion obtenue dans la totalité du profil 3-MEKA est attribuée, en surface aux pratiques culturales, en B à l'activité faunique, dans la cuirasse peu profonde à des entraînements de matière par l'eau.

Après comparaisons avec les incertitudes sur les mesures, les dispersions précédentes montrent que l'hétérogénéité naturelle est élevée dans les horizons A et les horizons caillouteux, faible dans les horizons B meubles. L'organisation de l'espace poral en domaine ferrallitique présente donc des irrégularités dont la maille de répartition est nettement supérieure à 0,5 dm³ dans les horizons A₁ de forêt, peu supérieure à 1 dm³ dans les horizons B "homogènes". La figure n° 23 présente quelques profils densimétriques : le détail des mesures sur cavités emboîtées y figure, ainsi que les courbes limitant l'étendue de la dispersion.

5.1.2. VARIATIONS SAISONNIERES.

La densité apparente a été mesurée à deux saisons différentes, qui correspondent à des humidités différentes du sol, en trois stations : le sol Ferrallitique rouge de 1-MEKA, le sol jaune de 3-MEKA et le sol Ferrugineux Tropical DJOLA-F. Les valeurs moyennes de densité sèche, en saison sèche SS et en saison humide SH, sont présentées dans le tableau n° 3, par tranches : la répartition des résultats de densité et d'humidité apparaît sur les figures n° 24 et 25.

Tableau n° 3 : Différences de densité apparente entre saisons humide et sèche.

Profil	1-MEKA		3-MEKA		DJOLA-F	
Saison	SH	SS	SH	SS	SH	SS
Nb. de mesures	30	80	15	60	30	40
Résultats par tranche						
0- 15 cm	1,15	1,21	1,01	1,13	1,58	1,70
15- 40 cm	1,34	1,41	1,40	1,39	1,61	1,63
40-200 cm	1,31	1,35	1,38	1,51	1,63	1,69
200-400 cm	1,38	1,41	cuirasse		1,74	1,75

Commentaire.

On constate que la densité apparente est plus élevée en saison sèche dans les trois profils, jusqu'à 3,5 m en 1-MEKA, 1,2 m en 3-MEKA (cuirasse) et 1,8 m en DJOLA-F. En comparant les résultats profondeur par profondeur la densité de saison sèche est plus élevée dans 95 % des cas. D'après ces résultats tout se passe comme si la porosité augmentait en saison humide, ou lorsque le sol est humide. Mais les différences entre les deux séries de mesures sont faibles, à peine supérieures à l'hétérogénéité spatiale. Les plus fortes différences sont obtenues en 3-MEKA qui présente justement la plus forte hétérogénéité (cf. 5.1.1.). L'interprétation de ces résultats est donc difficile et le calcul des variations de volume correspondantes est approximatif. Il apparaît cependant que :

- la variation d'humidité atteint une plus grande profondeur que la variation probable de porosité.
- la variation de volume est faible dans les horizons A (4 points de porosité au plus). Elle augmente nettement au sommet des horizons B, puis décroît lentement.

Les différences constatées ne semblent pas provenir d'une erreur systé-

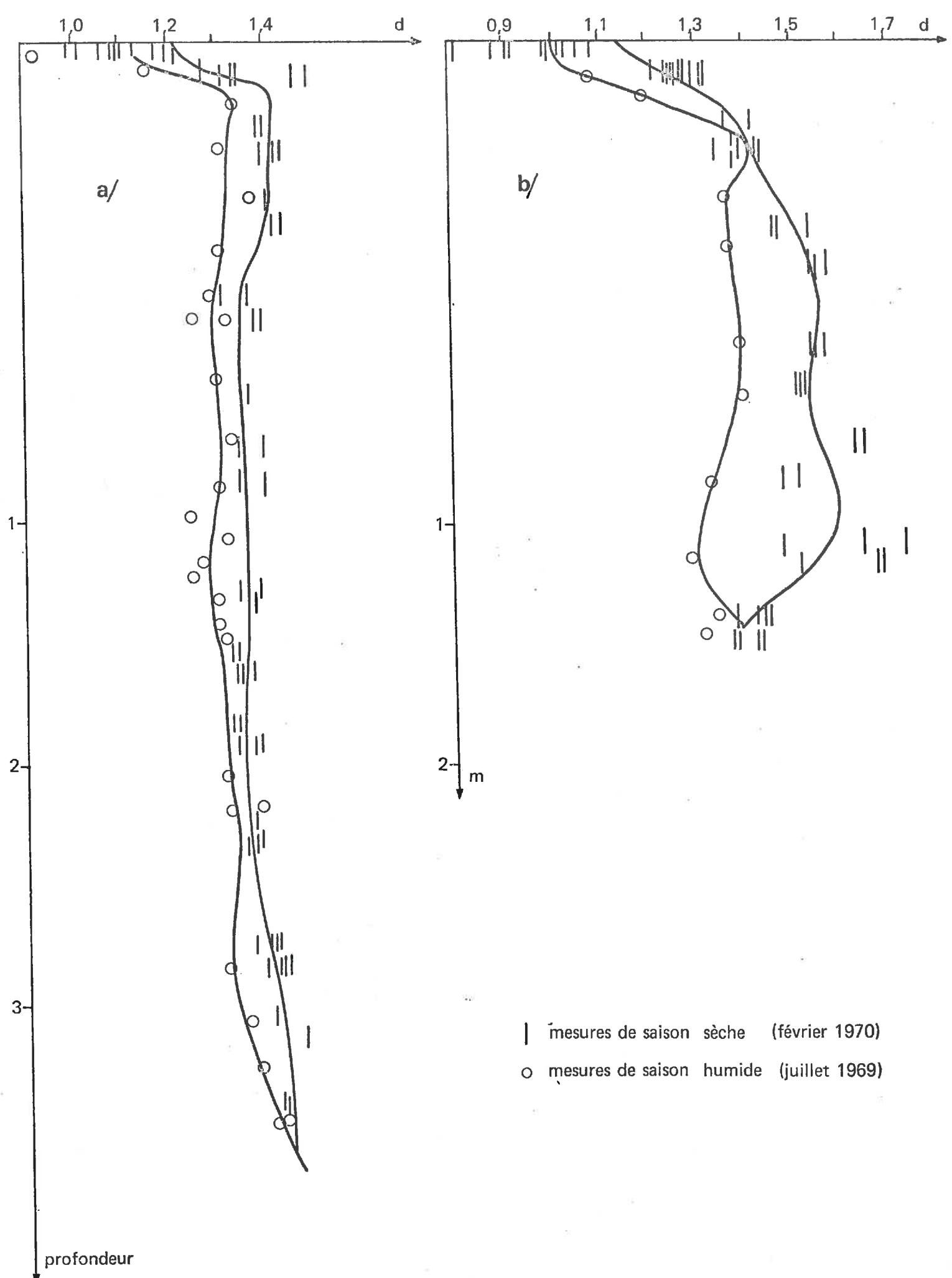


Figure n° 24 : Les densités apparentes en MEKA :

- a) 1-MEKA (sol rouge).
- b) 3-MEKA (sol jaune).

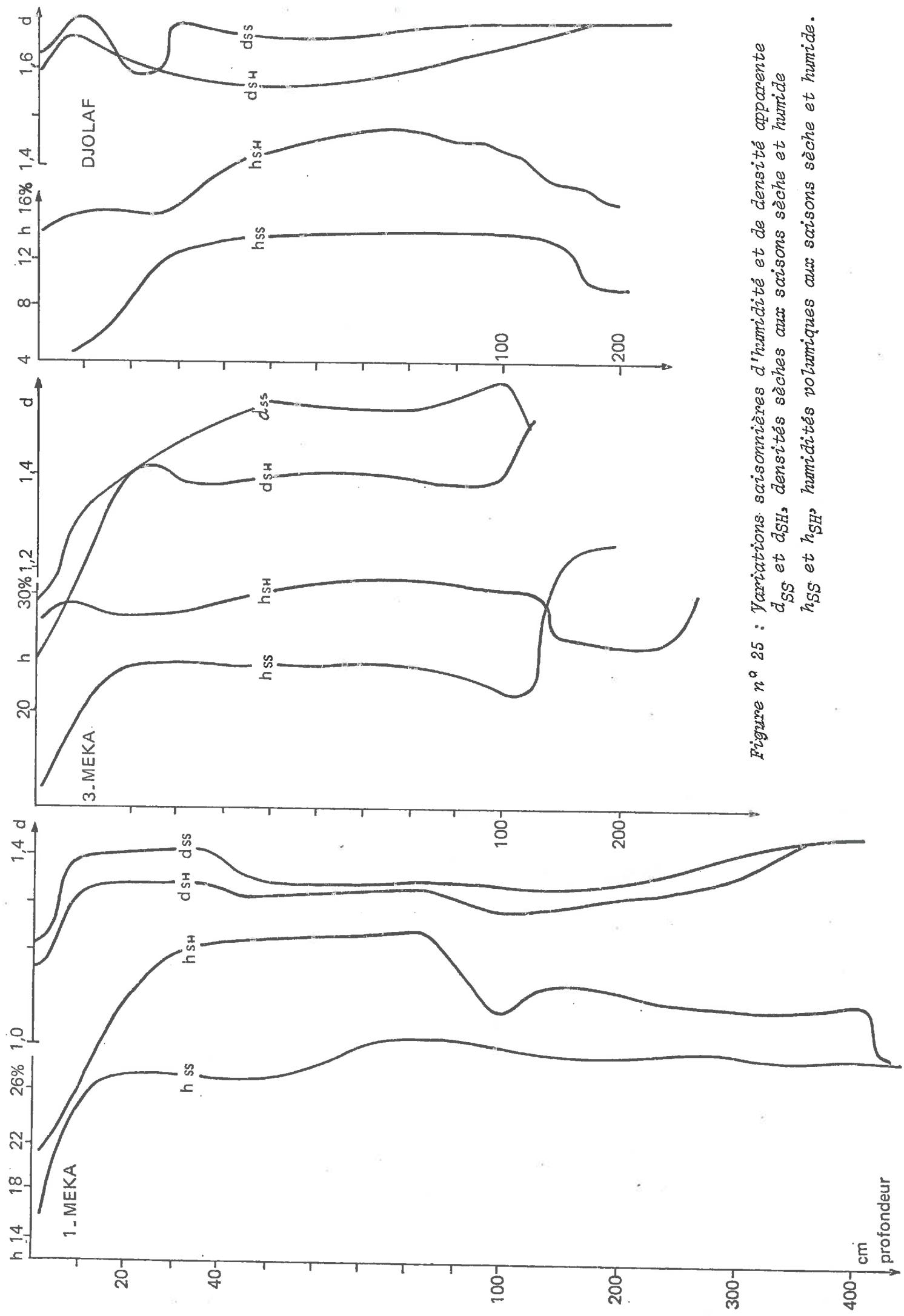


Figure n° 25 : Variations saisonnières d'humidité et de densité apparente
 d_{ss} et d_{sh} , densités sèches aux saisons sèche et humide
 h_{ss} et h_{sh} , humidités volumiques aux saisons sèche et humide.

matique sur la mesure de ΔP due à la plasticité du sol : en effet la déformation serait logiquement plus importante en saison humide (diminution de la cavité, au densitomètre) et la densité apparente alors plus élevée à cette période. Par conséquent, les données précédentes peuvent traduire un réel changement de volume et la variation correspondante d'altitude de la surface du sol a donc été calculée (affaissement e , cf. 3.2.4.). Cette variation ΔP de porosité a été rapportée à la variation correspondante ΔH d'humidité (tableau n° 4) :

Tableau n° 4 : Affaissement saisonnier du sol (e en cm), et rapport $\Delta P/\Delta H$.

Profil	1-MEKA		3-MEKA		DJOLA-F	
Tranche	e	$\Delta P/\Delta H$	e	$\Delta P/\Delta H$	e	$\Delta P/\Delta H$
0-1 m	3,8	38 %	8,0	84 %	4,8	53 %
Totale	8,7	42 %	9,0	80 %	6,2	43 %

Commentaire.

L'affaissement est faible, de l'ordre de grandeur du microrelief. Le retrait représente les 4/5 du départ d'eau dans le sol jaune et seulement 2/5 dans les sols rouges : à variation d'humidité égale la variation de volume serait moindre dans les sols rouges. A cause des erreurs systématiques possibles la valeur de ces résultats est incertaine, mais ils fixent un ordre de grandeur pour d'éventuelles variations saisonnières de porosité.

Conclusion.

On a cherché à mettre en évidence un éventuel changement de volume du sol selon la saison ou l'humidité contenue. La difficulté vient de ce que les mesures ne portent pas sur les mêmes échantillons et que l'on compare ainsi des séries de résultats qui intègrent chacune l'hétérogénéité locale (et l'incertitude sur les déterminations). Comme la variation saisonnière constatée est à peine supérieure à cette hétérogénéité, la méthode utilisée est assez mal adaptée puisqu'elle est destructrice du site et des échantillons. De nombreuses répétitions sont alors nécessaires sans qu'elles apportent en contre partie une certitude sur la réalité du phénomène.

S'il se produit un retrait-gonflement saisonnier dans ces sols il est en tous cas faible et n'affecte pas toute la tranche de sol présentant des variations saisonnières d'humidité. Le microrelief superficiel, dont on ignore l'évolution saisonnière, rendrait difficile la mesure directe de l'affaissement-soulèvement. La coïncidence entre l'amplitude de ce microrelief et l'affaissement calculé d'une part, la variation saisonnière de volume et l'hétérogénéité locale d'autre part, n'est pas forcément fortuite.

5.1.3. VARIATIONS DANS L'ESPACE.

L'analyse des variations de porosité totale globale d'un point à l'autre du domaine ferrallitique est basée sur de très nombreuses mesures, portant sur 30 profils. On ne présentera donc que quelques exemples typiques. Néanmoins on donnera en annexe 1 les porosités moyennes (par tranches métriques) de tous les profils présentés au chapitre 2.

a) Variations verticales.

Les mesures de densité effectuées sont assez nombreuses et rapprochées, et l'hétérogénéité est assez faible, pour qu'il ait été possible de tracer une courbe de variation verticale de la porosité qui ne contienne qu'une faible part d'interprétation (profils de porosité). Le tracé de cette courbe est cependant approximatif au passage de discontinuités (limites d'horizons).

La densité réelle variant comparativement peu, ces profils de porosité ont des allures à peu près symétriques de celles des profils de densité apparente, ou profils densimétriques. En d'autres termes profils de compacité et profils densimétriques sont presque superposables si l'on adapte les unités en abscisse : 0,1 en $d = 10/D \approx 0,04$ en P. Les profils de porosité totale, comme les profils de densité apparente, présentent dans chaque région climatique des allures caractéristiques, du moins en ce qui concerne les horizons meubles. Et cependant les valeurs absolues de P, ou de d, diffèrent notablement d'un profil à l'autre. Il a été montré dans HUMBEL (1974) que ces différences étaient en relation avec la teneur en squelette quartzeux du sol. Les porosités "hors cailloux-hors sables vrais" seront étudiées en 5.2. mais on indiquera ici l'amplitude des variations de porosité totale obtenues du haut en bas des profils. Cette étude des variations verticales sera reprise dans les chapitres traitant de l'influence des autres facteurs, climat, composition minérale, etc... :

Dans les horizons A₁ sous forêt sempervirente la porosité totale atteint 60-80 points*, sauf dans un petit nombre de stations où un tassemement par l'homme est probable. La moyenne pour la couche 0-10 cm est de 63 points pour les sols forestiers, jaunes ou rouges, et de 58 points pour les sols rouges de l'Adamaoua.

Dans les horizons B meubles la porosité varie de 39 à 67 points d'un profil à l'autre, avec une moyenne de 50 points pour les sols jaunes et de 55

* Les points désignent les pourcentages du volume, le signe % étant réservé aux valeurs relatives.

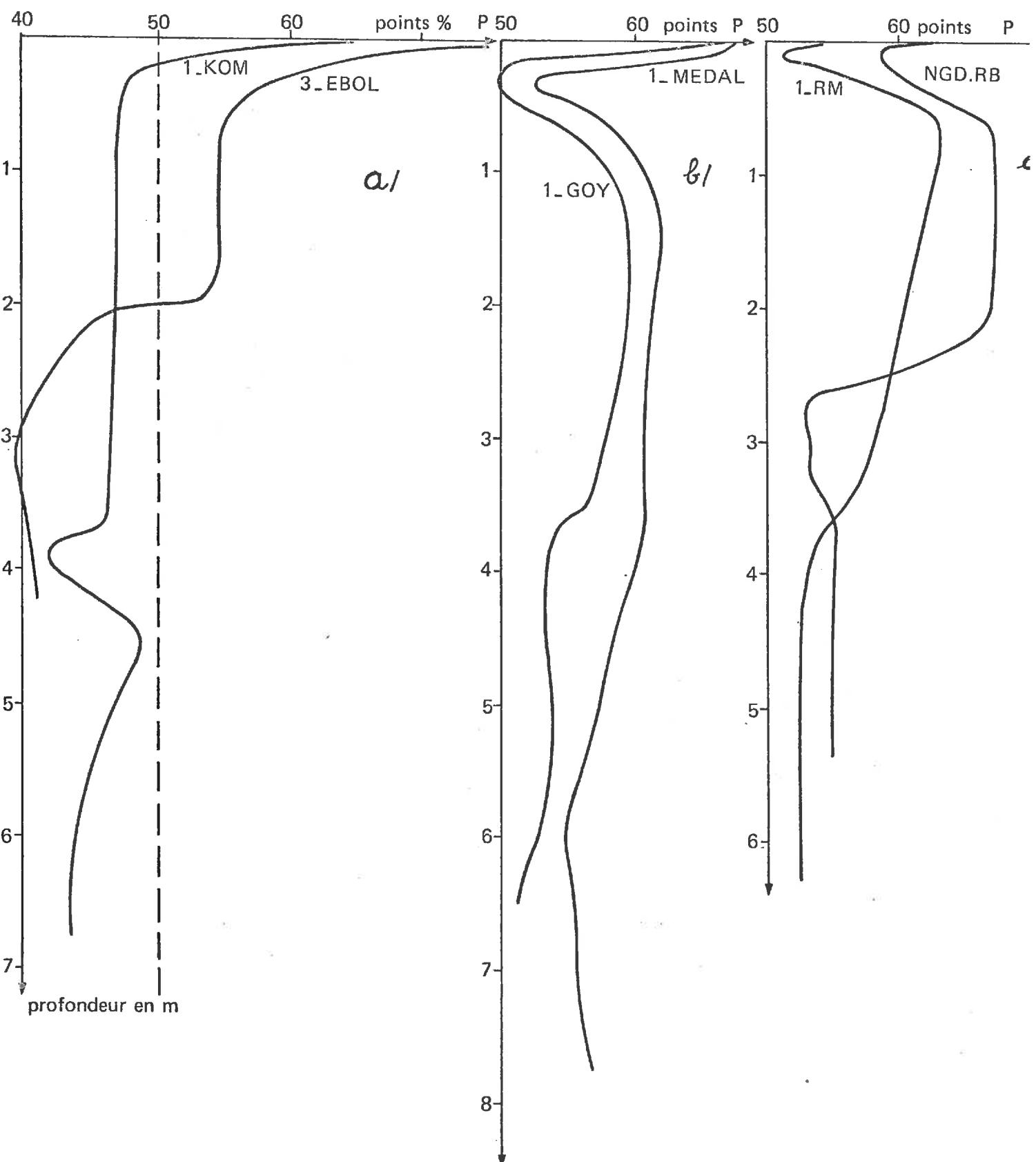


Figure n° 26 : Quelques profils de porosité totale de sols Ferrallitiques.
a) du Sud-Cameroun,
b) du centre-sud,
c) de l'Adamaoua.

points pour les sols rouges. Les variations verticales au sein de chaque horizon sont généralement peu importantes, environ 5 points.

Dans les horizons caillouteux la porosité peut descendre à 35 points. Mais il existe aussi des horizons concrétionnés ou cuirassés, généralement peu profonds (3-MEKA) qui présentent de grandes cavités et sont alors en moyenne aussi poreux que les horizons meubles.

Les plus grandes variations verticales de porosité s'observent alors dans les sols forestiers qui comportent un horizon concrétionné compact à faible profondeur. Par exemple sous le versant 3-EBOL la porosité décroît, en trois mètres de profondeur, de 80 à 40 points.

Le minimum de porosité des profils s'observe dans les horizons BC ou C (là où ils ont été atteints). Mais les sols de l'Adamaoua présentent en outre un minimum très marqué en surface, dans l'horizon dit "de consistance". Au-dessous on observe un maximum relatif (entre 0,5 et 2 m de profondeur). Dans les sols forestiers du sud la porosité décroît rapidement depuis la surface jusqu'à une valeur constante atteinte vers 20-50 cm de profondeur. Dans les deux cas le contact des horizons A et B coïncide avec une discontinuité majeure dans les caractéristiques de l'espace poral. La figure n° 26 présente quelques profils de porosité totale.

b) *Variations le long des versants.*

Ces variations ont été mises en évidence le long des toposéquences étudiées, lesquelles suivent généralement la plus grande pente du versant principal. Le tableau n° 5 donne les porosités moyennes de la tranche 0-4 m :

Tableau n° 5 : Porosité moyenne de la tranche 0-4 mètres, en points.

Position	KOM	OTT	MEDAL	GOY	RM
Sommet	47	50	60	56	59
Mi-pente	45	54	59	44	55
Bas de versant	42	50	60	52	49

Commentaire.

Le volume poral n'augmente pas en bas de versant et il diminue au contraire dans les sols KOM et RM. En OTT et MEDAL il varie peu. En GOY la diminution à mi-pente est due à une cuirasse qui débute à 2 m de profondeur. La diminution de porosité en bas de versant à KOM et RM n'est pas due à la présence de concréctions, cuirasse ou roche. Elle traduit donc une plus grande compacité de l'assemblage des horizons B meubles. Cette augmentation de compa-

cité est en relation avec une plus grande teneur en sables quartzeux (cf. 2.6.).

c) *Variations avec la composition minérale du sol.*

Toutes choses égales par ailleurs, la porosité des horizons B meubles est d'autant plus faible que leur teneur en squelette (quartz, ferrugineux etc...) est élevée. Par exemple elle est, pour les sols jaunes, plus faible en KOM (46 points) qu'en OTT ou EBOL (53 points). Dans les sols rouges elle atteint 63 points sur basalte contre 58 points sur granite. Les sols rouges qui dominent au centre et dans l'Adamaoua ont, en moyenne et sur matériau comparable, une porosité supérieure à celle des sols jaunes du sud. Cette différence peut être attribuée à l'abondance, dans les sols rouges, de micropeds (pseudo-sables) individualisés et d'assemblage peu compact. Les sols clairs de l'Adamaoua, dépourvus de micropeds individualisés (et aussi un peu plus quartzeux), sont moins poreux (49 points).

Les cailloux : morceaux de roche dure, de roche ferruginisée, nodules ferrugineux, quartz filonien etc... diminuent généralement la porosité globale des horizons qui les contiennent. Mais la porosité de la matrice qui les emballle (porosité hors cailloux) est peu différente de celle des horizons meubles voisins. Dans les horizons A l'influence de la composition granulométrique et minéralogique du sol sur la porosité n'apparaît pas nettement : l'influence de la végétation et des pratiques culturales la masque, en effet.

En conclusion, il apparaît que les constituants rigides du sol influencent la porosité essentiellement par leur encombrement. Ainsi les variations de densité réelle qui se marquent nettement sur le profil densimétrique affectent peu ou pas le profil de porosité hors cailloux. Ces variations de la densité réelle moyenne s'observent en particulier au passage des horizons caillouteux, mais parfois aussi en surface, notamment sous forêt au sud (accumulation de disthène dans l'horizon A₁ de l-MEKA par exemple).

d) *Variations avec l'environnement biologique.*

L'étude des variations de porosité en fonction de la végétation, de la faune et des interventions humaines interfère avec celle de l'influence du climat ou de la composition du sol.

Dans les horizons A, les porosités les plus élevées ont été obtenues sous les forêts sempervirentes du sud, avec un maximum absolu de 75 points pour la tranche 0-10 cm. Les valeurs les plus faibles ont été obtenues sous les savanes dégradées ou les forêts claires de l'Adamaoua : minimum absolu de 43 points pour les sols clairs, de 49 points pour les sols rouges. Comme

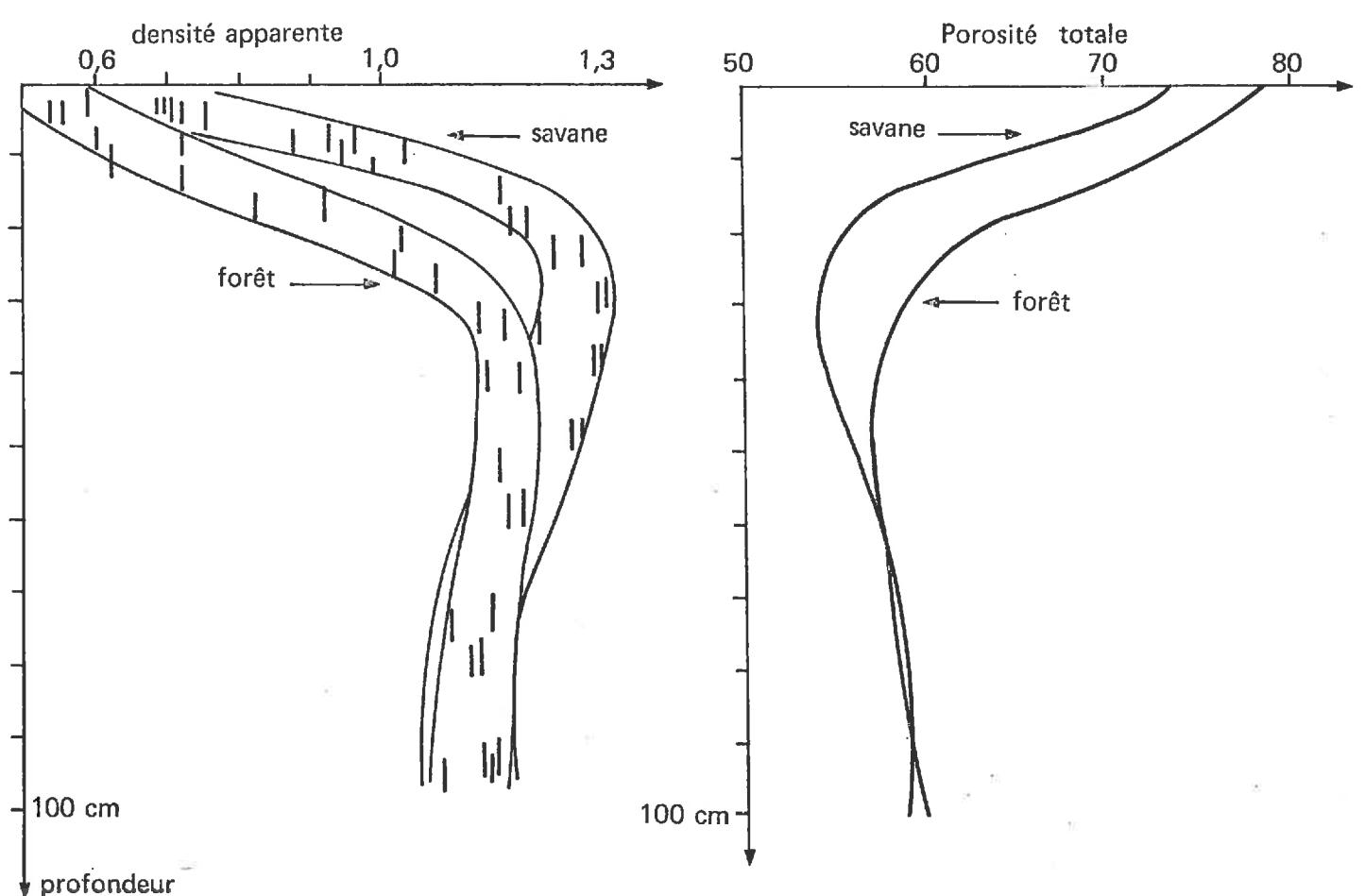


Figure n° 27 : Différences de densité apparente et de porosité suivant la végétation (deux stations voisines en 2-MEDAL).

les horizons A₁ des sols étudiés au sud sont plus sableux que ceux de l'Adamaoua l'influence de la composition minérale est largement compensée. Celle de la mise en cultures est nette ; au sud la porosité diminue s'il n'y a pas eu récemment de pratique culturale ameublissante : 46 points en 3 - KOM (cultures arbustives) contre 53 et 62 points sous forêt. Par contre dans l'Adamaoua le parcours (homme ou bétail) ne diminue pas beaucoup la porosité : 45 points sur sentes et 47 hors sentes en RM. Mais il fait disparaître les quelques centimètres d'horizon meuble superficiel (déjections de vers et remontées termitiques).

Dans les horizons B, des différences ont été constatées, sous forêt et sous savane. La figure n° 27 montre les profils de densité apparente de deux sols voisins en MEDAL : le sol sous forêt est plus poreux que le sol sous savane. Dans le sud les sols sous culture ont des profils de porosité un peu différents de ceux des sols sous forêt et qui s'apparentent un peu à ceux des sols sous savane. L'augmentation de porosité entre 0,5 et 2 m de profondeur dans les horizons B des sols de l'Adamaoua (cf. 5.1.3. a) est en relation avec une forte activité termitique dont les manifestations sont évidentes : grandes cavités, tubes, tubes incomplètement remplis d'amas micropédiques, etc...

Remarque : La porosité plus élevée en 2-MEDAL sous forêt que sous savane peut-elle être attribuée simplement au volume plus important occupé par le système racinaire ? Le système racinaire forestier est au maximum de 100 tonnes par hectare, soit un volume de $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^2$ de terrain. Si on le suppose concentré dans la tranche 0-1 m, il y occupe 2 % du volume. Sous savane (en 1-MEDAL) la même tranche 0-1 m contient 5 tonnes/ha de racines d'herbes, soit, compte tenu de la densité de celles-ci (0,37), un volume relatif de 0,1 %. Or la différence de porosité est de 3 % et il n'a pas été tenu compte des échantillons comportant de grosses racines. Par conséquent la différence de porosité entre sol sous forêt et sol sous savane ne peut provenir en totalité des différences de volume racinaire. (Ces données sont tirées de HUMBEL, MULLER et RIEFFEL, 1974).

e) *Variations avec le régime climatique.*

Dans chaque région les profils de porosité des sols Ferrallitiques placés sous végétation naturelle ont à peu près la même allure (fig. n° 28) :

- dans les sols des régions forestières du sud la porosité P décroît rapidement jusqu'à une valeur constante qui, en l'absence d'horizon caillouteux, peut se maintenir sur plusieurs mètres d'horizon B.
- dans les sols du centre cette décroissance rapide existe aussi, mais elle est suivie d'une remontée, de sorte que la courbe présente successivement une concavité puis une convexité.

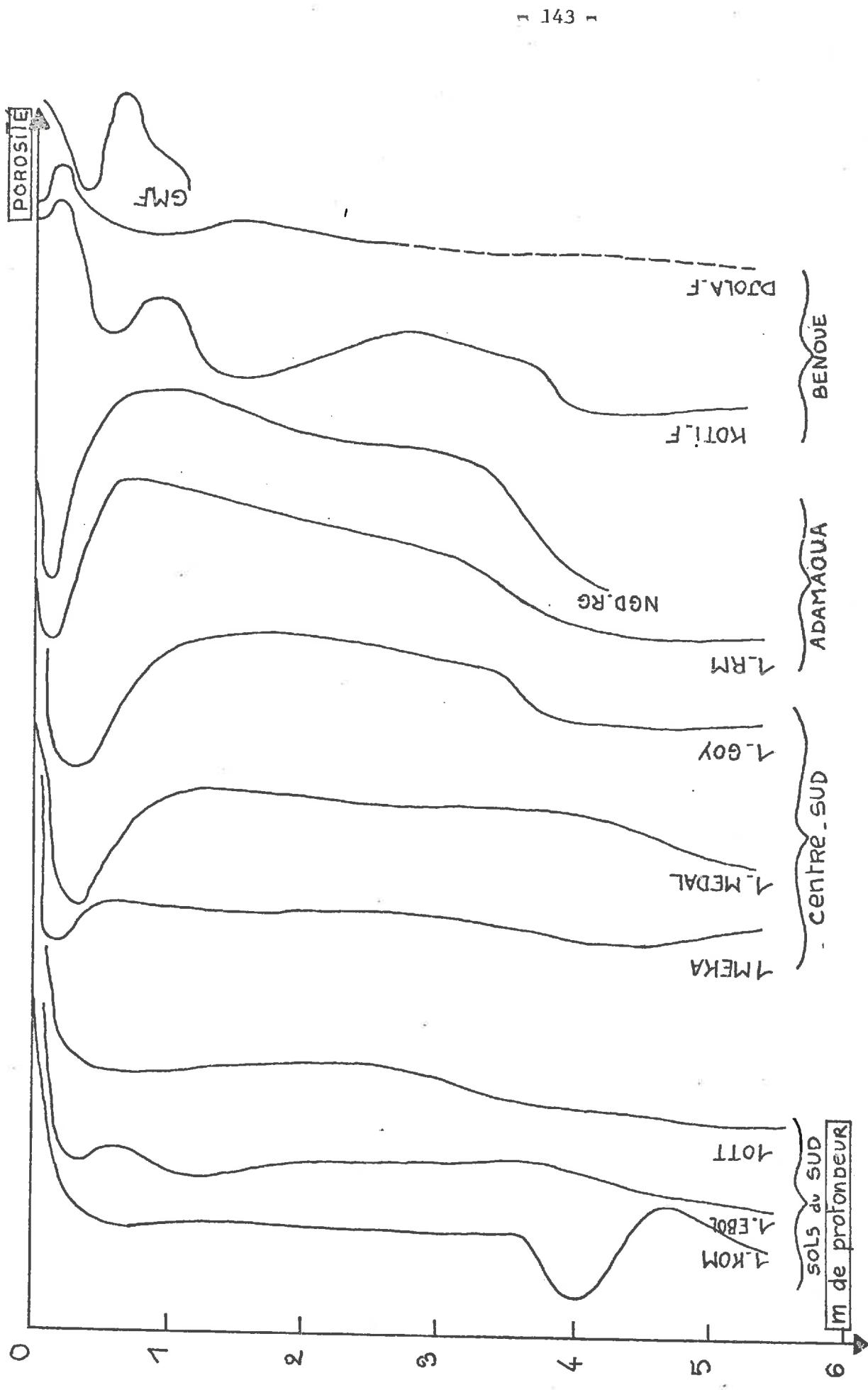


Figure n° 28 : Changement d'allure du profil de porosité totale, du sud-ouest à l'Adamawa.

- dans les sols de l'Adamaoua la porosité est faible dans l'horizon de consistance, puis elle augmente rapidement avant de décroître lentement en profondeur. Comme les premiers centimètres du sol (hors des sentes) sont meubles la courbe présente successivement une convexité puis une concavité (toutes deux dissymétriques).

L'allure est donc la même au sein de chaque région, mais elle se modifie d'une région à l'autre, comme le régime climatique actuel. Il a même été possible de suivre de proche en proche la transformation progressive des courbes du sud au nord (HUMBEL 1974 et figure n° 28) ; une relation entre le régime climatique et l'allure du profil de porosité totale doit donc être envisagée. Quant aux valeurs absolues de P elles varient dans chaque région, en relation avec les autres facteurs étudiés précédemment. A noter cependant que la différenciation climatique coïncide plus ou moins avec la répartition des sols jaunes et des sols rouges, et que ces derniers sont en moyenne les plus poreux.

Cette action de facteurs climatiques sur la porosité s'exerce logiquement par l'intermédiaire du pédoclimat et du milieu biologique. Cette porogenèse n'est évidemment qu'un aspect de la pédogenèse, laquelle détermine l'organisation des constituants solides, d'où découle celle des vides qui leur sont associés. C'est au chapitre 8 que ces relations entre pédoclimat et espace poral pourront être précisées, à l'aide des données sur l'humidité,

5.1.4. COMPARAISON AVEC D'AUTRES SOLS INTERTROPICAUX.

Ces variations zonales des profils de porosité du sud au nord du domaine ferrallitique amènent à établir des comparaisons avec des sols Non-Ferrallitiques : ceux qui sont associés aux sols étudiés et ceux qui leur succèdent au nord.

a) Hétérogénéité spatiale.

La dispersion des valeurs de d et P obtenues dans des sols Hydro-morphes (horizons A) et des sols Ferrugineux Tropicaux (horizons B, décrits en 2.8.) est indiquée dans le tableau n° 6. L'échelle de détermination de d est comme précédemment $0,5 \text{ dm}^3$ pour les horizons A et 1 dm^3 pour les horizons B.

Tableau n° 6 : Dispersion de d et P en sols Non-Ferrallitiques.

Profil	E	i	m	i/2m	x	s	s/x	
<u>Horizons A</u>								
4-NGAT	d	0,12	0,10	0,68	7,3 %	0,68	0,04	5 %
	P	4,6	3,8	74	2,6 %	74	1,5	2 %
4-RM	d	0,28	0,21	0,61	17,2 %	0,61	0,11	18 %
	P	12,5	9,4	72,6	6,5 %	72,6	4,9	6,7 %
KOTI-D	d	0,34	0,21	1,12	9,4 %	1,11	0,11	9 %
	P	12,9	8,0	57,6	13,9 %	58,0	4,2	7,2 %
DJOLA-B	d	0,52	0,28	1,19	11,8 %	1,19	0,17	14 %
	P	19,0	10,2	56,4	9,0 %	56,4	6,2	11 %
<u>Horizons B</u>								
KOTI-F	d	0,23	0,10	1,72	2,9 %	1,72	0,06	3,6 %
	P	8,8	3,8	34,1	5,6 %	34,1	2,3	6,7 %
DJOLA-F	d	0,08	0,04	1,66	1,2 %	1,65	0,03	2 %
	P	3,0	1,5	38,3	1,9 %	38,7	1,1	2,9 %

(voir légende au tableau n° 2).

Commentaire : La dispersion est élevée dans les horizons A₁ des sols Hydromorphes, comme elle l'était dans ceux des sols Ferrallitiques. Dans les horizons B meubles elle est presque aussi faible dans les sols Ferrugineux que dans les sols Ferrallitiques.

b) *Variations verticales.*

Dans les sols Ferrallitiques la différence entre horizon A et horizons B meubles est maximum sous les forêts du sud (jusqu'à 30 points) et du centre (25 points) puis elle décroît et surtout s'inverse dans l'Adamaoua (15 points). Dans les sols Ferrugineux Tropicaux la différence est plus faible (10 points). Dans les sols Hydromorphes la porosité décroît de 50-70 points en surface à 30-40 points dans le gley (77 à 57 points dans le sol humique 4-RM). Dans les sols des bas-fonds du domaine ferrallitique, où le gley est peu profond, la diminution de porosité est donc rapide. Dans les sols "dentelle", type KOTI-D, les variations verticales atteignent aussi 30 points.

c) *Comparaison.*

Dans le domaine ferrallitique, sous forêt sempervirente, les horizons A₁ des sols de bas-fonds sont presque aussi poreux que ceux des versants. Les sols Hydromorphes du nord sont plus compacts en surface, même dans le cas de sols "dentelle". Les horizons B meubles des sols Ferrallitiques sont nettement

plus poreux que ceux des sols Ferrugineux Tropicaux et que les gley (figure n° 29). Le tableau n° 7 indique les valeurs moyennes obtenues :

Tableau n° 7 : Densité apparente et porosité totale : moyenne par sols.

Horizon	Sols Ferrallitiques		Sols Ferrugineux		Sols Hydromorphes	
	Sud	Centre	Adamaoua	Bénoué		
A ₁	d	0,7	0,7	1,2	1,3	1,5
	P	73	73	54	50	42
B	d	1,3	1,08	1,05	1,4	1,6
	P	52	60	61	48	41
						30

5.1.5. CONCLUSION.

Les sols Ferrallitiques ont donc des porosités totales plus élevées que les autres sols étudiés, le sol humique à gley excepté (les sols Brunifiés sont un peu plus poreux, en expression hors cailloux du moins). Les variations saisonnières de cette porosité totale n'ont pas été mises en évidence avec certitude : elles sont en tous cas faibles, de l'ordre de grandeur de l'hétérogénéité spatiale, et elles ne concernent pas toute la tranche de sol affectée de variations saisonnières d'humidité. Dans ces conditions les variations de porosité dans l'espace sont particulièrement intéressantes à considérer : elles sont relativement importantes et paraissent en relation avec certains facteurs externes, le climat notamment. Mais la porosité totale varie notablement d'un profil à l'autre, en relation semble-t-il avec la composition granulométrique : c'est pourquoi on a cherché à savoir si une expression partielle, ou une fraction de cette porosité totale, ne fournit pas une caractéristique significative de chaque milieu.

5.2. FRACTIONS DE POROSITE ET EXPRESSIONS PARTIELLES.

Différentes fractions ont été distinguées au chapitre 2 dans la porosité totale notamment :

- la porosité occupée par de l'air dans le sol ressuyé, assimilée à la macro-porosité et désignée par G,
- la porosité S occupée par de l'eau au minimum saisonnier,
- la porosité F occupée par de l'eau dans un échantillon remanié porté au pF 4,2.

Les résultats qui seront présentés au chapitre 8 montrent que la porosité "en air" G varie peu au cours de chaque saison humide et d'une saison humide à l'autre. Ses variations dans l'espace sont donc intéressantes à étudier. Par

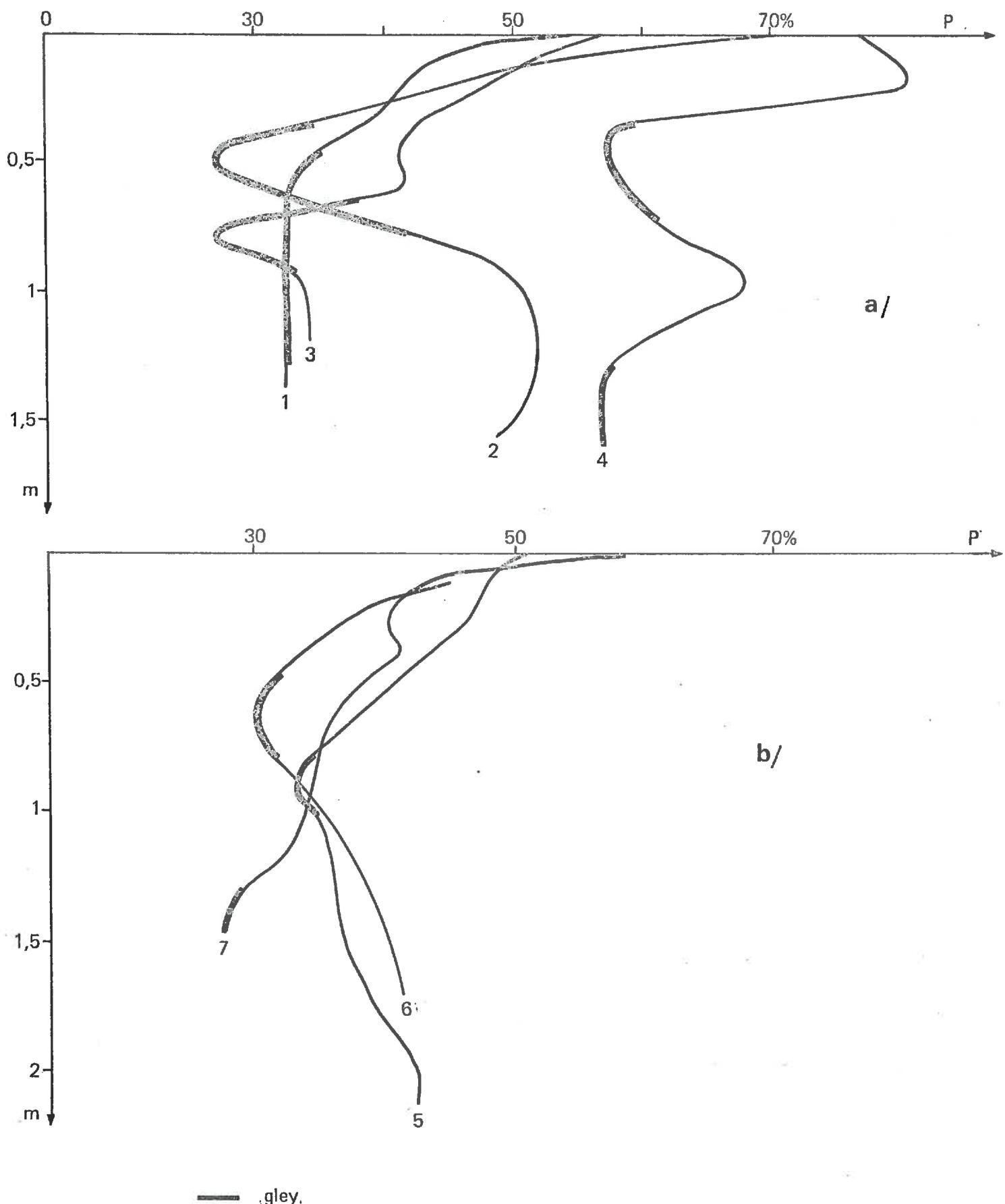


Figure n° 29 : Profils de porosité totale des sols Hydromorphes à gley ou horizon compact équivalent.
a) du domaine ferrallitique (1 = 4-NGAT, 2 = 4-OTT, 3 = 4-GOY, 4 = 4-RM).
b) du nord-Cameroun (5 = KOTI-H, 6 = KOTI-D, 7 = DJOLA-B).

contre le minimum saisonnier est variable d'une saison sèche à l'autre et on ne s'intéressera pas à S pour caractériser la porosité. Mais on étudiera les variations dans l'espace de F.

5.2.1. LA POROSITE EN AIR, OU MACROPOROSITE $G = 1 - h_d - d/D$.

La densité apparente utilisée pour le calcul de G est la densité globale mesurée au densitomètre. La porosité en air comprend donc des gros pores, notamment ceux qui sont créés ou aménagés par l'activité biologique.

Les variations de G du haut en bas des profils et des versants, d'un profil à l'autre de chaque région, et d'une région à l'autre sont très importantes (fig. n° 30).

- Dans les sols forestiers du sud la porosité en air atteint 30-50 points en surface puis décroît à 10-20 points vers 40 cm de profondeur. Elle décroît à nouveau en profondeur jusqu'à 5-10 points ou même moins (sols 1-OTT entre 3 et 5 mètres).
- Dans les sols de l'Adamaoua la porosité en air est au contraire faible dans l'horizon compact superficiel (10 points) puis croît à 20-30 points jusque vers 2 m de profondeur avant de décroître ensuite lentement.

Du sud au nord l'allure des profils de porosité en air se transforme progressivement pour passer du type sud au type Adamaoua. Ces variations de porosité en air sont la cause principale des variations de porosité totale décrites en 5.1.3..

La microporosité varie en effet beaucoup moins au sein des sols étudiés : 30 à 40 points dans les horizons B, 15 points environ dans les horizons A des régions forestières.

5.2.2. LA POROSITE EN EAU AU pF 4,2 (DU SOL REMANIE).

Dans les sols forestiers du sud cette porosité F est d'environ 25 points dans les horizons B (ou la matrice des horizons B caillouteux). Elle descend à 10 points dans les horizons A₁ (qui sont plus sableux). Dans les sols de l'Adamaoua la porosité F varie peu du haut en bas des profils, environ 20 points.

Les variations de F suivent en gros celles de la teneur volumique en argile (cf diagrammes volumiques au chap. 7). Comme ces teneurs volumiques sont obtenues en multipliant par d les teneurs pondérales, cela signifie qu'il existe une corrélation entre humidité pondérale au pF 4,2 et teneur pondérale en argile. Cette relation a été constatée par d'autres auteurs (COMBEAU et QUANTIN 1963).

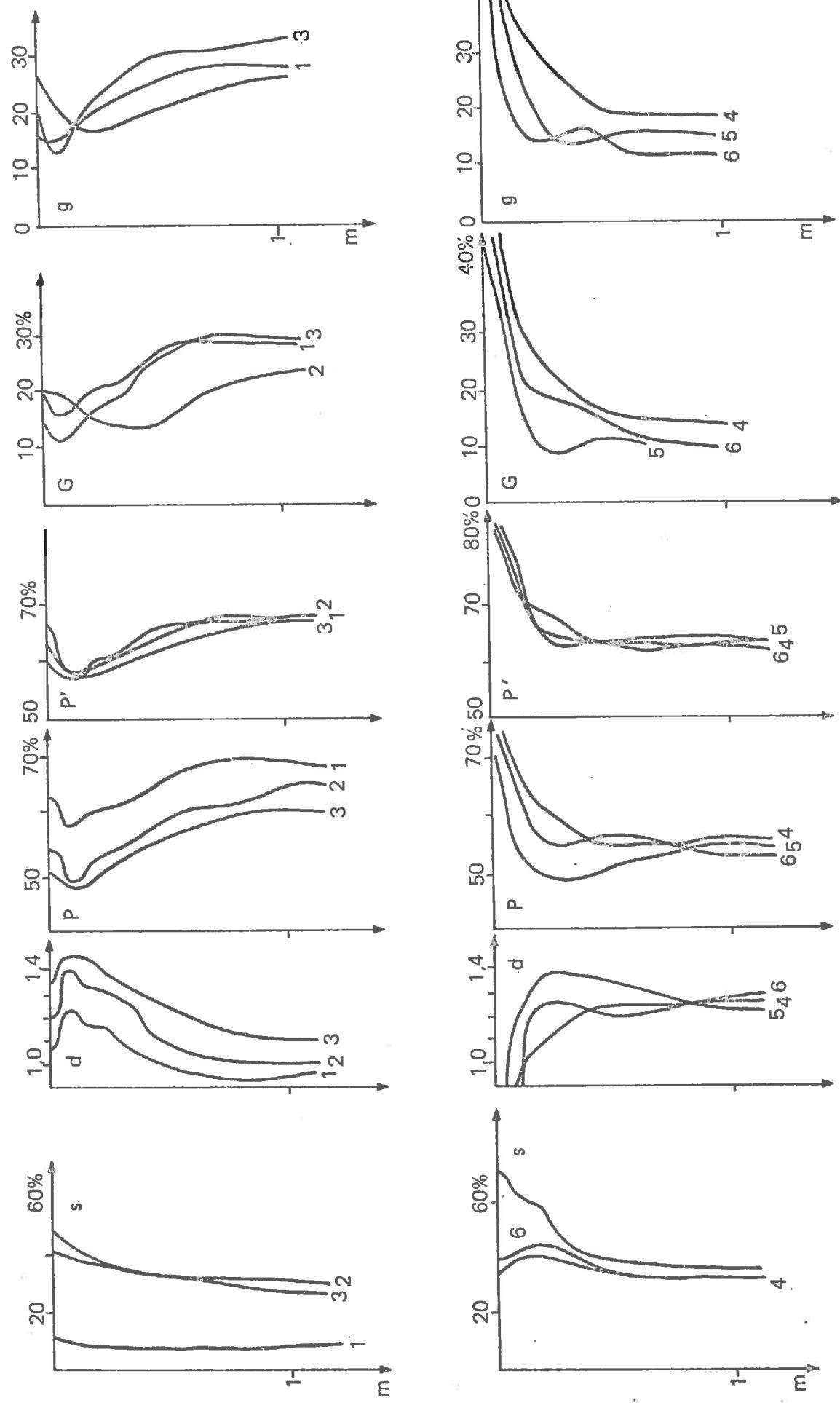


Figure n° 30 : Porosité totale et macroporosité hors squelette.
 s = taux de squelette, d = densité apparente globale, P = porosité totale,
 P' = porosité totale hors squelette, g = macroporosité
 hors squelette.

- a) profils de l'Adamawa : 1 = NGD-RB, 2 = NGD-RG, 3 = NGD-R.
 b) profils du sud-Cameroun : 4 = T-OIT2, 5 = T-MGAT, 6 = T-EBOL.

5.2.3. LES POROSITES EN EXPRESSION HORS SQUELETTE.

Le quartz étant la fraction dominante du squelette (sauf en NGD-RB et BALI-B) la porosité hors squelette P' a été calculée en attribuant à celui-ci une densité réelle de 2,65. Les sables et limons vrais sont exclus du volume total par un calcul indiqué au chapitre 3. Cette porosité hors squelette est le complément de la compacité hors quartz étudiée dans HUMBEL 1974.

Dans chaque région, les profils de porosité hors squelette des sols ferrallitiques coïncident assez bien lorsqu'on les met en superposition (fig. n° 30) : cette coïncidence s'observe par exemple pour un sol sur basalte et un sol sur granite dont les profils de porosité totale sont décalés de plus de 10 points. Par contre, ce profil de porosité hors squelette varie d'une région à l'autre. En outre, les variations verticales de chaque profil de porosité hors squelette sont importantes :

- dans les sols forestiers du sud P' est de 85 points en surface, 72 à 10-15 cm, 64 points entre 0,5 et 2 m de profondeur.
- dans les sols de l'Adamaoua elle est de 59 points dans l'horizon compact puis passe par un maximum de 69 points vers 1 m de profondeur et décroît ensuite, d'abord rapidement puis lentement.

Du sud au nord, l'allure du profil passe progressivement du type forestier au type Adamaoua.

Cette remarquable coïncidence, dans chaque région, des profils de porosité hors squelette fait de celle-ci une intéressante caractéristique des sols Ferrallitiques. Elle signifie notamment que le squelette joue, dans une certaine mesure, un rôle passif d'encombrement dans le développement de leur espace poral. Cette porosité hors squelette représente la porosité moyenne du plasma entre les grains du squelette : elle englobe par conséquent les vides d'assemblage des micropeds individualisés et les pores d'origine biologique, qui sont les principaux constituants de la macroporosité G. On a vu que les variations de cette dernière sont à l'origine des variations verticales de la porosité hors squelette P' (cf. 5.2.1.). L'activité biologique pourrait donc avoir, sur le développement de l'espace poral, une résultante caractéristique de chaque milieu. Les profils de macroporosité hors squelette, g, (cf. calcul en 3.3.2.) sont également assez voisins dans chaque région (fig. n° 30).

En fait, la constance de la porosité hors squelette est moindre dans les horizons très poreux et notamment dans les horizons A_1 des sols de forêt. Dans le détail on constate que plus la matière organique est abondante, plus la porosité hors squelette est élevée (fig. n° 31). Il est donc possible que l'activité biologique ait pour effet d'augmenter à la fois la teneur en matière organique et la porosité totale, ou que de fortes valeurs de celles-ci

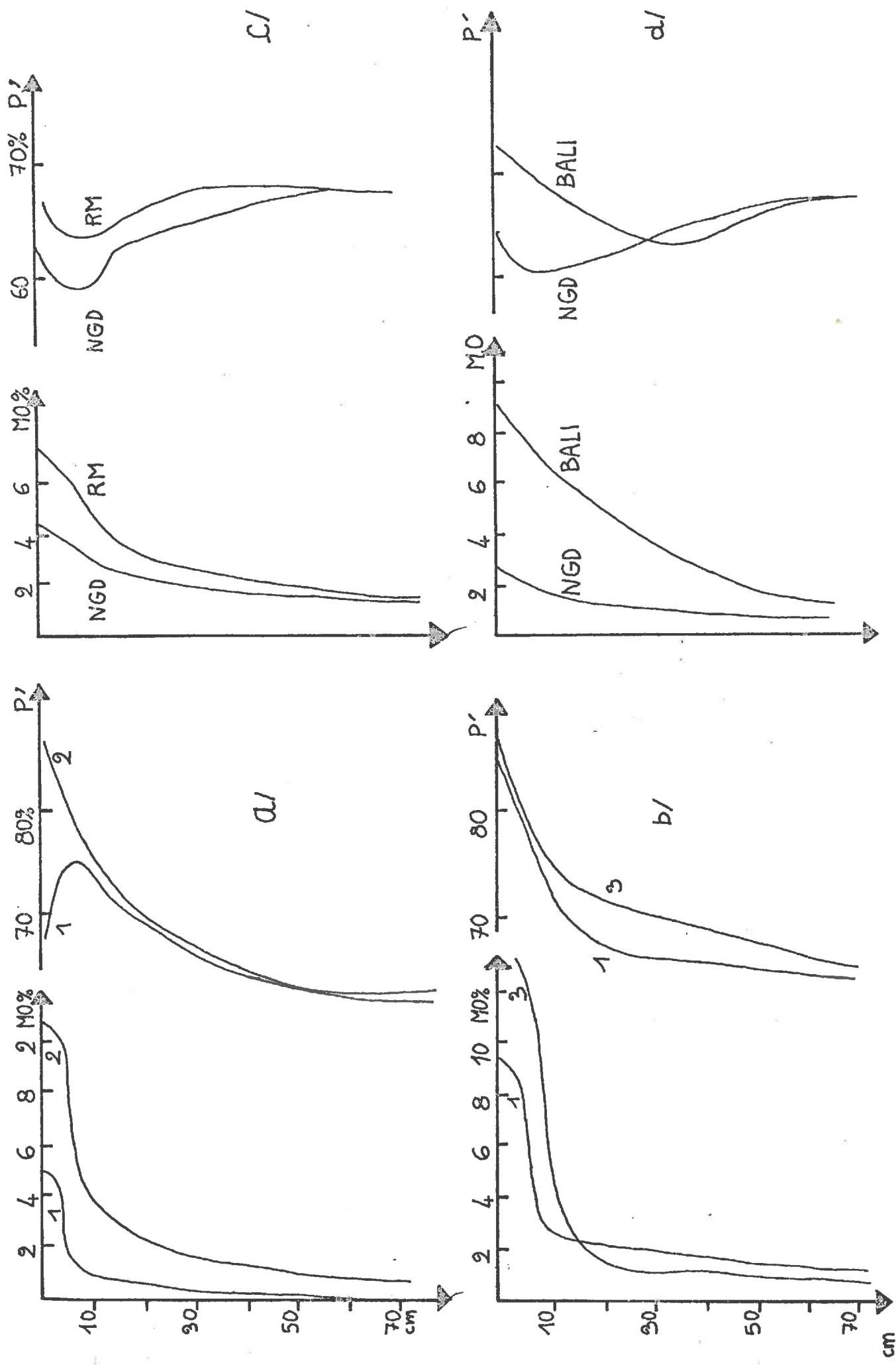


Figure n° 31 : Variations parallèles de porosité hors squelette et de teneur en matière organique.
 a) sol jaune en 1-OTT (2 stations),
 b) sol jaune en 1-EBOL,
 c) sols rouges de l'Adamacoua 1-RM et 1-NGD, d) sols rouges sur basalte : NGD-RB et BALI-RB.

favorisent l'activité biologique. Au contraire, l'horizon supérieur de l'Adamaoua qui est peu travaillé par la faune, est aussi peu humifère et peu poreux (horizon de consistance).

Cette constance de la porosité hors squelette existe aussi pour les horizons de gley des sols Hydromorphes étudiés : alors que la porosité totale varie notablement d'un gley à l'autre, leur porosité hors squelette est remarquablement constante : 60 ± 3 points. Même le gley de 4-RM se rapproche ainsi des autres (63 points).

5.3. COMPARAISON DES POROSITES OBTENUES PAR DIFFERENTES METHODES.

La porosité a été mesurée non seulement à une échelle globale mais aussi sur des mottes et sur un échantillon remanié. La porosité P_m des mottes a été obtenue par deux méthodes : le calcul à partir de la densité apparente mesurée sur ces mottes, dont le résultat est désigné par P_{mc} ; une mesure directe par imbibition de pétrole (résultat P_{mi}). Mais les mottes n'ont été maintenues à leur état d'humidité *in situ* que dans un profil (I-OTT2). Ailleurs les mottes ont été préalablement desséchées à l'étuve de sorte qu'elles ont subi un retrait. La mesure de porosité sur un échantillon remanié est déduite de la détermination de la limite de retrait. Le sol est broyé puis fluidifié puis desséché à l'étuve : une partie de son organisation a donc été modifiée et il a subi en outre un retrait (comme les mottes précédentes).

Les résultats de ces déterminations dépendent d'abord d'erreurs systématiques (cf. 3.2.3.) qui sont dues soit à la déformation des échantillons (action de contraintes mécaniques et du chauffage), soit à l'élimination d'une fraction de sol (radicelle dans la mesure de la densité réelle, la porosité fermée au pétrole dans la mesure de P_{mi}). De plus ces résultats ne caractérisent pas tous les mêmes systèmes de porosité (échelles et échantillons différents) ni le même état du sol (retrait et relaxation). Les résultats obtenus dans les sols étudiés par les quatre méthodes précédentes seront indiqués et on discutera de la signification des différences constatées.

5.3.1. POROSITE MOTTIERE CALCULEE AVEC LES DENSITES dm ET D.

La porosité mottière calculée $P_{mc} = 1 - dm/D$, où dm est la densité apparente de mottes sèches à l'étuve à 105° , a été déterminée sur la plupart des sols étudiés. Deux ou trois répétitions ont été effectuées à chaque profondeur, ces profondeurs étant échelonnées comme pour les mesures au densitomètre. En plus, des répétitions ont été effectuées à une même profondeur en I-OTT sur des mottes non desséchées, de même humidité que les échantillons du densitomètre.

a) Hétérogénéité spatiale.

La dispersion obtenue en 1-OTT sur la densité dmh de mottes humides et sur la densité d (même humidité mais échelle différente) est portée dans le tableau n° 8 :

Tableau n° 8 : Dispersion des mesures de d et dmh en 1-OTT2 (cf. tableau n° 2).

Profondeur		E	i	m	i/2m	x	s	s/x
2 m	d	0,05	0,02	1,25	0,8 %	1,25	0,01	0,8 %
	dmh	0,04	0,03	1,19	1,2 %	1,20	0,002	0,2 %
3,5 m	d	0,22	0,07	1,35	2,6 %	1,36	0,06	4 %
	dmh	0,08	0,05	1,35	1,8 %	1,35	0,03	2 %

Commentaire.

La dispersion est peu différente pour d et dmh. Elle est plus importante en profondeur. Les valeurs moyennes de d et dmh sont peu différentes : donc, pour un même état hydrique les deux méthodes de détermination de la porosité donnent des résultats voisins. S'il y a des erreurs systématiques dans ces mesures elles sont faibles ou se compensent.

Le tableau n° 9 indique les dispersions obtenues dans deux horizons B (un sol jaune et un sol rouge) sur des mesures d et des mesures dmc, ces dernières caractérisant des mottes séchées à l'étuve à 105°.

Tableau n° 9 : Dispersion des mesures de d et dmc (cf. légende du tableau 2).

Profil		E	i	m	i/2m	x	s	s/x
I-KOM	d	0,11	0,05	1,38	1,8 %	1,39	0,03	2 %
	dmc	0,23	0,05	1,56	1,6 %	1,57	0,04	3 %
NGD-RG	d	0,12	0,05	1,03	2,4 %	1,02	0,04	4 %
	dmc	0,21	0,06	1,19	2,5 %	1,20	0,05	4 %

Commentaire.

Les différences sont importantes : la variation de porosité (égale à 1-d/dmc) est de 11 % en I-KOM et de 13 % en NGD-RG. L'étendue de la dispersion est plus importante sur dmc que sur d (influence de quelques cavités de taille relativement grande vis-à-vis des mottes), les autres indices statistiques de dispersion sont voisins.

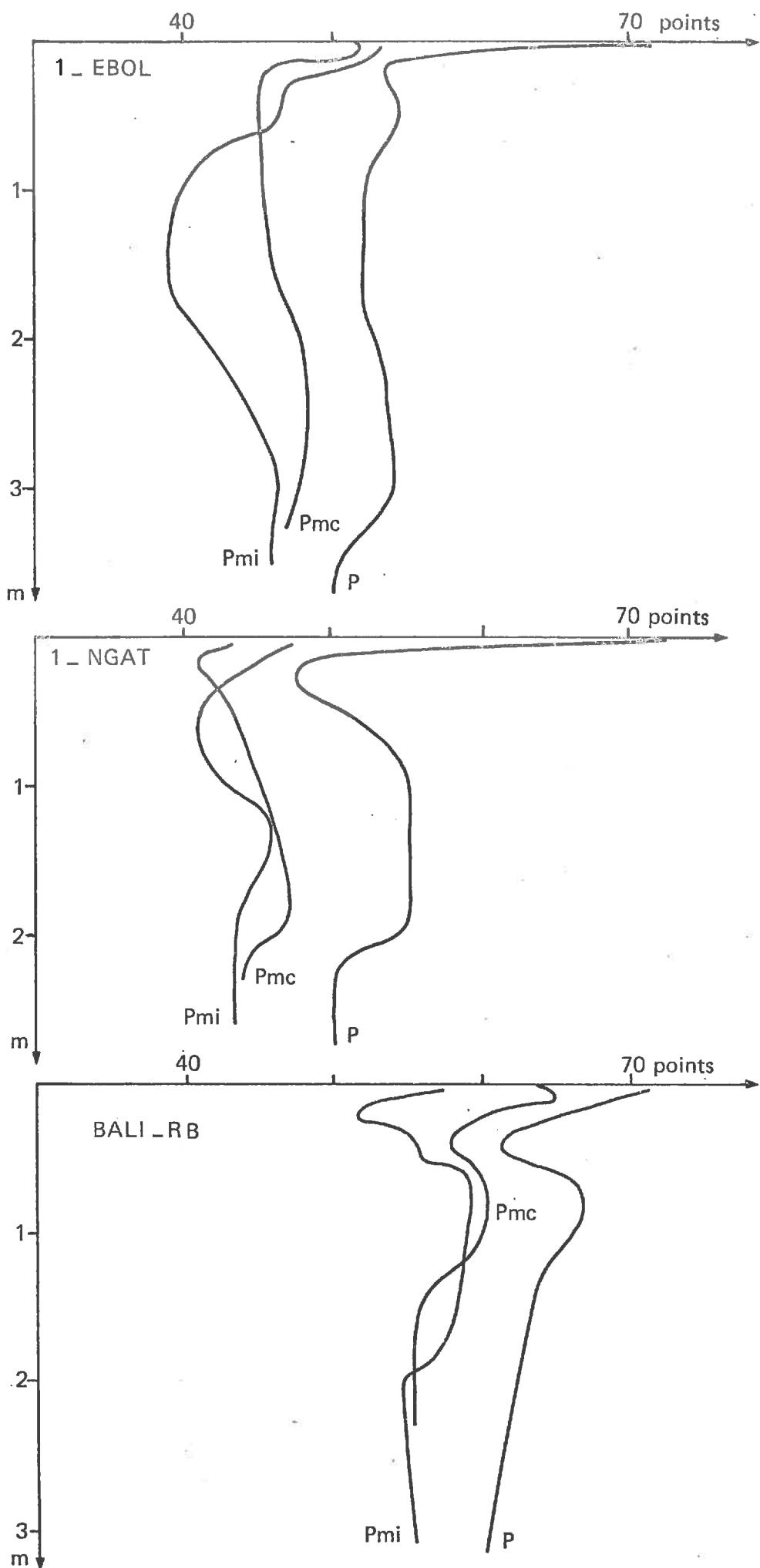


Figure n° 32 : Comparaison des porosités totales (P) et mottières (P_m).
 P_{mc} = porosité calculée avec la densité de mottes.
 P_{mi} = porosité mesurée par imbibition de pétrole.

b) *Variations verticales.*

Les variations verticales de P_{mc} sont moins importantes que celles de P . En particulier P_{mc} est nettement inférieur à P dans les horizons A₁ de forêt dense. Cette différence provient d'abord de l'échelle de mesure : les valeurs P intègrent des cavités exclues des valeurs P_{mc} . En outre P_{mc} est sous-estimé par le choix de mottes cohérentes et P est peut être sur-estimé par suite d'une dilatation de la cavité par la membrane dans ces horizons très sensibles au tassement. Dans les horizons B la différence $d_{mc}-d$ atteint 0,15 soit 6 points de porosité.

5.3.2. *POROSITE Pmi DE MOTTES, MESUREE PAR IMBIBITION DE PETROLE.*

Cette mesure a été effectuée sur cinq sols seulement. Les mottes ayant été séchées à l'étude à 70°, leur porosité est minimum comme pour P_{mc} . Si le retrait entre 70 et 105° est négligeable, la différence $P_{mc}-P_{mi}$ provient d'erreurs systématiques ou de ce que le pétrole n'a pas accès à toute la porosité (dans ce cas $P_{mi} < P_{mc}$). Quelques uns des résultats obtenus sont présentés à la figure n° 32. La différence $P_{mc}-P_{mi}$ est faible et de sens variable :

Dans les horizons A du sol rouge BALI cette différence atteint + 7 %, dans ceux des sols jaunes forestiers elle est au contraire de - 2 % en moyenne : dans le premier cas les matières organiques abondantes réduisent peut être la porosité accessible au pétrole, dans le second l'espace poral pourrait s'altérer lors du chauffage entre 70 et 105°. Enfin dans les horizons B, la porosité P_{mi} est voisine de la porosité P_{mc} , (sauf en 1-EBOL).

5.3.3. *POROSITE D'UNE PATE APRES SON DESSECHEMENT.*

La mesure de la limite de retrait fournit, sous le nom de rapport de retrait, la densité apparente du disque de terre obtenu par dessèchement (chauffage progressif jusqu'à 105°) d'une masse de terre fluidifiée. Cette densité permet de calculer la porosité P_r de ce disque. L'échelle de la détermination de P_r est voisine de celle de P_m .

La différence P_m-P_r est toujours positive. Elle est de 4 à 9 points dans les horizons B (fig. n° 32). Elle diminue et s'annule même dans les horizons de profondeur, humides et plastiques : la compacité de ces horizons est donc comparable à celle d'une pâte de sol.

Interprétation.

Lors de la préparation de la pâte la partie la plus grossière de la macroporosité a été effacée par le broyage et remplacée par une porosité

d'assemblage de grains. Celle-ci a été en partie effacée par la fluidification. La porosité P_r est alors principalement la porosité interne des petits grains tamisés. La différence $P_m - P_r$ représente ainsi une grande partie de la macroporosité des mottes.

5.3.4. LES DIFFÉRENCES OBTENUES ET LEUR SIGNIFICATION.

a) Les différences obtenues.

Les différences entre les porosités P , P_{mc} , P_{mi} et P_r dépendent de l'horizon considéré :

Horizons A_1 de forêt (EBOL et NGAT) :	$P_r \# P_{mc} < P_{mi} << P$
Horizons A_1 des savanes cultivées de BALI :	$P_r < P_{mi} < P_{mc} < P$
Horizons compacts superficiels de NGD :	$P_r \# P_{mc} < P_{mi} < P$
Horizons B meubles, jaunes ou rouges :	$P_r < P_{mi} < P_{mc} << P$
Horizons profonds humides, BC :	$P_r \# P_{mi} \# P_{mc} < P$

b) Critères d'interprétation.

L'interprétation de ces différences fait intervenir des erreurs systématiques, des différences d'échelles, une sélection à l'échantillonnage, éventuellement une forme de relaxation et surtout le retrait au séchage. Ces facteurs combinent généralement leurs effets, de sorte qu'on ne peut mesurer ceux-ci séparément.

a.- Erreurs systématiques : la porosité P_{mi} est sous-estimée relativement à P_{mc} par le fait que le pétrole n'envahit pas tout l'espace poral occupé initialement par de l'air dans la motte desséchée. Elle est au contraire surestimée si le chauffage entre 70 et 105° contracte encore les mottes ou altère leur matière. De même la porosité P est surestimée, dans les horizons A_1 de forêt par suite d'une surestimation de la densité réelle, dans tous les horizons non consolidés par la dilatation de la cavité par la membrane du densitomètre.

b.- Echelle : les résultats P englobent des cavités fauniques qui sont exclus des résultats P_m , lesquels englobent des systèmes de porosité exclus des résultats P_r (qui concernent des grains tamisés). Les systèmes structuraux interviennent peu dans les horizons B meubles dont la structure fragmentaire est, ou peu développée, ou très fine (micropeds).

c.- Echantillonnage : dans les horizons peu cohérents comme les horizons A_1 des sols de forêt et les horizons B rouges des sols du centre-sud et de l'Adamaoua, les mottes sont choisies dans les volumes les plus cohérents, qui sont aussi les moins poreux. Ainsi les résultats P_m sont inférieurs à la porosité moyenne à cette échelle de détermination.

d.- Relaxation : la relaxation consécutive à l'ouverture des fosses n'a pu être mesurée mais elle affecte indifféremment tous les résultats. Mais la relaxation peut se poursuivre lors du morcellement en mottes. Cet effet tend à réduire les écarts entre Pr, Pm et P.

e.- Retrait : le retrait par départ d'humidité au sèchage explique la plus grande partie de la différence entre P et Pm. Si le retrait se poursuit entre 70 et 105° il entraîne $P_{mi} < P_{mc}$.

c) Application aux différents horizons.

L'inégalité $Pr < Pm < P$ n'est jamais remise en question par les effets précédents. Elle indique que le retrait est la cause principale de la différence P-Pm et l'existence d'une macroporosité importante, équivalant à P_{m-Pr} .

Dans les horizons A₁ des sols de forêt humide : P est surestimé, Pm sous-estimé, mais la différence P-Pm reste considérable : elle est due en partie à la différence d'échelle, en partie au retrait. Celui-ci se poursuit entre 70 et 105°, ou plutôt la matière organique s'altère ($P_{mi} > P_{mc}$).

Dans les horizons cultivés des savanes de BALI, les mottes, qui sont noires et riches en matière organique pourraient avoir une porosité peu accessible au pétrole ($P_{mi} < P_{mc}$).

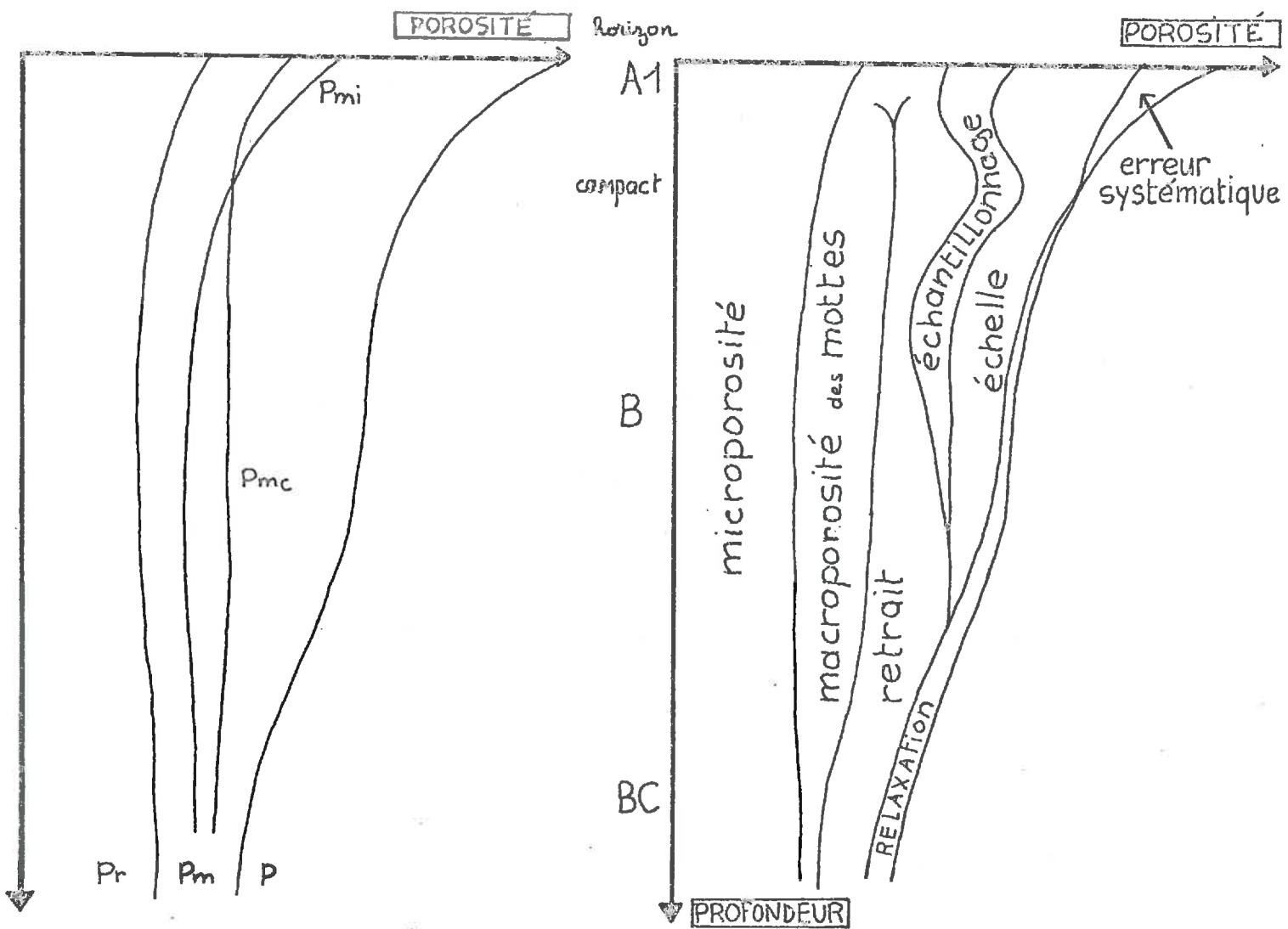
Dans les horizons compacts superficiels des sols de l'Adamaoua, la compacité des mottes est proche de celle d'une pâte ($Pr \approx Pm$) et la différence d'échelle intervient peu (macroporosité réduite).

Dans les horizons B meubles des sols jaunes du sud, le retrait potentiel est important ($P >> Pm$) mais les différences d'échelle jouent peu (cf. 5.3.1. a). De plus la porosité des mottes est peu ouverte ($P_{mc} > P_{mi}$) quoique importante ($Pm > Pr$).

Dans les horizons B meubles des sols rouges de l'Adamaoua, le retrait potentiel est moindre (P peu supérieur à Pm) et la porosité des mottes (noyaux cohérents en majorité) est plus ouverte ($P_{mc} \# P_{mi}$) mais peu importante (Pm peu supérieur à Pr).

Dans les horizons BC profonds humides le retrait est considérable ($P >> Pm$), comme les quantités d'eau emmagasinées. Les différences entre Pr et Pm sont faibles car la macroporosité et la différenciation structurale sont peu importantes.

Ces interprétations sont schématisées sur la figure n° 33.



P = porosité totale globale

P_{mi} = porosité de mottes : P_{mc} = calculée avec la densité de mottes. P_{mi} , mesurée au pétrole

P_r = porosité de la pâte de retrait

Figure n° 33 : Interprétation des différences de porosité suivant la méthode de mesure.

5.4. CONCLUSION.

Il a d'abord été montré sur deux sols du sud, un jaune et un rouge, que les variations saisonnières de la porosité totale mesurée globalement sont faibles, à peine supérieures à la dispersion des résultats (hétérogénéité naturelle). Ces variations dans le temps ont pu être négligées devant les variations de porosité dans l'espace car celles-ci sont au contraire considérables. L'étude de ces variations d'un point à l'autre du domaine ferrallitique a montré que la porosité est une caractéristique significative des sols, non pas tellement par sa valeur absolue, qui dépend beaucoup de la composition de chaque horizon, mais par l'allure de ses courbes des variations verticales, ou profils de porosité :

Dans l'ensemble la porosité décroît du haut en bas des profils et parfois un peu du haut en bas des versants. Toutefois la porosité diminue aussi dans l'horizon de consistance situé presque en surface des sols de l'Adamaoua. D'autre part elle est, en moyenne, plus élevée dans les horizons B des sols rouges que dans ceux des sols jaunes, la différence étant cependant minime. Mais qu'ils soient jaunes ou rouge, les sols Ferrallitiques sont nettement plus poreux que les sols Ferrugineux Tropicaux ou les sols Hydromorphes.

Dans chaque région, les sols les plus poreux sont les plus riches en plasma argileux et dans une moindre mesure les plus riches en matière organique. Le squelette des sols étudiés, qui est principalement quartzeux, ne paraît donc intervenir que par son encombrement : effectivement si l'on rapporte la porosité non plus au volume total mais à celui-ci diminué du volume occupé par le squelette, les profils de porosité des sols de chaque région se superposent assez bien. La porosité hors squelette apparaît alors comme une caractéristique de chaque horizon, en relation avec les facteurs de pédogenèse et notamment les conditions climatiques actuelles. Or les variations verticales de la porosité sont déterminées essentiellement par des variations de la macroporosité, laquelle est, pour une part, importante, de facture biologique. L'incidence du milieu vivant sur le volume poral pourrait donc être relativement quantifiable et significative, du moins à l'échelle globale à laquelle la porosité a été déterminée ici.

Cette valeur significative de la porosité hors squelette existe aussi pour les horizons de gley : en effet si leur porosité totale dépend du sol considéré (de l'ordre de 30 points), leur porosité hors squelette varie peu autour de 60 points. Ces horizons de gley ont ainsi une porosité hors squelette voisine de celle des horizons BC profonds des sols Ferrallitiques, qui sont, comme les gley, humides et plastiques. L'horizon compact sub-superficiel des sols de l'Adamaoua a aussi une porosité hors squelette

équivalente (58 à 62 points) mais il s'agit là d'un horizon beaucoup plus sec.

Les porosités obtenues par quatre méthodes ont été comparées. Les plus grandes différences s'observent entre échantillons maintenus à leur état d'humidité naturel et échantillons desséchés complètement à l'étuve. Le retrait qui accompagne le départ de l'humidité lors du chauffage est donc le principal phénomène qui provoque les différences constatées. Mais d'autres facteurs interviennent aussi, notamment la relaxation, les différences d'échelle, l'échantillonnage, les erreurs systématiques. L'influence de ces différents facteurs a été pondérée horizon par horizon. Ainsi par exemple, les différences dues à l'échelle des mesures proviennent non pas d'un emboîtement d'unités structurales mais de la taille des cavités fauniques, et elles varient avec la répartition de celles-ci.

Les différences entre porosité globale P du sol *in situ* et porosité P_m de mottes séchées complètement peuvent être attribuées en grande partie au retrait, et elles peuvent donc servir à estimer (par excès) le retrait potentiel des sols étudiés. Ainsi cette analyse critique des résultats renseigne déjà sur le comportement de l'espace poral. Le chapitre 6 rassemblera l'ensemble des informations recueillies, fortuitement ou volontairement, sur ce comportement.

Chapitre 6

ÉTUDE DE L'ESPACE PORAL PAR DES TESTS DE COMPORTEMENT

Les réactions du sol à des contraintes naturelles ou imposées dépendent de la composition et de l'organisation de celui-ci, et par conséquent de sa phase aqueuse et de son espace poral. Elles se traduisent par un réarrangement de l'humidité et de la porosité. Ces comportements peuvent se manifester spontanément lors de manipulations, ou être volontairement suscités par des tests, ou se réaliser réellement *in situ*. Leur étude est considérée ici comme un moyen indirect de caractérisation de l'espace poral, notamment des déformations qu'il subit au cours des mesures (erreurs systématiques).

On décrira ici successivement quelques comportements d'échantillons remaniés et des comportements d'échantillons intacts, ou même du sol en place. L'utilisation des mesures de perméabilité pour caractériser le réseau de pores ouverts à la circulation des fluides fera l'objet d'un chapitre séparé (chap.7). Enfin, la dynamique saisonnière de l'eau à l'échelle de l'interfluve, qui est un comportement naturel, sera reportée au chapitre 8.

6.1. COMPORTEMENTS D'ECHANTILLONS REMANIES.

Certaines caractéristiques du sol sont mesurées sur des échantillons broyés, tamisés séchés, c'est à dire sur un assemblage de grains. Comme les niveaux d'organisation plus grands que ces grains ont été détruits, la cause principale d'hétérogénéité est éliminée et les résultats obtenus ont l'avantage d'être peu dispersés. Ils ne sont pas directement transposables au sol intact, mais ils renseignent sur le comportement de sa matière, ou du moins sur celui de petites unités morphologiques, celles qui sont conservées au cours des manipulations. On indiquera ici les valeurs prises dans les sols étudiés par deux types de repères d'*humidité pondérale* déterminés sur échantillons remaniés : les limites du comportement mécanique (retrait, plasticité, liquidité) et la rétention d'eau à différentes pressions (pF 4,2 pF 3,0 et pF 2,5).

6.1.1. LIMITES DE RETRAIT, DE PLASTICITE ET DE LIQUIDITE.

Les repères d'*humidité pondérale* appelés limite de retrait LR, limite de plasticité LP, et limite de liquidité LL (cf.3.4.1.) ont été déterminés sur des échantillons remaniés des sols étudiés. En particulier les graviers et quelques sables grossiers sont éliminés par le tamisage à 0,5 mm. Ces repères caractérisent logiquement le comportement de la matière

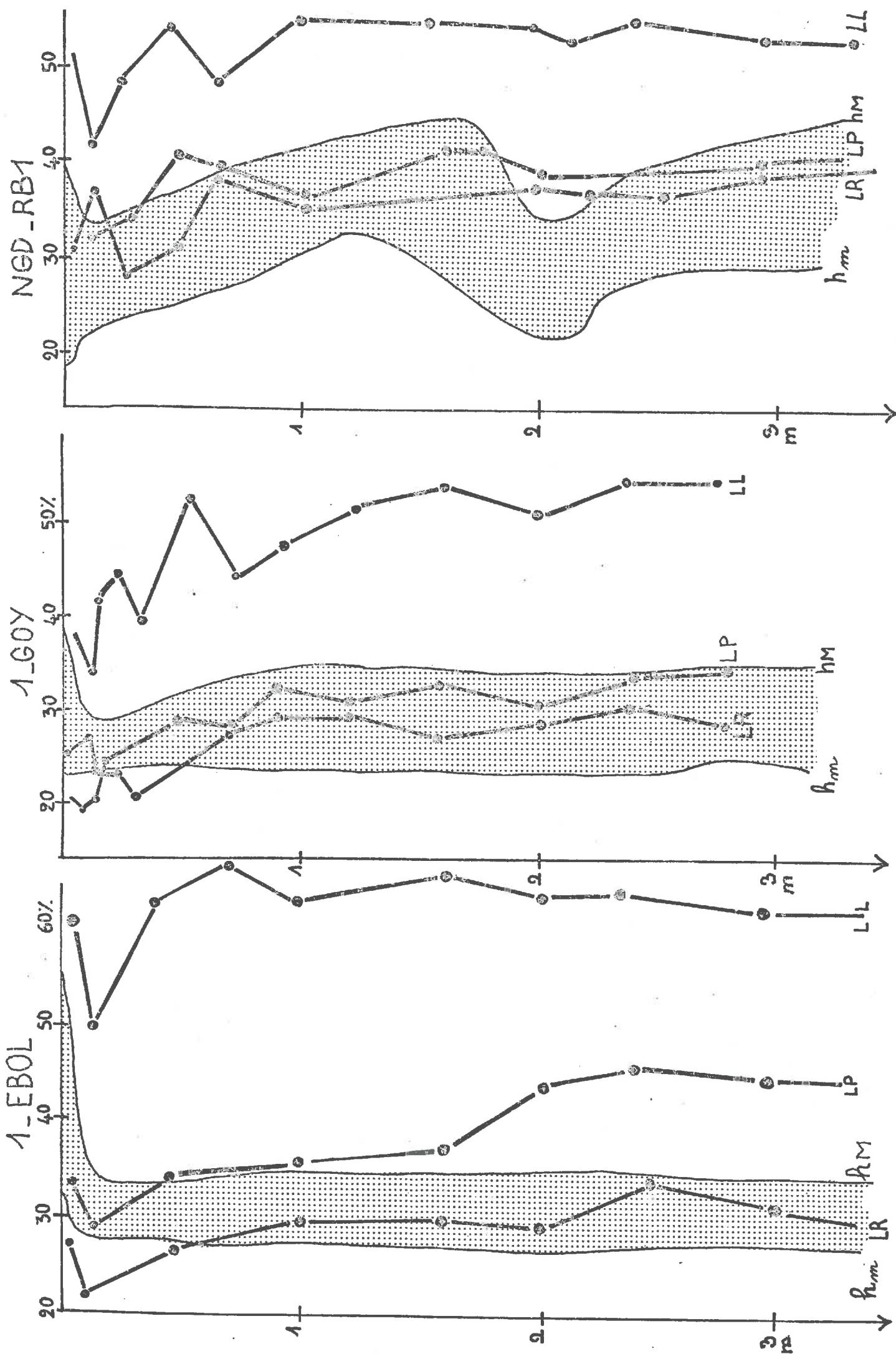


Figure n°34 : Comparaison des humidités repères de comportement et des extrêmes saisonniers d'humidité en 1972 (expressions pondérales). LR , LP , LL = Limites de retrait, plasticité, liquidité. h_m et HM = minimum et maximum saisonniers.

de ces sols, (ou celui de très petites unités d'organisation) mais non celui du sol intact. Les valeurs obtenues montrent qu'il en est effectivement ainsi :

a) *Limite de retrait LR (fig.n°34).*

-*Sols jaunes* : La limite de retrait est, dans les horizons B, voisine de 30% (25% en NGAT). Dans les horizons A, elle est un peu inférieure. Vers 15 cm de profondeur, c'est à dire au contact des horizons A et B, elle passe par un minimum de 23-28% (sauf en NGAT, sol modifié par la culture et l'hydromorphie). Dans les horizons Bs ou BC elle augmente un peu (fortement et brusquement en 3-EBOL dans la matrice de l'horizon concrétionné), pour atteindre 35%. La teneur de l'horizon en squelette (rigide) ne paraît pas intervenir nettement dans ces variations.

-*Sols rouges* : La limite de retrait est inférieure à 30% dans les horizons B jusqu'à deux ou trois mètres de profondeur, sauf dans les sols sur basalte où elle approche au contraire 40%. Elle est faible également dans les sols clairs de l'Adamaoua. En profondeur elle dépasse un peu 30%. En MEDAL, elle est plus faible sous forêt que sous savane.

-L'humidité LR est, dans les horizons B des sols jaunes et des sols rouges, supérieure à l'humidité minimale de saison sèche. Or même en saison sèche ces horizons se fissurent après ouverture des fosses et leurs mottes subissent un retrait considérable au séchage. Par conséquent si l'existe une limite de retrait du sol en place elle est inférieure à cette humidité minimale. La limite LR est donc très surestimée pour représenter le comportement du sol en place.

b) *Limites de plasticité, LP, et limite de liquidité, LL (fig.n°34).*

La limite de plasticité LP est généralement supérieure de quelques points à la limite de retrait LR, la différence LP-LR augmentant en profondeur jusqu'à 15 points. La limite de liquidité LL est de l'ordre de 50-60 points dans les horizons A et B. Elle augmente aussi en profondeur, jusqu'à 70-80 points. Dans les sols jaunes du sud, LP et LL passent, comme LR, par un minimum au contact des horizons A et B (en EBOL 50 points pour LL, 30 pour LP).

= Dans les horizons A1 des sols rouges, LP devient souvent inférieur à LR: cette particularité peut être attribuée à une inhibition du gonflement par la matière organique (augmentation de LR) et à l'encombrement des sables (diminution de LP : moins d'eau nécessaire pour rendre le sol plastique, puisqu'il y a moins d'argile).

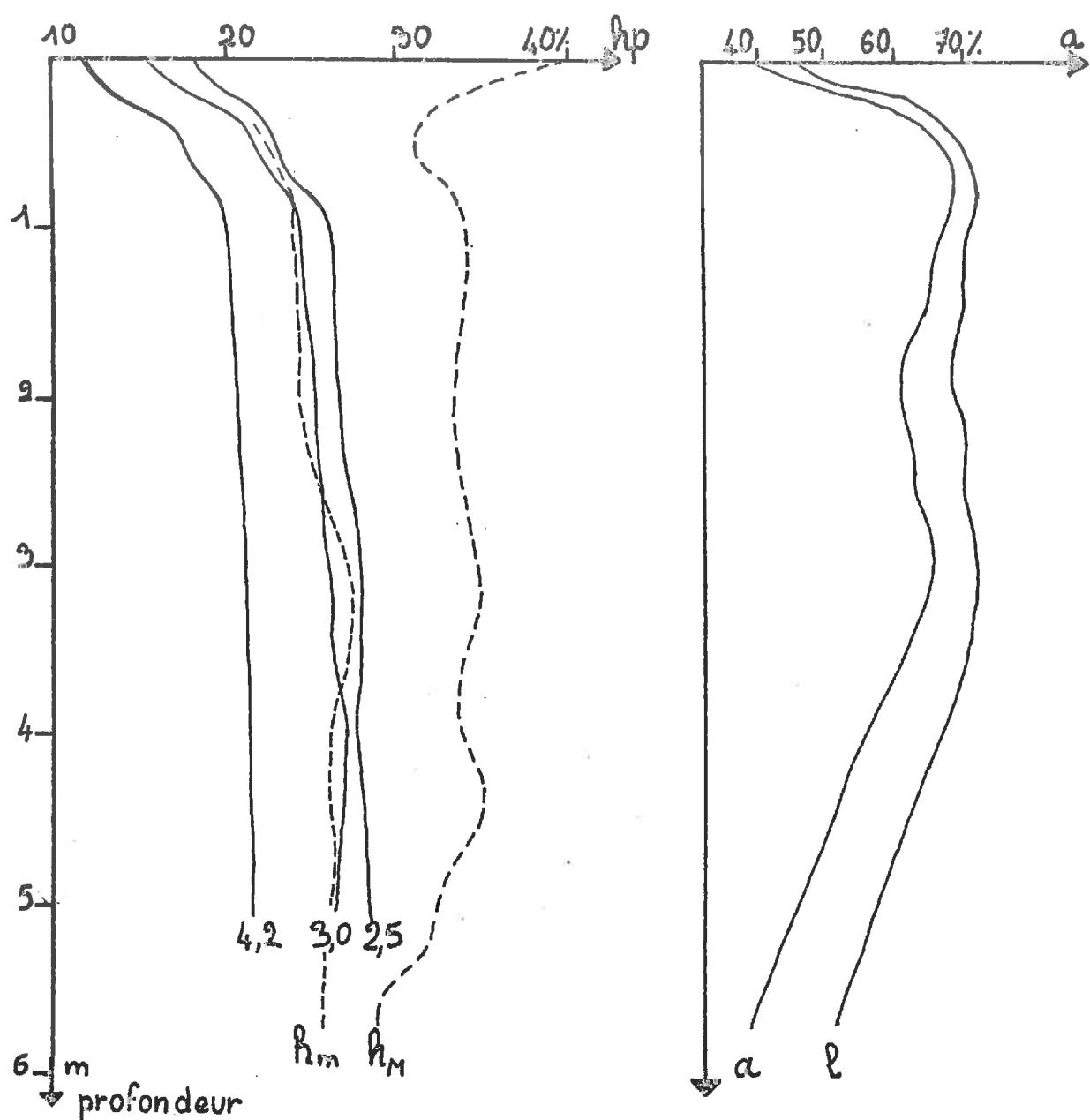
L'humidité LP est, dans les horizons B jaunes, supérieure à l'humidité maximale saisonnière, dans les horizons B rouges elle est inférieure ou égale. Dans tous les cas, sauf parfois dans l'horizon humifère, elle est supérieure à l'humidité minimale saisonnière. Or la manipulation du densitomètre à membrane (cf. 6.2.1.) montre que les sols jaunes ont, dans la gamme d'humidité parcourue saisonnièrement, un comportement en partie élastique, en partie plastique. Par conséquent l'humidité LP est trop élevée pour situer la limite au dessus de laquelle le sol en place commencerait à présenter un comportement plastique.

Dans les horizons rouges à micropeds individualisés les déformations résultent plutôt de la friabilité de l'assemblage élémentaire que d'un comportement véritablement plastique. Dans l'horizon compact des sols de l'Adamaoua le dessèchement saisonnier est assez poussé et le comportement du sol est alors principalement élastique. L'humidité LP, qui est supérieure à l'humidité minimale, peut coïncider alors avec l'apparition du comportement plastique.

L'humidité LL est inférieure à l'humidité pondérale à saturation (mesure directe cf. 3.3.1., ou valeur P/d) dans les premiers décimètres du sol, nettement supérieure ensuite. Or les tests de comportement à l'humectation indiquent au contraire que les mottes provenant des horizons supérieurs gardent à saturation leur cohésion tandis que celles qui proviennent d'horizons plus profonds (au-dessous de 2m) s'effondrent. Il y a donc discordance entre ce comportement de mottes in situ et celui des échantillons remaniés. En particulier, les mottes des horizons profonds sont fluidifiées lorsqu'elles sont saturées, c'est à dire à une humidité très inférieure à LL. L'humidité LL est donc trop élevée pour représenter un comportement des mottes et on constate qu'il n'y a pas in situ de fluidification des horizons saturés d'eau.

c) Commentaire :

Les repères de comportement précédents n'ont pas toujours un sens pour le sol en place et, lorsqu'ils en ont un, leur valeur est alors en général trop élevée pour rendre compte des comportements réels. D'ailleurs ces repères caractérisent le comportement des constituants du sol, ou celui de petites unités d'organisation, celles qui sont conservées au cours



4,2 - 3,0 - 2,5 : valeurs de ρF

h_m , h_M : humidités minimale et maximale saisonnière

a, l : taux pondéraux d'argile et d'argile + limon fin

Figure n°35 : Comparaison des humidités de rétention et des humidités aux extrêmes saisonniers en 1-GOY.

des manipulations. Or les proportions des différents constituants ont été un peu modifiées par le tamisage initial et certains de ceux-ci, comme le squelette rigide, jouent un rôle passif d'encombrement (le plasma emballé totalement les grains de sable, sauf dans les horizons A, des sols jaunes). C'est pourquoi les expressions hors squelette des repères précédents donnent des résultats beaucoup plus groupés entre sols différant par leur teneur en sable quartzeux (NGD-RB et NGD-RG par exemple).

6.1.2. RETENTION D'HUMIDITE A DIFFERENTES PRESSIONS (fig.n°35).

Les humidités aux pF 4,2, 3,0 et 2,5 ont été déterminées sur des échantillons tamisés et séchés à l'air (cf. 3.3.1).

La différence entre humidités retenues au pF 4,2 et au pF 3,0 est à peu près de 3 à 6 points dans les horizons B et elle augmente parfois en profondeur (au-dessous de 6m) jusqu'à atteindre 10-15 points. Ces humidités sont toujours inférieures à la limite de retrait, laquelle est même encore un peu supérieure à l'humidité au pF 2,5.

La figure n°35 permet de comparer, dans le profil 1-GOY, les humidités retenues à ces trois pF par les échantillons remaniés et les humidités contenues par le sol *in situ* aux extrêmes saisonniers : l'humidité contenue en saison sèche d'année normale (1972) est voisine de celle retenue au pF 3,0. En saison des pluies elle est 1,25 fois l'humidité au pF 2,5 mesurée sur échantillons remaniés (MULLER et HUMBEL 1975). Dans les autres sols l'humidité de saison sèche est aussi égale (ou un peu supérieure) à l'humidité au pF 3,0, sauf dans l'horizon compact superficiel des sols de l'Adamaoua où elle descend même au dessous du pF 4,2 (HUMBEL 1974).

Commentaire : Ces résultats renseignent sur la porosité fine des sols, celle qui retient l'eau aux différentes pressions exercées. Bien qu'ils soient obtenus sur des échantillons remaniés, ils ont une signification pour le sol en place et sont moins affectés par le broyage initial que les repères de comportement mécanique précédents. Les valeurs élevées des humidités retenues aux différents pF sont en accord avec la texture argileuse des sols étudiés et témoignent de la finesse des pores.

6.1.3. CONCLUSION.

Les humidités repères de comportement, mesurées sur échantillons séchés, broyés, tamisés ne sont pas toujours applicables, directement et en valeurs absolues, au sol en place. Certaines d'entre elles (LR, humidités pF) sont en accord avec les propriétés du sol dont elles dépendent (teneur en plasma, finesse des pores) ou avec le comportement observé, d'autres (LP, LL) sont plus ou moins en contradiction. La signification de ces repères n'est donc pas simple et on s'intéressera plutôt au comportement d'échantillons intacts, ou mieux, du sol en place.

6.2. COMPORTEMENTS D'ECHANTILLONS INTACTS OU DU SOL EN PLACE.

Trois sortes de réactions du sol, ou d'échantillons intacts de sol, ont été déterminées :

- 1- Les déformations provoquées par des contraintes mécaniques de pression, ou par une modification de ces pressions. Leur étude nécessite de connaître la pression subie *in situ* et elle sert à détecter les erreurs systématiques provoquées éventuellement par les manipulations. On distinguera successivement les déformations provoquées par la densitomètre à membrane, par l'ouverture des fosses ou le morcellement en mottes, par la pénétration verticale d'une pointe.
- 2- Le retrait résultant du départ de l'humidité provoqué par le chauffage de mottes à l'étuve à 105°. Sa mesure permet d'estimer le retrait potentiel du sol auquel on comparera le retrait saisonnier réel (estimé en 5.1.2.).
- 3- La résistance offerte au passage de l'eau dans les conditions des tests de perméabilité Muntz et directionnelle. La connaissance des conductivités hydrauliques en régime saturé renseigne directement sur les écoulements réels, du moins là où la saturation est réalisée *in situ*. Mais elle renseigne aussi sur l'organisation et les caractéristiques du réseau poral.

6.2.1. CONTRAINTES MECANIQUES.

Au chapitre 5, les réactions du sol aux manipulations ont été considérées seulement comme des causes possibles d'erreurs systématiques sur les résultats des mesures de porosité. Ces réactions vont être étudiées maintenant dans le but de caractériser le comportement *in situ* du matériau sol et donc celui de l'espace poral.

La grande fragilité de l'organisation des horizons ferrallitiques aux contraintes de pression est évidente dans les horizons A des sols forestiers : le piétinement (pression 0,5 bar) comprime l'horizon humifère qui devient imperméable (la perméabilité est réduite parfois au centième après application des pieds); de même, à EBOL en saison des pluies le pénétromètre utilisé a pénétré jusqu'à 20cm de profondeur sous l'action de son propre poids (pression 2 bar). Dans les horizons B une déformation notable du système poral est mise en évidence par des anomalies dans les résultats de mesure, notamment au densitomètre à membrane. Ce comportement résulte de la plasticité (sols jaunes) ou de la friabilité (sols rouges) de ces horizons, propriétés que laissaient prévoir leur forte teneur en argile (45 à 90%), et en eau (40% en volume), ainsi que leur porosité considérable (50 à 65%). Mais pour juger de l'importance des contraintes exercées au cours d'une manipulation il faut d'abord connaître les pressions existant *in situ*.

a) *La pression subie in situ.*

La variation saisonnière d'humidité étant faible devant le stock d'eau contenu en saison humide (cf.chap.8), la pression pédostatique *in situ* varie peu au cours de l'année. Elle est obtenue en intégrant, depuis la surface du sol, le profil de densité apparente humide, d_h , (cf. chap. 3). La part due à la matière sèche est obtenue soit en soustrayant la pression due au poids de l'eau contenue (humidité volumique), soit en intégrant directement le profil de densité sèche. La figure n°36 présente les profils de pression pédostatique de deux sols dépourvus d'horizon caillouteux, le sol jaune 1-KOM qui est parmi les plus denses et le sol rouge 1-MEDAL qui est parmi les plus légers : la pression totale *in situ* atteint 1 bar à 5,4 m en 1-KOM et à 6,6 m en 1-MEDAL. (respectivement à 6,5 m et à 8,9 m pour la seule pression de la matière sèche).

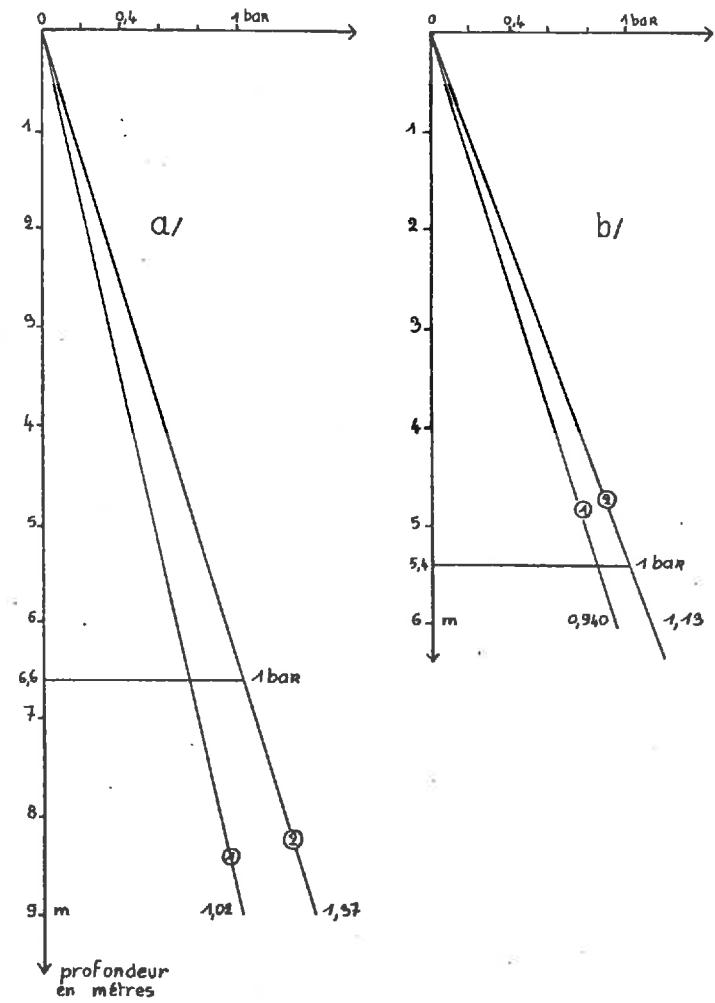


Figure n°36 : Pression pédostatique dans un sol jaune et dans un sol rouge.

a) sol rouge 1-MEDAL, b) sol jaune 1-KOM
1 = pression de la matière sèche
2 = pression du sol humide.

La pression moyenne exercée par le poids de la végétation est minime, même dans le cas de la grande forêt équatoriale. Cette pression due au poids (humide) des parties aériennes et des parties souterraines est exercée par l'intermédiaire des racines principales. Elle est donc irrégulièrement répartie et la végétation est doublement facteur d'hétérogénéité : pour la porosité (cf. 5.1 et 3.4.) et pour la pression. Quelques données sur le poids (et le volume) des couvertures végétales sont rassemblées dans BOISSEZON et al. (1973) et HUMBEL, MULLER, RIEFFEL (1974) :

Le poids humide de la grande forêt dense est compris entre 250 et 600, voire 1200 tonnes par hectare. Celle de son système racinaire est au maximum 90t/ha. La pression verticale qu'elle exerce est en moyenne de 5 millibars seulement. Si on la suppose appliquée sur 5% de la surface, elle atteint 0,1 bar, pression équivalant à celle du poids de 50cm de sol.

b) *Déformations élasto-plastiques.*

La manipulation du densitomètre montre que la pression critique, au delà de laquelle le comportement des sols étudiés ne peut plus être considéré comme uniquement élastique, est faible : moins de 0,1 bar pour les horizons A₁ des sols forestiers, moins de 0,2 bar pour les horizons B. De même la pression au delà de laquelle la cavité continue à se déformer lorsqu'on maintient la pression, n'est pas très élevée : 0,4 bar pour certains horizons A₁ (0,14 bar pour l'horizon A₁ du sol KOTI-D travaillé par les vers), 0,6 bar en certains points des horizons B. Par conséquent l'intervalle des pressions assurant une application correcte de la membrane sur les parois de la cavité sans provoquer pour autant une déformation inacceptable, est réduit : 0,2 - 0,3 bar pour les horizons A₁, 0,2 - 0,4 bar pour les horizons B. Ces pressions se situent dans un domaine de comportement élasto-plastique, c'est à dire qu'après cessation de la contrainte le volume de la cavité ne revient pas complètement à sa valeur initiale. Par exemple le volume d'une cavité de 2 000 cm³ augmente de 30 cm³ lorsque la pression appliquée croît de 0,1 à 0,4 bar, puis redescend à 2 015 cm³. Par contre, si l'on maintient pendant plusieurs minutes une même pression le volume n'augmente pas nettement en fonction du temps (sauf au voisinage de la pression de rupture).

Les mesures de volume de cavités pour la détermination de la densité apparente ont été faites en appliquant, avant et après creusement, trois pressions croissantes successives (0,1 à 0,4 bar), pendant un court instant, de l'ordre de la seconde. La cavité ayant été ensuite approfondie pour une autre mesure (cf. chap. 3.1.), les parois de la première cavité ont ainsi subi six applications de pression successives et celles

de la seconde trois applications. A ces pressions s'ajoutent, dans d'autres directions, celles exercées par l'ancrage de la plaque de base et le poids de l'opérateur sur celle-ci (0,1 bar pendant 20 secondes), sans tenir compte des pressions exercées antérieurement par le choc des outils et le poids des terrassiers.

La déformation des parois lors de la manipulation du densitomètre a été d'abord mise en évidence par des écarts de résultat entre deux mesures de densité apparente sur cavités emboîtées (densités d_1 et d_2). Par exemple (tableau n° 10) :

Tableau n° 10 : Déformations par la pression du densitomètre
(repères volumétriques V_0 , V_1 , et V_2 en cm^3)

	<u>exemple 1</u>				<u>exemple 2</u>			
pression	0,1	0,2	0,3	ΔV	0,2	0,3	0,4	ΔV
V_2	1700	1717	1728	28	1950	1965	1975	25
V_1	864	872	880	16	1100	1110	1118	18
V_0	109	132	146	37	175	192	202	27
$V_2 - V_1$	836	845	848		850	855	857	
$V_1 - V_0$	755	740	734		925	918	916	
$V_2 - V_0$	1591	1585	1582		1775	1773	1773	

ΔV désigne la variation des volumes V_0 , V_1 , V_2 entre les pressions extrêmes appliquées.

Dans l'exemple 1 $dh = 1,38$ (1ère cavité) et $1,42$ (2è cavité)

$ds = 1,08$ " $1,11$ "

Dans l'exemple 2 $dh = 1,64$ " $1,68$ "

$ds = 1,24$ " $1,26$ "

Commentaire :

La densité est plus élevée dans la cavité inférieure; $V_2 - V_1$ croît avec la pression alors que $V_1 - V_0$ décroît au contraire (ainsi que $V_2 - V_0$); la déformation (élastique + plastique) est plus forte, même en valeur absolue, en V_0 qu'en V_2 et surtout qu'en V_1 ; cette déformation croît moins vite que la pression (plus entre 0,1 et 0,2 qu'entre 0,2 et 0,3 etc..).

Ces anomalies se reproduisent dans tous les couples de mesure, sauf en surface où $d_2 \gg d_1$ et là où le profil densimétrique marque une très forte décroissance de la densité en fonction de la profondeur. Elles traduisent donc un comportement systématique, en milieu homogène, qui peut être interprété de la manière suivante (fig. n° 37).

- la déformation est plus grande dans le cas d'une pression verticale :
 $\Delta V_0 > \Delta V_1$ et $> \Delta V_2$
- la contre pression exercée par la plaque de base provoque un bombement des parois de la cavité, bombement dont la flèche croît avec la profondeur de celle ci ($d_2 > d_1$), et que la pression exercée par la membrane corrige proportionnellement à la surface d'application ($\Delta V_2 > \Delta V_1$).

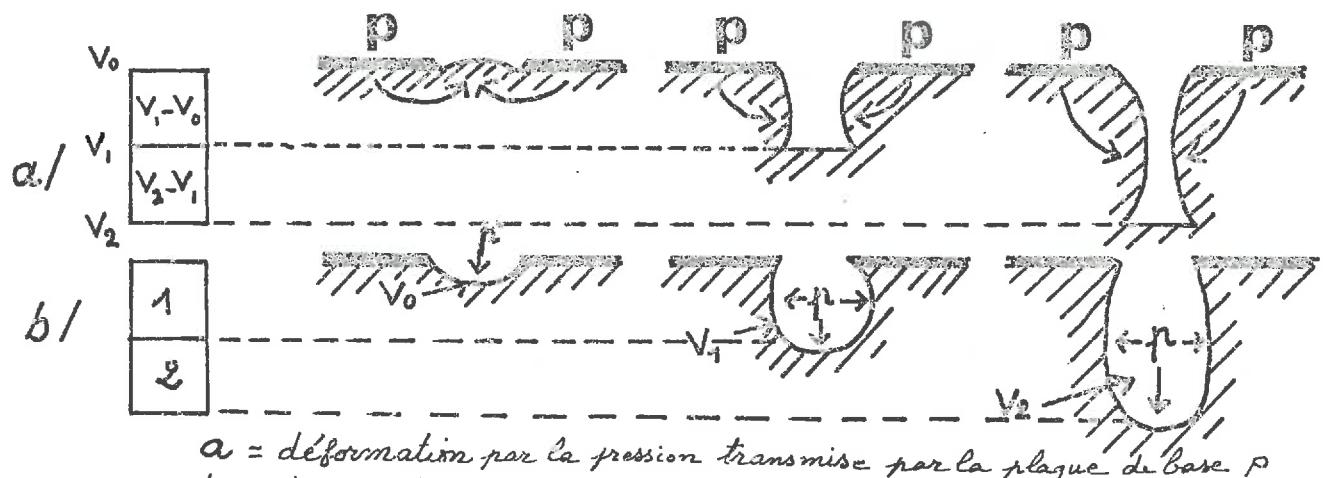


Figure n°37 : Déformation de la cavité lors de la manipulation du densitomètre à membrane.

Il ne semble pas que l'écrouissage des parois de la cavité par répétition des pressions appliquées et la relaxation résultant de la modification des tensions internes, interviennent de façon sensible dans les anomalies de mesures précédentes. Ces phénomènes ne sont cependant pas négligeables dans certaines conditions qui ont été étudiées en collaboration avec J.M. RIEFFEL et J. BARBERY.

c) Ecrouissage par répétition de pressions.

1. Répétition de pressions dans une même cavité. Des pressions successives de 0,1 à 0,4 bar ont été appliquées sur les parois d'une cavité, en revenant à chaque fois à zéro, et l'opération a été répétée (tableau n° 11) :

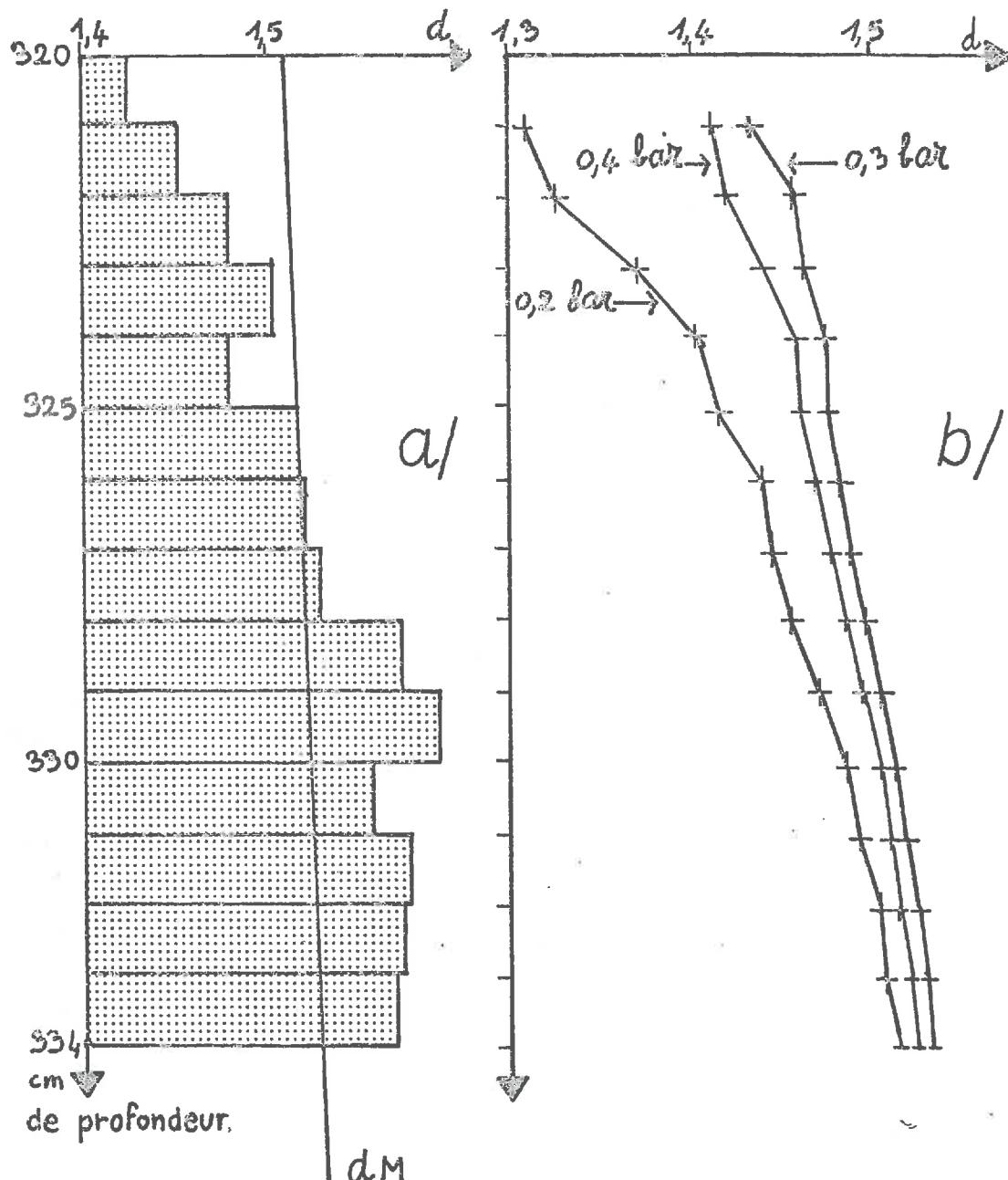


Figure n°38 : Modification des résultats de densité apparente par
bombement et écrouissage des parois de la cavité
(d_M = profil densimétrique moyen)

- a) densité apparente par tranche (moyenne de d à 0,3 et 0,4 bar)
- b) densité apparente cumulée depuis la surface de la cavité (profondeur, 3,2 m)

Tableau n° 11 : Volume d'une cavité soumise à des séries de pressions.

Essai n°	1	2	3	4	5
pression 0,1	2125	2142	2147	2149	2144
0,2	2142	2157	2160	2161	2160
0,3	2160	2166	2170	2172	2169
0,4	2170	2172	2175	2177	2177

Commentaire : Le volume augmente un peu, mais de moins en moins. Il y a donc écrouissage, avec stabilisation de la déformation plastique dès la 3^e répétition.

2. Répétition de pressions avec approfondissement de la cavité. Dans un sol homogène (I-OTT 2 à 3,2m de profondeur en saison des pluies) les pressions précédentes ont été appliquées, mais en approfondissant la cavité de 1 cm entre chaque série. Les densités apparentes des tranches centimétriques successives sont indiquées sur la figure n°38 : la densité apparente croît d'abord de haut en bas puis elle se stabilise à partir de la 8^e série d'applications. Or s'il se produisait uniquement un bombement des parois, croissant avec la profondeur de la cavité, la densité devrait continuer à augmenter. Il y a donc eu, en plus, écrouissage de la terre des parois.

d) *Relaxation lors du morcellement en mottes.* Si le sol se comprime lorsqu'il est soumis à une pression, il doit pouvoir inversement se détendre lorsque les contraintes naturelles qu'il subit sont supprimées. Or du fait de l'épaisseur de ces sols, la pression pédostatique est élevée à leur base (cf. 6.2.1. a). La possibilité d'une relaxation consécutive à l'ouverture des fosses, ou même lors du morcellement des échantillons en mottes, a donc été envisagée dans ces sols.

La relaxation peut se produire presque instantanément au moment du creusement : ce phénomène n'a pu être mis en évidence. Une relaxation lente, se poursuivant après ouverture de la fosse ou de la cavité ne paraît pas se produire; en effet le volume d'une cavité creusée dans un sol jaune ne varie pas après l'ouverture. Une certaine relaxation peut se produire aussi lorsqu'une masse de sol est morcelée en mottes. Effectivement on a constaté que la densité moyenne, dmh, d'une série de mottes humides est nettement inférieure à celle, dh, obtenue en mesurant au densitomètre le volume de la cavité laissée par l'extraction de ces mottes : par

exemple en 1-OTT 2 à 2,2 m de profondeur, $dh = 1,64$ et $dmh = 1,52$ (10 mesures dispersées de 1,50 à 1,55). Dans cet horizon il n'y a pas de structure fragmentaire nette et d'ailleurs l'existence d'une telle structure entraînerait au contraire $dmh > dh$. Donc si les erreurs systématiques n'expliquent pas en totalité cet écart important (0,12), supérieur à la somme des incertitudes absolues, une relaxation complémentaire se produit au moment du morcellement. Toutefois si l'on tient compte des valeurs moyennes de la densité humide obtenues dans cet horizon, l'écart se réduit considérablement.

Le tableau n° 12 indique, toujours en 1-OTT 2, les densités sèches obtenues par différentes méthodes :

Tableau n° 12 : Comparaison des densités (sèches), obtenues par différentes méthodes.

Mesure			au densitomètre			au cadre
	sur mottes séchées	humides	(1)	(2)	(3)	
nombre	10	10	1	10	10	4
échelle (dm^3)	1	1	0,1	14	14	14
d à 2,2m	(1,55)	1,194	1,26	1,245	1,270	1,32
d à 3,5m	1,55	1,353	(1,54)	1,355	1,417	1,43

- (1) : mesure sur la cavité laissée par l'extraction des mottes humides
- (2) : moyennes obtenues avec les résultats donnés par la cavité supérieure
- (3) : moyenne des résultats donnés par la cavité inférieure (cavités emboîtées)
- () : mesures considérées comme surestimées.

Commentaire : La mesure 1,54 obtenue sur la cavité laissée par les mottes humides à 3,5m est vraisemblablement erronée car l'étendue de la dispersion dans l'horizon correspondant va seulement de 1,33 à 1,46 pour les résultats du densitomètre (cavité supérieure). Cette mesure éliminée, la densité sèche des mottes humides est inférieure ou égale à celle donnée par le densitomètre, et celle-ci inférieure à celle donnée par la méthode à volume imposé (cadre de 3,5 dm^3). Ces écarts peuvent s'expliquer par l'intervention de la relaxation : celle-ci serait faible dans le cas du cadre (enfoncé profondément et dans la paroi de la fosse), notable pour les mesures au

densitomètre (marches d'escalier horizontales), plus ou moins accentuée lors du morcellement en mottes.

e) Retour sur les erreurs systématiques (cf.3.2.3.)

En désignant par d_0 la densité apparente exacte du sol en place, c'est à dire avant ouverture de la fosse d'étude, les résultats précédents amènent à considérer que :

- dans la méthode au cadre la relaxation est latérale (paroi de la fosse) et plus ou moins compensée par la compression de l'échantillon lors de l'enfoncement du cadre au cric. Au total la densité obtenue pourrait être assez voisine de d_0 .
- dans la méthode au densitomètre à membrane la relaxation d'ouverture de fosse est verticale (marche d'escalier) et une relaxation complémentaire peut se produire lors de l'ouverture de la petite cavité de mesure. Cependant la pression exercée directement sur les parois par la membrane du densitomètre entraîne une dilatation élastique de la cavité, dilatation qui est proportionnelle à la surface d'application (elle augmente donc de V_0 à V_1 puis V_2). Cette déformation a paru supérieure au bombement précédent, de sorte que cette méthode amène plutôt à sousestimer d_0 . C'est le cas notamment dans les horizons A₁. En effet, à cause de leur faible épaisseur on ne peut mesurer leur densité sur une cavité profonde..

Au total, la densité d obtenue au densitomètre à membrane a été utilisée pour calculer la porosité totale $P = 1-d/D$ et l'humidité volumique hd : Si la première est surestimée et la seconde un peu sous-estimée, l'aération du sol, obtenue par différence est doublement surestimée. L'erreur devient considérable en valeur relative au voisinage de la saturation . En fait, la surestimation de P n'est importante qu'en surface (horizon A₁) et on a considéré comme exacts les résultats obtenus par cette méthode, à condition d'opérer sur une cavité de grande profondeur (moyenne de deux mesures successives).

Par contre, dans le cas des mesures sur mottes séchées à 105° la surestimation de d_{mc} provoquée par le retrait est très importante (cf tableau n° 12) et les résultats obtenus ne peuvent servir qu'à caractériser ce retrait potentiel (cf.6.2.3)

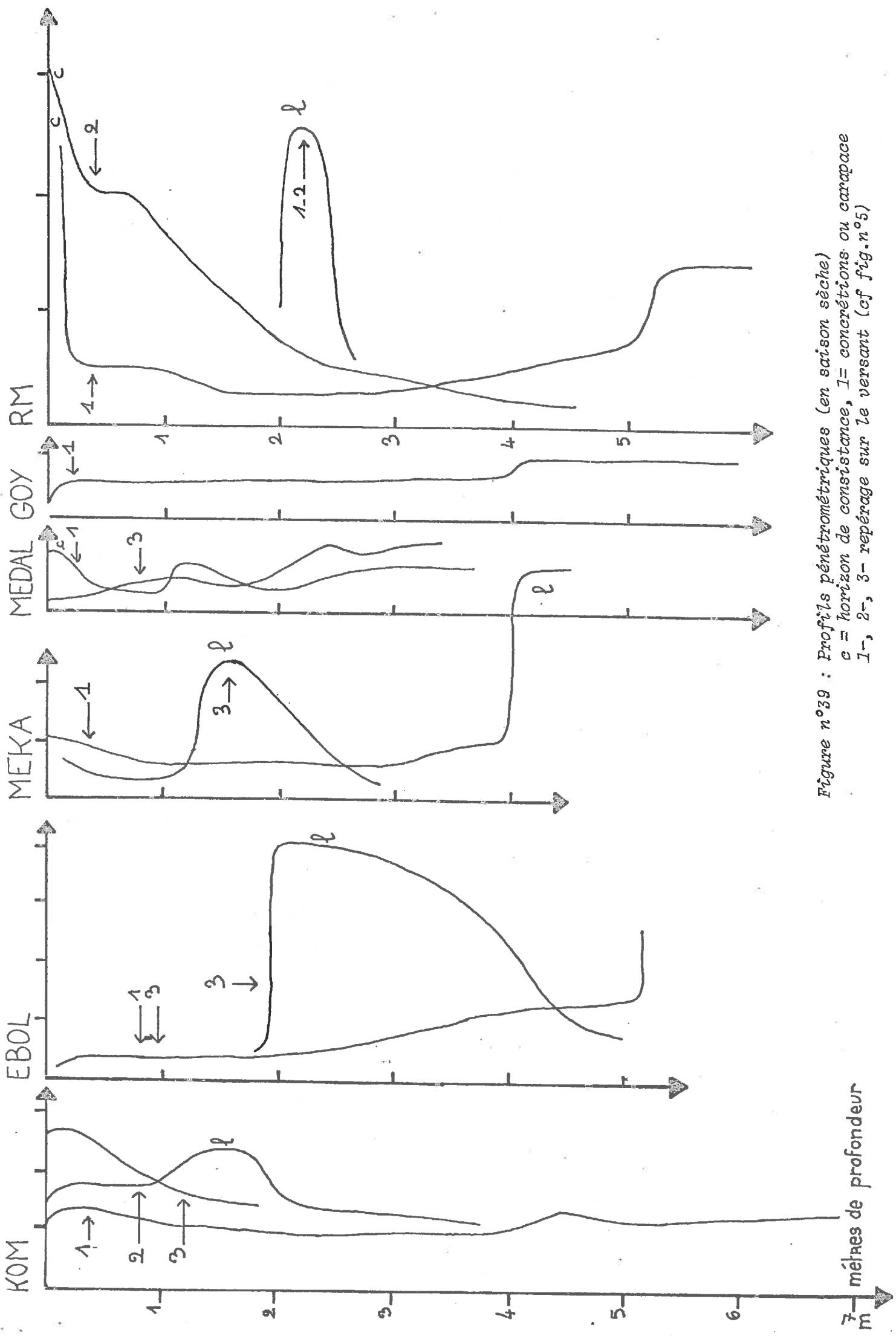


Figure n°39 : Profils pénétrométriques (en saison sèche)
 c = horizon de consistance, 1 = concrétions ou carapace
 1-, 2-, 3 - repérage sur le versant (cf fig. n°5)

7 - mètres de profondeur
 m

f) Résistance à la pénétration d'une pointe.

La résistance à la pénétration d'une pointe (cf. en 3.4.4.) est faible dans les sols Ferrallitiques étudiés sauf dans trois types d'horizons : l'horizon compact sub-superficiel des sols de l'Adamaoua, les horizons concrétionnés ou cimentés, l'horizon d'altération pulvérulent.

La figure n°39 présente quelques profils pénétrométriques répartis le long de la pédoséquence climatique, et qui ont été établis en saison sèche :

- Horizons A : sous forêt la résistance est très faible ($1 \text{ à } 4 \text{ kg/cm}^2$) sauf là où la couche supérieure est très sableuse (KOM), ou tassée par les pratiques culturales (3-KOM et MEKA). Sous savane l'horizon de consistance est peu résistant dans le centre (10 kg/cm^2), puis très résistant dans l'Adamaoua ($50\text{-}60 \text{ kg/cm}^2$).
- Horizons B : dans les horizons meubles sans cailloux la résistance est faible ($4 \text{ à } 8 \text{ kg/cm}^2$); elle augmente progressivement en profondeur, sans dépasser beaucoup 10 kg/cm^2 . Dans les horizons à cailloux et matrice la résistance est élevée ($25 \text{ à } 50 \text{ kg/cm}^2$). Dans les carapaces évidées comme en 3-MEKA, elle est moindre (22 kg/cm^2).
- Horizons C : cet horizon n'a été caractérisé qu'en 1-RM où il est pulvérulent. La résistance y atteint 30 kg/cm^2 .

Interprétation :

Cinq facteurs combinent leurs effets pour augmenter la résistance à la pénétration :

- 1 - la cimentation (cuirasse, carapace)
- 2 - le bourrage en milieu pulvérulent (horizon C de 1-RM)
- 3 - la teneur en squelette quartzeux (et la granulométrie de celui-ci ?)
- 4 - la compacité globale
- 5 - le degré de dessiccation.

Dans les horizons A et B meubles, les facteurs 3 - 4 - 5 combinent diversement leurs effets.

- Pour l'horizon compact sub-superficiel des sols de savane, dont la compacité et la granulométrie diffèrent peu d'un sol à l'autre, l'influence de la dessiccation est prépondérante : lors des mesures présentées à la figure n° 39 l'humidité volumique était respectivement de 15, 19 et 30 points en 2-RM, 1-RM et 1-MEDAL.

- Pour les horizons B, l'augmentation de compacité de haut en bas explique l'augmentation concomitante de résistance (en 1-RM le profil pénétrométrique a l'allure du profil de compacité) ; il en est de même d'un point à l'autre du versant (3-KOM est nettement plus compact que 1-KOM).
- La teneur en sables quartzeux explique à la fois les différences verticales (teneur en squelette augmentant avec la profondeur) et entre sols (KOM qui est plus sableux est aussi plus résistant). L'influence de l'humidité apparaît au contraire secondaire, sauf là où elle s'abaisse considérablement : la différence de résistance entre les profils KOM ne provient pas de différences de teneur en eau (20 à 25 points dans tous les cas). D'ailleurs la résistance augmente de haut en bas malgré l'augmentation concomitante de l'humidité.

Conclusion : La dessiccation n'intervient dans ces sols, le plus souvent très humides, que là où elle est particulièrement accentuée : à la partie supérieure des sols de l'Adamaoua en saison sèche. La compacité et la teneur en sables quartzeux ont des effets difficiles à dissocier, car ces deux caractéristiques varient à peu près dans le même sens. Les cailloux et la cimentation ont évidemment une grande incidence qui masque celle des autres facteurs. La résistance à la pénétration n'est donc pas un bon révélateur de l'état du couple humidité-porosité, puisqu'elle dépend aussi de la composition granulométrique, et que l'humidité n'intervient que très localement (là où elle s'abaisse considérablement). Cependant l'influence de la compacité paraît déterminante sur l'allure des profils pénétrométriques qui rappelle en effet celle des profils de compacité, en amplifiant (RM) ou en atténuant (EBOL) leurs variations. Ainsi, lorsque la granulométrie est comparable, la résistance à la pénétration renseigne sur le volume poral.

6.2.2. RETRAIT POTENTIEL.

Le retrait saisonnier ne se marque pas, dans les sols étudiés, par l'apparition de fissures en saison sèche (sauf dans l'horizon superficiel compact des sols de l'Adamaoua) : il est donc vraisemblablement assez faible. Il a pu être estimé en MEKA, grâce à des mesures de densité apparente effectuées à deux saisons différentes (très approximativement, car ces mesures sont obtenues par des méthodes et à des échelles différentes, cf. 3.4.3. et 5.1.2.) : il est limité pratiquement au mètre supérieur et ne dépasserait pas, dans le sol rouge 5% au sommet des horizons B, 3% ensuite ; dans le sol jaune il atteindrait 9%. Ces données doivent être considérées comme des valeurs par excès.

Le sèchage à l'air consécutif à l'ouverture des fosses provoque un retrait important dans les sols rouges de l'Adamaoua, et surtout dans les sols dérivés de basalte : en NGD-RB 1 notamment, des prismes atteignant un mètre de hauteur et séparés par des fentes verticales de plusieurs centimètres se sont formés dans les parois des coupes (cf. 2.6.3.). Ces prismes foisonnent vers l'intérieur de la fosse de sorte que ce phénomène combine probablement à la fois une relaxation et un retrait. Dans les autres sols la fissuration consécutive à l'ouverture des fosses est plus discrète mais elle indique que le retrait potentiel y est aussi supérieur au retrait saisonnier. Par conséquent, l'humidité minimale de saison sèche est forcément supérieure à la limite de retrait du sol en place. (cf. 6.1.1.).

En outre le retrait peut être, dans le sol en place, très inférieur au volume d'eau évaporée : on ne peut donc calculer le retrait potentiel des sols à partir de la limite de retrait conventionnelle, LR, et des variations saisonnières d'humidité. D'ailleurs on a vu en 6.1.1. que LR est presque toujours supérieure à l'humidité de saison sèche, ce qui est en contradiction avec le comportement du sol *in situ*. C'est pourquoi le retrait potentiel des sols étudiés a été estimé de préférence en comparant le volume spécifique d'échantillons maintenus à leur humidité naturelle et celui de mottes séchées à l'étuve.

Dans un profil seulement, le sol jaune 1-OTT 2, cette détermination a été faite avec des mesures portant sur des mottes maintenues à leur état d'humidité de saison des pluies, et sur des mottes séchées à l'étuve à 105° (cf. 8.1.3.) : le retrait potentiel atteindrait 23% à 2,2m de profondeur et 13% à 3,5m. Ailleurs on a simplement utilisé la densité globale, d , et la densité de mottes séchées à l'étuve, d_{mc} , ce qui amène à une surestimation du retrait potentiel (d est sous-estimé du fait de la différence d'échelle, d_{mc} est surestimé du fait de l'échantillonnage) : on obtient pour les horizons B des valeurs de 10 à 20% dans les sols jaunes et de 5 à 15% dans les sols rouges (50% dans les horizons A, mais la surestimation y est très importante).

Des mesures obligamment réalisées à l'I.N.R.A. par A.CHAUVEL, effectuées sur des petits agrégats de sols rouges (RM et NGD) par la méthode décrite dans MONNIER et al. (1973) ont donné des retraits potentiels nettement plus faibles (0,2 à 4%), mais ces échantillons préalablement séchés ont pu perdre de ce fait une partie de leur capacité de

gonflement.

Ainsi, dans les horizons B, le retrait potentiel serait de l'ordre de 15% dans les sols jaunes et de 10% dans les sols rouges, tandis que le retrait saisonnier ne dépasserait pas respectivement 10% à 5% et serait limité au mètre supérieur des sols. La porosité des sols Ferrallitiques étudiés présenterait donc un domaine de variations possibles assez important, plus encore pour les sols jaunes que pour les sols rouges, mais qui n'est parcouru *in situ* que partiellement (2/3 à 1/2) et localement (dans le mètre supérieur).

6.2.3. PERMEABILITE EN REGIME SATURE.

Les tests de filtration Müntz et directionnels créent un état hydrique proche de la saturation totale qui n'a été observé *in situ* qu'en profondeur, ou très temporairement et très localement au contact des horizons A et B (lors d'averses exceptionnelles). Ces tests ne reproduisent donc pas dans les sols étudiés un processus habituel et ne peuvent ainsi prétendre renseigner directement sur l'infiltration des eaux de pluies. De plus l'introduction d'eau dans le sol à partir d'une nappe superficielle n'est réalisée *in situ* qu'en surface des sols de l'Adamaoua (ruissellement en nappe anastomosée). Même dans ce cas, la plupart des gros pores (galeries fauniques) débouchant à la surface restent hors d'eau du fait du microrelief et ils ne participent donc pas à l'écoulement depuis leur embouchure. Mais les résultats des tests de perméabilité seront utilisés pour caractériser les dimensions transversales et les connexions de pores (chap. 7). Ils peuvent cependant renseigner aussi sur la circulation des eaux naturelles, moyennant certaines précautions :

- dans les séries répétitives de mesure, les résultats les plus élevés sont dus soit à de gros conduits hors d'eau *in situ* (méthode Müntz), soit au sectionnement de tubes fermés ou hors flux *in situ* (méthode directionnelle). Ces résultats sont donc à éliminer.
- dans les horizons où la saturation n'est pas atteinte globalement, la circulation de l'humidité peut emprunter un continuum matriciel plus ou moins tortueux et anastomosé dans lequel l'état saturé est réalisé, les cavités et gros tubes du sol restant en air (barrières de potentiel). Les lois de l'écoulement saturé s'y appliquent mais les débits et vitesses dépendent, d'une manière complexe, de la forme, de la tortuosité

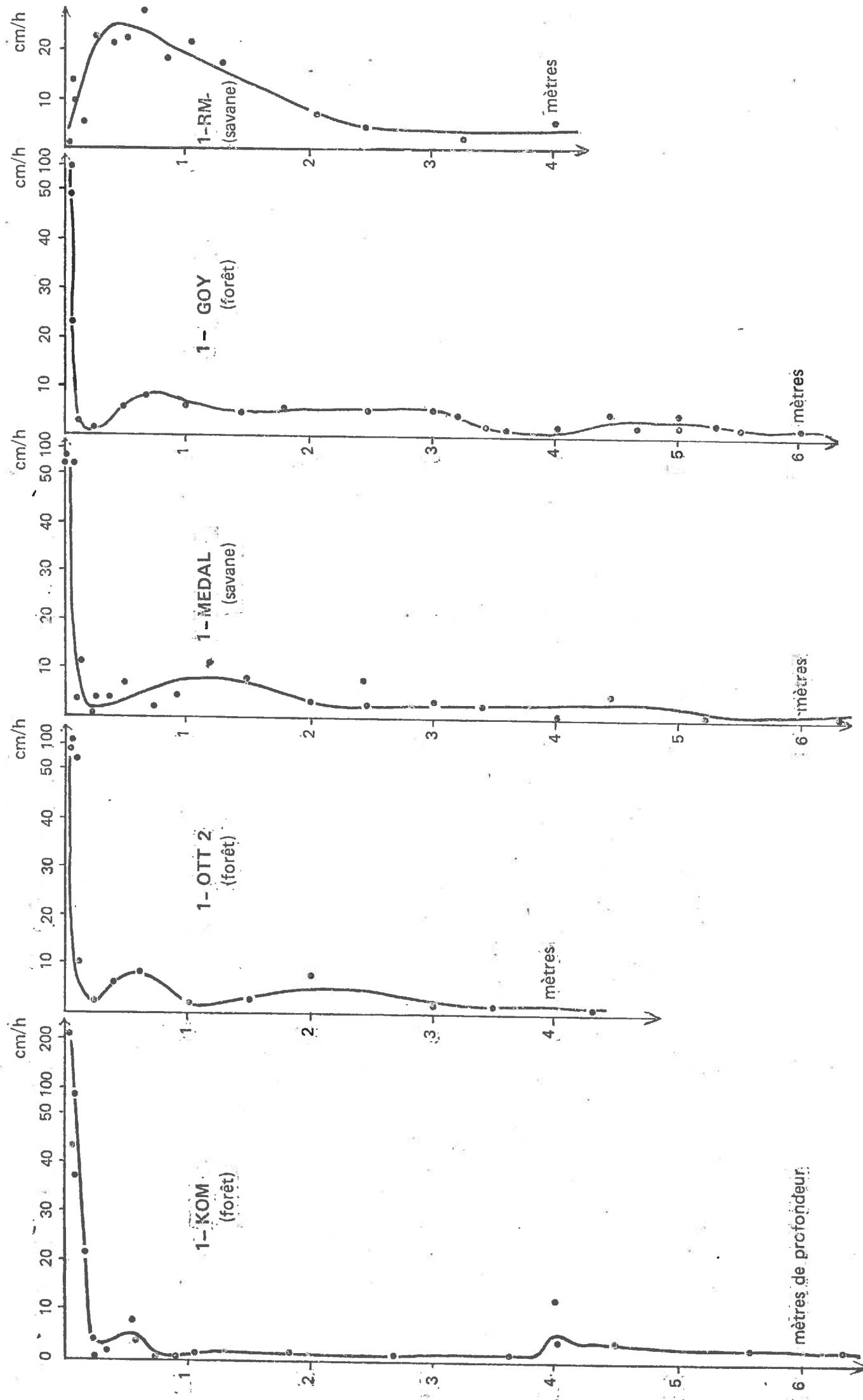


Figure n°40 : Profils de perméabilité Muns en allant du sud-ouest (à gauche) à l'Adamawa (à droite)

et de la conductivité hydraulique dans ce continuum matriciel.

- dans les horizons saturés la circulation dépend de la direction et de l'intensité du gradient hydraulique appliqué. C'est donc la conductivité hydraulique dans cette direction qu'il faut utiliser (mesures D0 par exemple).

Les valeurs minimales de conductivité hydraulique données par la méthode Müntz permettent de tracer en continu la courbe de variation verticale de la capacité de filtration du sol. La figure n°40 montre, le long de la pédoséquence climatique étudiée, la transformation progressive des profils de perméabilité Müntz du sud-ouest à l'Adamaoua :

- la conductivité hydraulique en surface du sol est très élevée au sud-ouest, au sud et au centre, faible dans l'Adamaoua. La figure n°43 (chap.7) montrera que ces perméabilités élevées de surface ne sont pas en relation exclusive avec la végétation forestière : en effet, en MEDAL les sols sous savane sont très perméables (moyenne 425 cm/h), même s'ils le sont nettement moins que sous forêt (moyenne 2400 cm/h). Cette figure fait aussi apparaître un maximum de perméabilité en MEDAL, sol qui caractérise la zone de contact forêt-savane : cette particularité peut être fortuite en ce qui concerne les sols sous forêt. Pour les sols de savane elle est en accord avec la montée en surface, du sud au nord, de l'horizon compact signalé au chapitre 5. Cette décroissance progressive de la perméabilité superficielle de MEDAL à NGD se poursuit plus au nord (perméabilité inférieure au cm/h en surface de certains sols du Nord-Cameroun).

- Le maximum qui se dessine entre 50 et 150cm de profondeur dans les profils de perméabilité de la figure n° 40 , n'est peut être pas significatif en ce qui concerne les sols de forêt. Par contre, il est nettement marqué dans l'Adamaoua, où il correspond à un maximum de porosité totale, lui même mis en relation avec une activité termitique intense. Les mesures directionnelles montrent que l'ouverture du réseau poral est au moins aussi développée dans le plan horizontal (chap.7).

- En profondeur dans les horizons B ou BC, la perméabilité reste (sols jaunes) ou redevient (sols rouges) peu importante. Cette faible capacité de filtration peut être mise en relation avec une activité biologique moins intense (faune et flore) et avec une mauvaise tenue de la matière des sols à l'humectation (cf.tests du chap.2). Ces caractères s'accordent aussi avec la plus grande compacité de ces horizons, qui approche celle d'une pâte de sol (cf.5.3.3.).

- Dans les horizons formés de cailloux emballés dans une matrice analogue aux horizons encaissants, la perméabilité (voir méthode d'obtention en 3.3.3.) est souvent plus faible. Par exemple en 3-MEDAL, $k = 0,4 \text{ cm/h}$ au lieu de $1,2 \text{ cm/h}$ au dessus et au dessous. Cette diminution peut être attribuée simplement à l'encombrement dû aux constituants rigides imperméables (GRAS 1974). Cependant la perméabilité est au contraire plus élevée dans les horizons indurés très évidés comme en 3-MEKA, et dans certains horizons peu caillouteux : par exemple en 1-RM, $k = 9 \text{ cm/h}$ dans l'horizon conrétionné contre 1 à 4 cm/h dans les horizons meubles encaissants.

Conclusion :

En première approximation la perméabilité est d'autant plus élevée que la porosité est importante. Mais il n'y a pas parallélisme complet entre les variations de porosité et les variations de perméabilité. Cette dernière dépend en effet surtout de la forme et de la taille des pores : les lois de l'écoulement laminaire indiquent même que les dimensions transversales des conduits ont, sur les débits, une influence prépondérante. Les conductivités hydrauliques peuvent donc renseigner sur le réseau de pores conduisant l'eau dans les conditions opératoires : les perméabilités convenant le mieux à cette étude du réseau conducteur des fluides sont alors les perméabilités directionnelles, qui sont déterminées sur des échantillons isolés de leur contexte *in situ*.

6.3. CONCLUSION.

Les résultats de mesures effectuées sur des échantillons séchés et tamisés sont difficilement transposables au sol lui-même. Dans certains cas ils paraissent même en contradiction avec le comportement naturel *in situ* ou avec celui d'échantillons intacts. Le comportement de mottes ou monolithes, lui aussi ne rend pas compte d'une manière toujours satisfaisante du comportement global. Cependant le retrait provoqué par un séchage poussé de mottes a permis d'estimer (par excès) la capacité du sol en place à se contracter (retrait potentiel).

D'autre part les comportements qui ont été mesurés sur le sol en place ne rendent pas toujours compte d'une manière simple des caractéristiques dont ils dépendent. Ainsi dans les horizons meubles, la résistance à la pénétration d'une pointe ne dépend pas seulement de l'espace poral, aux dépens duquel se fait la réduction de volume. La composition du sol, et localement l'humidité, interviennent aussi. De même les conductivités hydrauliques Müntz sont plus ou moins en relation avec la porosité, mais

elles ne dépendent en fait que des pores qui sont ouverts dans la direction de l'écoulement. Elles renseignent sur les comportements naturels, les flux saisonniers notamment, là où la saturation en eau est réalisée *in situ* : ce n'est le cas que dans les horizons profonds ou en bas de versant.

Par contre, les données précédentes permettent de comprendre les réactions des sols étudiés aux contraintes nécessitées par les mesures. Il devient alors possible de préciser le sens, et parfois l'ordre de grandeur, des erreurs systématiques dont sont affectés les résultats. En particulier la porosité globale qui est obtenue avec la densité apparente mesurée au densitomètre à membrane peut être considérée comme assez proche de celle du milieu naturel. Ce calage ne doit pas faire considérer cette technique de mesure comme peu perturbante : celle-ci amène au contraire des modifications presque inacceptables dans les horizons presque saturés d'humidité. Il provient seulement de ce que les différentes déformations de l'espace poral qu'elle entraîne (relaxations, bombement ou dilatation de la cavité de mesure etc..) se compensent à peu près (sauf dans l'horizon A₁ des sols forestiers et dans les horizons engorgés).

Au total les tests de comportement précédents ne renseignent qu'indirectement ou globalement sur l'espace poral. C'est aussi le cas des mesures de conductivité hydraulique sur monolithes (méthode directionnelle) qui peuvent servir à caractériser le réseau poral traversé par les flux, c'est à dire une fraction de la macroporosité : cette utilisation des mesures de perméabilité et de porosité est particulièrement riche d'enseignements et les développements qu'elle nécessite feront l'objet d'un chapitre séparé.

Chapitre 7

ÉTUDE DU RÉSEAU PORAL PAR DES MESURES DE PERMÉABILITÉ ET À L'AIDE D'UN MODÈLE DE FILTRATION

L'utilisation de mesures de perméabilité pour caractériser le réseau poral des massifs poreux étudiés nécessite de préciser, dans une première partie : la signification de ces mesures de perméabilité, les critères présidant au choix d'un modèle de filtration, les conditions à remplir par celui-ci dans le cas considéré.

Dans une deuxième partie, on indique quel est le modèle retenu, pour représenter la macroporosité, comment il a été constitué (par complication d'un modèle tubulaire initial), et comment il rend compte des trois caractères essentiels des systèmes poraux naturels (l'irrégularité des formes de conduits, l'hétérogénéité spatiale de leur distribution et l'anisotropie du réseau). Mais pour pouvoir calculer les paramètres du modèle, certaines simplifications sont nécessaires, dont on indique la signification physique et dont on étudie la validité.

Les simplifications précédentes conduisent à essayer un modèle *bi-diamétrique* de porosité qui est, dans une troisième partie, testé sur quelques exemples représentatifs du milieu étudié. Cette confrontation du modèle avec les données d'observation et de comportement permet d'ajuster certains de ses paramètres restés indéterminés. Mais les considérations théoriques développées dans les deux premières parties sont elles-mêmes appuyées sur des particularités qui sont spécifiques des massifs poreux naturels, ou même seulement des systèmes ferrallitiques étudiés.

7.1. LA DEMARCHE SUIVIE.

7.1.1. SIGNIFICATION DES MESURES DE PERMEABILITE.

Les mesures dites de "perméabilité" sont des tests de filtration ou d'infiltration effectués habituellement en surface des sols, pour déterminer la résistance de ceux-ci à la pénétration des eaux de pluie ou d'irrigation. Cette résistance présentée par la couche superficielle dépend en fait aussi du terrain sous-jacent et adjacent. C'est donc une caractéristique du comportement global du sol dans les conditions des tests. Elle concerne même tout le réseau poral ouvert à la circulation des fluides, entre l'atmosphère au-dessus, la nappe phréatique (ou la roche saine) au-dessous, et le talweg en contrebas.

La conductivité hydraulique en régime "saturé" est, quant à elle, une caractéristique de filtration propre à un volume de sol déterminé. C'est pourquoi elle peut renseigner sur le réseau poral de celui-ci. Pour étudier la porosité d'un volume donné de sol par des mesures de perméabilité il faut donc isoler ce volume du terrain encaissant, ou bien déterminer l'influence de ce volume sur le résultat d'une mesure plus globale (faisant intervenir le terrain encaissant). La première solution paraît plus simple et elle présente l'avantage de permettre de faire varier la direction et les conditions de l'écoulement. Cependant l'isolement de l'échantillon hors du réseau poral général amène quelques perturbations : en particulier, les pores sont sectionnés et obturés sur les faces latérales, ouverts sur les faces d'entrée et de sortie de l'eau.

Les mesures de conductivité hydraulique qui sont utilisées ici ont été obtenues avec les méthodes décrites au chapitre 3.3. On peut résumer comme suit les conditions opératoires :

- Le volume de sol concerné comporte une face d'entrée de l'eau qui est soit la surface naturelle du sol, soit une taille plane effectuée à la profondeur voulue et avec l'orientation désirée. Cette face d'entrée est ou bien choisie à peu près horizontale et plane (cas des surfaces naturelles), ou bien placée horizontalement pour la mesure (cas des tailles planes).
- Le fluide eau forme une lame d'épaisseur pratiquement uniforme au-dessus de la face d'entrée, et il a donc accès à tous les pores ouverts sur cette face. Il s'infiltre, en début d'expérience, sous l'action combinée de la gravité et du potentiel matriciel du sol, et occupe presque toute la fraction de porosité qui lui est accessible (saturation apparente). On constate l'établissement d'un régime permanent, et on admet que le débit correspondant est déterminé uniquement par le potentiel gravitaire établi et par la résistance hydraulique du volume de sol "saturé" situé sous la face d'entrée. Les lois de Darcy et Poiseuille sont utilisées pour calculer la conductivité hydraulique et rapporter celle-ci à l'eau à 20°.
- Le volume de sol "saturé" concerné par la mesure, et la fraction de sa porosité qui est utilisée pour le transit de l'eau, ne sont pas exactement connus. De plus, on constate que la conductivité obtenue dépend des conditions initiales d'humectation et des conditions opératoires. En effet de l'air piégé bloque ou réduit les voies de circulation possibles de l'eau, et il peut même se produire une circulation d'air interférant avec

celle de l'eau. C'est pourquoi la saturation n'est pas totale.

Ces mesures de conductivité hydraulique étaient d'abord destinées à étudier les variations dans l'espace de la capacité de filtration des sols. Les mesures ont donc été échelonnées verticalement en fonction du paramètre profondeur, tous les 5 à 50 cm selon les cas. Dans les horizons B épais et homogènes, on dispose ainsi d'un nombre assez important de résultats. Or la distribution de ceux-ci ne présente pas de relation apparente avec le paramètre profondeur. On a alors considéré toutes les valeurs obtenues dans un horizon comme des répétitions susceptibles de caractériser son hétérogénéité spatiale.

En surface par contre, les horizons sont peu épais et les répétitions ont été obtenues sur des échantillons dispersés latéralement sur chaque "station".

7.1.2. CHOIX DU MODELE DE FILTRATION.

L'étude de la porosité par le biais de mesures de conductivité hydraulique nécessite de passer, implicitement ou explicitement, par l'intermédiaire d'un modèle de filtration. Ce modèle se décompose en trois parties : un modèle géométrique pour représenter le réseau conducteur de la porosité, un modèle d'écoulement pour caractériser le régime de circulation du fluide de mesure, et des modèles d'interactions entre les différentes phases en contact.

Le modèle géométrique ne concerne qu'une fraction de la porosité totale, celle qui sert au transfert du fluide de mesure dans les conditions des tests. Toutefois, lorsqu'on fait varier les conditions opératoires, notamment le mode d'humectation initiale et la direction du gradient appliqué, on caractérise des fractions de porosité différentes. Les conduits réels (chap. 4) peuvent être rattachés à trois formes simples, dont ils dérivent par déformations et combinaisons : les tubes cylindriques, les fissures à faces parallèles et les vides d'assemblage de particules sphériques. Dans les trois cas la conductivité croît très rapidement avec les dimensions transversales des pores : par exemple en régime laminaire (Chap. 3.3.3) le débit croît avec la puissance quatrième du rayon des tubes, avec la puissance troisième de la largeur des fissures, avec la puissance seconde du rayon des sphères (isodiamétriques). Par conséquent les plus gros pores "ouverts" assurent généralement l'essentiel du débit, et on a considéré que dans les sols étudiés, seule une partie de la macroporosité G était concernée par la tentative de modélisation qui suit.

Le régime d'écoulement permanent en milieu "saturé" est soit de type laminaire, soit de type turbulent. Les lois régissant ce dernier sont d'application difficile dans des milieux poreux aussi complexes que les sols. On considérera avec HILLEL (1974) que le régime est certainement laminaire lorsque le nombre de Reynolds est inférieur à 1 dans les conduits. En étendant cette hypothèse aux tubes du modèle on peut juger a posteriori de la validité de l'hypothèse d'un écoulement laminaire. On a donc appliqué celle-ci a priori à tous les modèles : si le nombre de Reynolds déduit à posteriori est supérieur à 1 on considère alors que les rayons des tubes du modèle représentent seulement la limite inférieure des rayons des tubes réels correspondants. C'est le cas pour certains horizons très perméables des sols Ferrallitiques et pour tous les conduits de "grand" diamètre dont la section est très irrégulière.

Les modèles d'interactions concernent les trois phases présentes, solide, liquide, gazeuse, prises deux à deux : le gonflement de la phase solide au contact de l'eau, réduit la lumière des conduits. Les phases fluides, air et eau, interfèrent de plusieurs façons et en particulier par un emprisonnement d'air et par un échappement d'air. Le piégeage d'air obture ou réduit la lumière de certains conduits. La circulation d'air s'effectue souvent à contre courant de l'eau et ralentit le débit de celle-ci. En fait, l'emprisonnement de l'air est déterminé aussi par la phase solide, ou d'une manière plus générale, par les interfaces solides-fluides. Ceux-ci exercent sur les fluides des actions qui entravent leurs mouvements, en particulier par rétention capillaire de l'eau et par piégeage d'air, là où la mouillabilité des parois diminue. (GRAS 1972).

7.1.3. CONDITIONS IMPOSEES PAR LE MILIEU.

Choix du modèle géométrique.

Dans les sols Ferrallitiques, la forme tubulaire est fréquemment représentée du moins dans la catégorie des pores grossiers. Ces conduits tubulaires assurent l'essentiel du débit pendant les mesures, comme on peut le constater avec un partiteur appliqué sur la face de sortie de l'eau. Le modèle tubulaire mérite donc d'être testé dans les milieux étudiés. Toutefois les petits macropores sont principalement des vides d'assemblage de particules sphéroïdales plus ou moins isogranulaires. On observe en outre des combinaisons de ces types de pores ; ce sont par exemple

des tubes cylindriques présentant un remplissage lâche de micropeds (chap.4), lesquels peuvent être plus ou moins déplacés par le flux d'eau lors des tests. De plus dans les horizons A le modèle tubulaire est peu satisfaisant : sous forêt au sud, la macroporosité comporte surtout des cavités ou des espaces interpédaux connectés, et dans l'Adamaoua l'horizon compact subsuperficiel présente un fin réseau de fissures. En définitive, l'application du modèle tubulaire à la totalité des sols étudiés n'est intéressante que si celui-ci rend compte correctement de leur comportement. Son calage sur les dimensions des pores réels n'est évidemment plus possible dans les horizons A. On recherchera donc aussi des modèles mieux adaptés à ces derniers.

Choix du modèle d'écoulement.

Les conductivités hydrauliques mesurées dans les horizons A sous forêt sont très élevées (jusqu'à 2500 cm/h) et les pores qu'on y observe sont très grossiers (plusieurs millimètres de diamètre), et très irréguliers. On doit donc prévoir que l'écoulement y est localement turbulent. Par contre l'écoulement est lent dans les horizons compacts subsuperficiels de l'Adamaoua, ainsi que dans la plupart des horizons B : On considérera que le régime y est laminaire. Le calcul des nombres de Reynolds a confirmé a posteriori les choix précédents.

Choix des modèles d'interactions.

Le gonflement saisonnier *in situ* est faible dans les sols étudiés, et il n'a d'ailleurs pas été mis en évidence directement. On a donc supposé que le système poral avait des caractéristiques géométriques invariantes. S'il n'en était pas ainsi, on considérerait simplement que les caractéristiques du modèle concernent le sol à l'état saturé. En régime permanent, et dans les conditions des tests, la circulation d'air à contre courant de celle de l'eau est vraisemblablement faible, car il existe des possibilités latérales d'échappement d'air. Par contre on ne peut négliger un effet d'interaction solide-fluide qui est l'emprisonnement permanent d'air ; GRAS (1972) a montré que trois particularités des réseaux naturels déterminaient ce phénomène : les rétrécissements (ou évasements) des conduits, leurs connexions, et les différences de mouillabilité de leurs parois. Mais, en fait, cet air piégé a pour effet principal, en régime permanent, de réduire le réseau poral accessible à la circulation de l'eau. On peut donc considérer que le modèle géométrique choisi concerne

non pas la totalité de la porosité ouverte mais seulement celle qui sert au transfert de l'eau dans les conditions des tests. Il n'est plus nécessaire alors d'affecter les conduits du modèle de rétrécissements, connexions, rugosités et différences de mouillabilité, pour rendre compte de cet effet. Evidemment le reste de la porosité, celle qui sert au stockage des fluides air et eau (piégés ou retenus), n'est pas caractérisé par le modèle. Sa valeur globale peut seulement être obtenue en soustrayant de la porosité totale le volume des tubes conducteurs.

7 .2. ELABORATION DU MODELE.

Dans les sols étudiés, l'organisation de l'espace poral et les conditions de la filtration varient beaucoup d'un horizon à l'autre. On devrait donc tester pour chaque horizon un modèle géométrique qui soit accordé aux formes des pores réels, et un modèle d'écoulement adapté au régime supposé ou observé. Ainsi dans les horizons B le modèle de filtration à retenir est le modèle tubulaire-laminaire. Toutefois, si l'on renonce à caler la géométrie du modèle sur celle de la porosité, un même modèle de filtration peut être appliqué à l'ensemble du profil. Sa validité sera déterminée alors uniquement par son aptitude à rendre compte du comportement réel. C'est ce qui sera fait ici avec le modèle tubulaire-laminaire.

7 .2.1. INADAPTATION DU MODELE LE PLUS SIMPLE.

Le modèle le plus simple est celui dans lequel la porosité est formée dans sa totalité par des tubes cylindriques identiques, lisses et indéformables, parallèles entre eux et régulièrement répartis, soumis dans la direction des tubes à un gradient hydraulique constant, assez faible pour empêcher toute turbulence. Il est aisément mis en équation à l'aide des lois de Darcy et Poiseuille :

Avec n tubes de rayon r par unité de surface (d'entrée ou de sortie) la conductivité hydraulique k_1 à 20° , et la porosité G_1 de ce modèle sont, pour un gradient hydraulique égal à 1 (cf. Chap.3) :

$$\text{Système I} \left\{ \begin{array}{l} k_1 = \frac{\pi \rho g}{8 \mu} \times n r^4 = a \pi n r^4 \text{ en posant } \rho g / 8 \mu = a \\ G_1 = \pi n r^2 \text{ (volume des } n \text{ tubes de rayon } r) \end{array} \right.$$

dont la résolution donne

$$\left| \begin{array}{l} r^2 = k_1 / aG_1 \\ n = aG_1^2 / \pi k_1 \end{array} \right.$$

Ce modèle initial ne représente pas correctement la filtration dans les sols étudiés, en effet :

- il est formé de tubes isodiamétriques, alors que dans les sols étudiés, les dimensions transversales des pores varient beaucoup, au moins du simple au décuple.
- il donne des valeurs de n et de r respectivement beaucoup plus grandes et beaucoup plus petites que le nombre et les dimensions transversales moyennes des pores réels. Ou inversement, et cela revient au même, la conductivité k^* et la porosité G^* qu'on calcule en considérant toutes les sections circulaires visibles sur une coupe comme les traces de tubes fonctionnant en régime laminaire, sont respectivement plus élevées et plus faibles que les valeurs k et G mesurées.
- il ne rend pas compte de la grande dispersion des résultats de mesure de k .
- son modèle géométrique est entièrement anisotrope, k s'annulant lorsque le gradient est perpendiculaire aux tubes.
- enfin la conductivité hydraulique ne peut varier avec les conditions initiales d'humectation, aucun emprisonnement ou contre-courant d'air n'étant possible.

7.2.2. COMPLICATION DU MODELE INITIAL.

Pour rendre compte de l'observation et des résultats expérimentaux, le modèle précédent a été compliqué de la manière suivante :

- les tubes sont pluridiamétriques et leur distribution est définie.
- leur organisation est telle que la conductivité du système est diminuée et (ou) la porosité augmentée.
- ils assurent un écoulement dans toutes les directions et permettent d'exprimer l'anisotropie.

Ces complications, dont les effets seront envisagés ici successivement, ont un double avantage : elles rapprochent nettement le modèle de la géométrie réelle observée et elles lui permettent de mieux rendre compte des comportements mesurés. Mais elles ont l'inconvénient de multiplier le nombre des paramètres du modèle, sans augmenter en proportion le nombre d'équations disponibles pour les calculer. Des simplifications ultérieures seront donc nécessaires.

A. Les tubes sont pluri-diamétriques.

Les rayons des tubes sont donc différents, et leur distribution peut être groupée en j classes caractérisées chacune par son rayon r_i et son nombre de tubes n_i d'où :

$$\text{SYSTÈME 2} \left\{ \begin{array}{l} k = a \pi \sum_{i=1}^{i=j} n_i r_i^4 \\ G = \pi \sum_{i=1}^{i=j} n_i r_i^2 \end{array} \right.$$

Mais la distribution doit être compatible avec le système poral du sol. En particulier, il est logique d'envisager que le nombre n_i décroisse quand le rayon r_i croît : en effet, il y a par unité de surface plus de petits pores que de gros et par suite, la maille d'hétérogénéité spatiale des gros pores est supérieure à celle des petits. Cette décroissance de n_i pourrait être telle que la porosité de la classe de rang i , soit $\pi n_i r_i^2$, décroisse quand i croît (condition N°1) : dans le cas de la porogénèse faunique cela signifie que plus le fouisseur est gros, moins la porosité qui lui est due est importante, et qu'ainsi la macroporosité est faite ou aménagée dans l'ordre d'importance décroissante, par les nématodes et enchytraéides, les fourmis et termites, les vers et larves d'insectes, les rongeurs, etc..... Cette proposition, acceptable dans le cas de l'association faunique précédente, paraît s'appliquer à l'ensemble de la porosité des sols étudiés.

Si l'étalement des rayons a été réalisé uniquement vers les rayons plus petits que le rayon r du modèle initial, c'est à dire si $r_i < r_j < r$, et si la condition 1 est réalisée, la seconde inégalité de Tchébychev sur les produits de séries finies de nombres positifs donne :

$$a \pi \sum n_i r_i^4 < a \pi \sum n_i r_i^2 \times \sum r_i^2 / j$$

et si l'étalement des rayons a été réalisé de manière à ce que la macroporosité reste la même, c'est à dire $\sum n_i r_i^2 = n r^2$, alors $k < k_1$ puisque $r_i^2 < j r^2$

Si l'étalement des rayons a été réalisé de manière à ce que la conductivité hydraulique reste constante, c'est à dire $\sum n_i r_i^4 = n r^4$ on a de même :

$$G_1 < G \times \sum r_i^2 / j r^2 < G$$

Dans les deux cas on a $k/G < k_1 / G_1$ c'est-à-dire que la distribution des rayons envisagée a pour effet de diminuer le rapport conductivité/macroporosité du modèle initial.

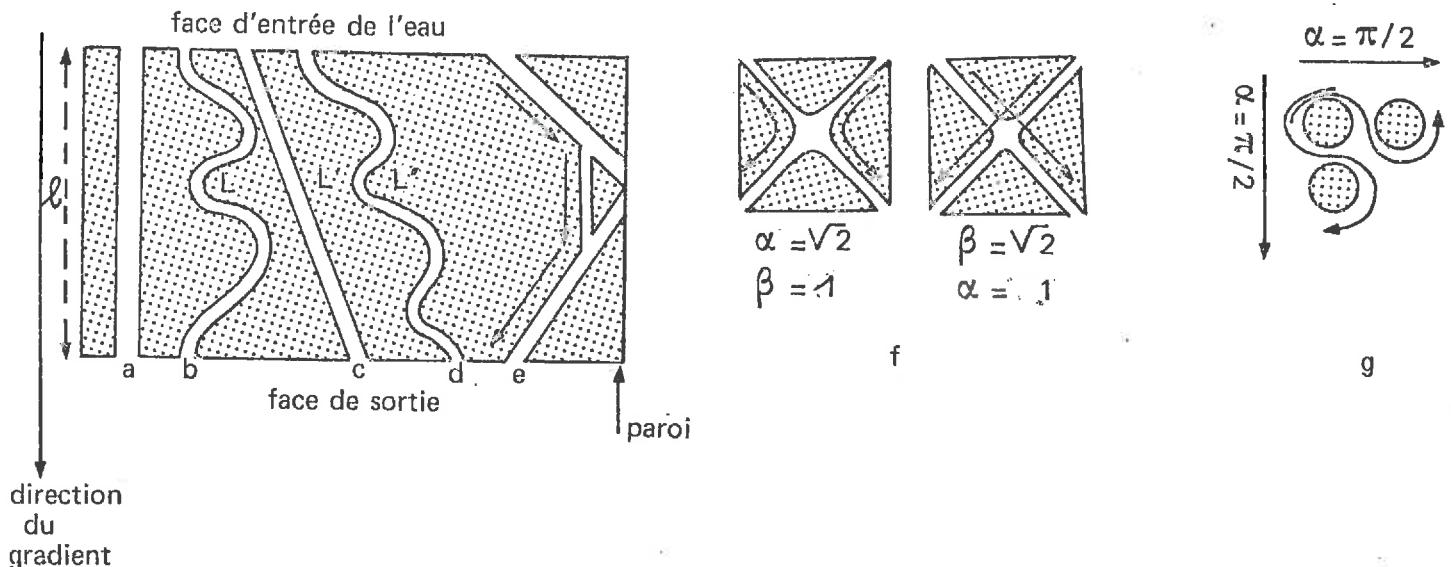


Figure n°41 : Tortuosité α et obliquité β des tubes
 a) tube direct b) tube tortueux ($\alpha = L/l$) c/tube oblique ($\beta = L'/l$) d/ tube oblique et tortueux ($\alpha\beta = L'' = LL'/l$)
 e/ tortuosité par connexion f/ obliquité-tortuosité de $\sqrt{2}$ g/ contournement de sphères.

B. Les tubes sont tortueux.

La tortuosité d'un tube est le rapport entre sa longueur réelle et la distance directe entre ses deux extrémités (fig. n°41 b). C'est donc un nombre supérieur ou égal à 1. Si α_i désigne la tortuosité des tubes de la classe i , le débit k_i correspondant à des tubes directs (fig. n°41 a) est divisé par α_i (allongement du trajet dans la loi de Poiseuille) tandis que la porosité G_i est multipliée par α_i (augmentation du volume des tubes). Par conséquent le rapport k_i/G_i est divisé par $\alpha_i^2 > 1$.

C. Les tubes sont obliques.

L'obliquité d'un tube par rapport au gradient hydraulique appliqué est le rapport entre la distance directe entre ses extrémités et la projection de celle-ci sur l'axe du gradient (fig. N°41 c). C'est donc aussi un nombre supérieur ou égal à 1. Si β_i désigne l'obliquité des tubes de la classe i , le débit k_i et la porosité G_i correspondant à des tubes directs (parallèles au gradient) sont, respectivement, divisé et multipliée par β_i . Le rapport k_i/G_i est donc divisé par $\beta_i^2 > 1$.

Remarques :

1. Dans un système de tubes connectés on ne peut pas toujours distinguer tortuosité et obliquité : par exemple les tubes croisés de la figure N° 41 f) réalisent soit une obliquité de $\sqrt{2}$, soit une tortuosité de $\sqrt{2}$. On dira que la tortuosité-obliquité est de $\sqrt{2}$.
2. L'obliquité est un paramètre directionnel : si θ est l'angle d'un tube par rapport au gradient, l'obliquité de celui-ci est $1/\cos \theta$ et elle varie donc avec θ . Pour un échantillon cubique et percé de tubes distribués au hasard (milieu isotrope) l'obliquité moyenne des tubes, supposés non connectés, est de 1,15 (distance moyenne entre deux faces opposées d'un cube, calculée par une méthode approchée).
3. Si les tubes contournent des sphères leur tortuosité est de $\pi/2$. Cette valeur sera considérée comme la tortuosité maximale dans un système isotrope où les pores sont connectés (fig. 41 g).

D. Les tubes sont rétrécis (ou évasés)

Tout rétrécissement dans un tube réduit le débit d'une manière complexe qui dépend de la section du rétrécissement, de sa longueur et de sa profondeur sous le plan d'eau superficiel. Si la variation de section du tube est brusque, il peut même se produire un emprisonnement d'air et une turbulence de l'eau. Si le rétrécissement est de longueur négligeable, il y a réduction de k sans diminution sensible de G . Si le tube présente des évasements, G augmente sans modification de k . Si le système présente à la fois des évasements et des rétrécissements, il y a diminution du rapport k/G initial et on désignera par $\gamma > 1$ le facteur de réduction.

Remarque :

Dans un système où la section des tubes est irrégulière, la conductivité théorique k^* calculée à partir des sections droites visibles, est fortement surestimée (tout évasement apparaissant sur la coupe entraîne une forte surestimation de débit). Mais du fait de l'obliquité des conduits par rapport à la coupe, la porosité G calculée sur cette section est aussi surestimée (si toutefois tous les pores, même les plus petits, ont pu être comptabilisés).

E. Les tubes sont aplatis

Pour un volume poral donné, ce sont les conduits à section circulaire qui assurent le débit maximum. En effet, si l'on remplace un tube cylindrique de section πr^2 par un tube de section elliptique $\pi bc = \pi r^2$ (b étant le grand axe et c le petit axe de l'ellipse) le rapport k/G passe de $ar^2/8\mu$ à $ab^2c^2/4\mu(b^2 + c^2)$, c'est-à-dire qu'il est divisé par $\delta = (b^2 + c^2)/2bc > 1$ (cf.chap.3.3.3). De même si l'on remplace un tube cylindrique par un tube elliptique de même conductivité hydraulique k , le rapport k/G est divisé par $\sqrt{\delta} > 1$. En fonction de l'excentricité e de l'ellipse ($e^2 = 1 - c^2/b^2$) on obtient les facteurs de réduction δ suivants :

$e = 0,1$	$0,5$	$0,707$	$0,99$
$\delta = 1,005$	$1,01$	$1,37$	$3,6$
$\sqrt{\delta} = 1,0002$	$1,005$	$1,18$	$1,9$

Donc la réduction n'est importante que pour de grandes excentricités, proches de 1 (la valeur $e = 0,707$ correspond à $b = 2c$).

F. Les tubes sont connectés.

Dans un système de tubes connectés il y a emprisonnement d'air dans certains conduits lors de l'humectation (GRAS 1974), et la fraction de cet air qui reste piégée dans la porosité pendant la filtration réduit le débit de celle-ci. Cet effet des connexions a donc pour résultat de réduire k , et par conséquent de diminuer le rapport k/G : on désignera par ϵ le facteur de réduction correspondant.

Mais certaines connexions facilitent au contraire l'écoulement et augmentent ainsi le rapport k/G . En effet si les tubes ne communiquaient pas entre eux le résultat d'une mesure de conductivité directionnelle devrait être environ 1/5 de celui d'une mesure Muntz en place sans anneau de garde (calcul approché et pour une distribution homogène, tenant compte de ce que les tubes obliques rencontrant les faces latérales de l'échantillon cubique sont obturés). Or on remarque qu'il n'en est rien. Cette constatation n'oblige pas toutefois à affecter le modèle de communications entre tubes, car on peut tout aussi bien considérer que celles-ci réalisent une tortuosité supplémentaire, dite de connexion. (fig. 41 e).

G. L'écoulement est localement turbulent.

L'écoulement peut être turbulent dans les plus gros conduits et dans ceux qui présentent des variations brusques de section. La turbulence a pour effet de réduire la conductivité k , donc de diminuer le rapport k/G et l'on désignera par ω le facteur de réduction correspondant. Le nombre de Reynolds dépasse 1 dans les tubes de rayon supérieur à 75 microns (cf. chap. 3.3.3.) : on admettra que l'écoulement reste forcément laminaire dans les tubes de rayon inférieur à cette valeur. On considérera que les tubes du modèle dont le rayon est supérieur à 75 microns représentent des tubes réels éventuellement plus gros, et affectés de turbulence dans les conditions des tests.

H. Effets cumulés.

Si l'on affecte le modèle initial des différentes transformations envisagées séparément ci-dessus, on constate qu'elles ont toutes pour effet de diminuer la conductivité initiale k_1 et (ou) d'augmenter la porosité G_1 , et par conséquent de réduire le rapport k_1/G_1 . Cette complication du modèle géométrique initial a l'avantage de rapprocher celui-ci des données de l'observation directe.

Si l'on considère globalement l'effet cumulé des différentes modifications précédentes et qu'on désigne par $1/y$ le facteur de réduction du rapport k/G on peut écrire :

Système 3
$$\begin{cases} k = a \pi n r^4 \\ yG = \pi n r^2 \end{cases}$$
 d'où

$$r^2 = k / a y G$$
$$n = a y^2 G^2 / \pi k$$
$$\text{avec } k/G = a y r^2$$

Cette formulation revient à reporter sur G l'effet cumulé de toutes les transformations envisagées, c'est-à-dire à considérer un modèle formé de tubes cylindriques, isodiamétriques, directs, non connectés et fonctionnant en régime laminaire, mais dans lequel une fraction seulement de la porosité a une fonction de transfert de l'eau par la gravité. Dans ces conditions on a $1/y = \alpha^2 \times \beta^2 \times \gamma \times \delta \times \epsilon \times \omega$ et on appellera y "taux d'ouverture du réseau poral ($0 < y < 1$)". La fraction $(1-y) G$ a globalement une fonction de stockage des fluides air et eau. A noter que ce système simplifié à 3 inconnues pour deux équations et ne peut donc être résolu. Il permet seulement de connaître la limite inférieure de r puisque y a pour limite supérieure 1 : r^2 (min.) = k/aG , valeur pour laquelle $n = aG^2/k$.

Remarques :

Si l'on dispose d'un moyen de connaître la valeur d'un des facteurs de réduction il est possible de le faire apparaître dans la formulation, par exemple la tortuosité-obliquité $\alpha\beta$.

Système 4

$$\left\{ \begin{array}{l} k = a \pi n r^4 / \alpha\beta \\ y G = \pi \alpha\beta n r^2 \end{array} \right.$$

De même, si l'on veut faire apparaître la distribution des rayons on écrira:

Système 5

$$\left\{ \begin{array}{l} k = a \pi \sum_{i=1}^{i=j} n_i r_i^4 \\ G = \pi \sum_{i=1}^{i=j} n_i r_i^2 / y_i \end{array} \right.$$

ou, si le facteur de réduction est le même pour toutes les classes de rayons:

$$y G = \pi \sum n_i r_i^2$$

Les formulations des systèmes 4 et 5 peuvent évidemment être combinées. (HUMBEL 1975).

I. Expression de l'hétérogénéité spatiale.

L'approche précédente est une modélisation de la fonction de filtration d'un échantillon unique, caractérisé globalement par k et G . Ces valeurs ne sont pas liées à la répartition des tubes au sein de l'échantillon, mais à leur nombre et à leurs dimensions. Cependant, lorsqu'on mesure k et G sur une population d'échantillons tirée d'un milieu apparemment homogène, on constate une certaine dispersion des résultats. Cette dispersion est même considérable pour les valeurs de k , qui vont parfois du simple au centuple (fig. n° 42 et 43).

Si le système poral était composé de tubes isodiamétriques cette constatation signifierait que la répartition des tubes n'est pas régulière, à l'échelle de la mesure. Dans un système pluridiamétrique il se peut aussi que l'échelle de la mesure (c'est-à-dire la taille de l'échantillon) soit inférieure à la maille de distribution des plus gros tubes. Dans la réalité ces deux caractères peuvent évidemment se combiner. Pour trouver une éventuelle loi de distribution des tubes (dans l'espace ou en fonction

de leur rayon) il est nécessaire de repérer la position *in situ* des échantillons (système de coordonnées trirectangulaires) et de chercher la relation entre k , G et ces coordonnées. Ce repérage n'a pas été fait, sauf en ce qui concerne le paramètre profondeur.

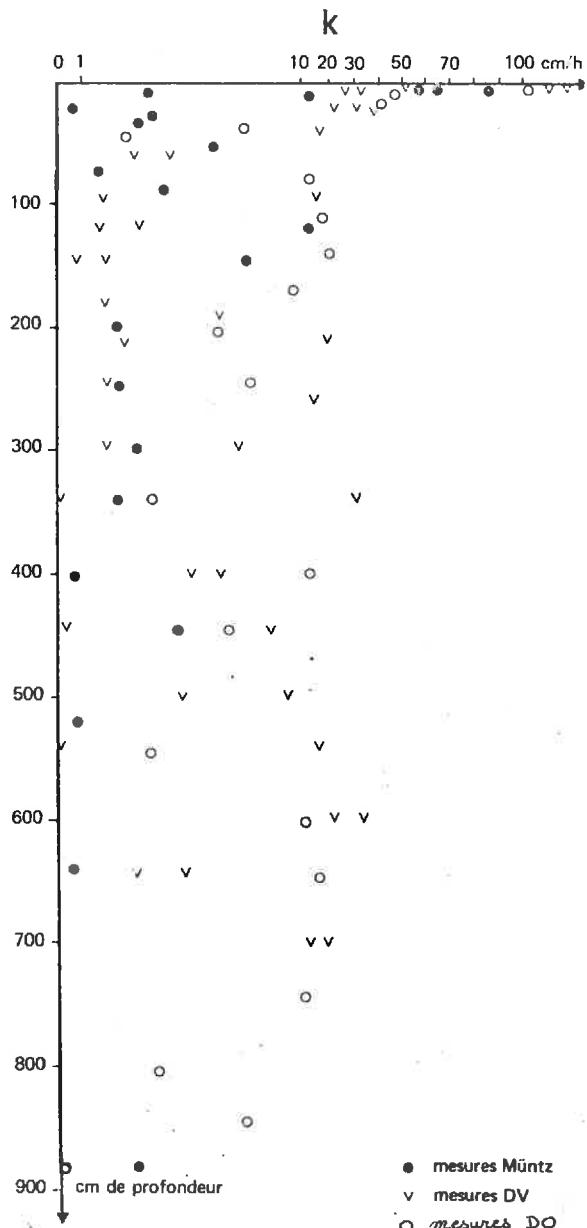


Figure n°42 : Exemple de dispersion verticale des valeurs de conductivité hydraulique k (station 1-MEDAL).

C'est pourquoi on a simplement introduit dans le modèle la dispersion des résultats, sous la forme d'un indice statistique qui est la différence entre la valeur du 3e quartile et celle du 1er quartile, c'est-à-dire l'interquartile. Cet interquartile exclut du modèle les valeurs excessives de k , c'est-à-dire les débits élevés, comme ceux que provoquent les gros tubes artificiellement ouverts à la base des échantillons directionnels, mais il a l'inconvénient d'exclure aussi les valeurs inférieures au premier quartile, qui ont cependant un intérêt particulier : les valeurs minimales tendent vers ce qu'on appellera* la perméabilité "en petit" du milieu. En fait on constate dans les horizons B Ferrallitiques que les valeurs minimales obtenues sont parfois inférieures à la limite de sensibilité de l'appareil de mesure (0,1 cm/h).

* - par analogie avec ces formations géologiques (les entablements calcaires par exemple), qui doivent leur perméabilité globale (perméabilité en grand) plus à des fissures espacées qu'à la perméabilité propre de la roche (perméabilité en petit).

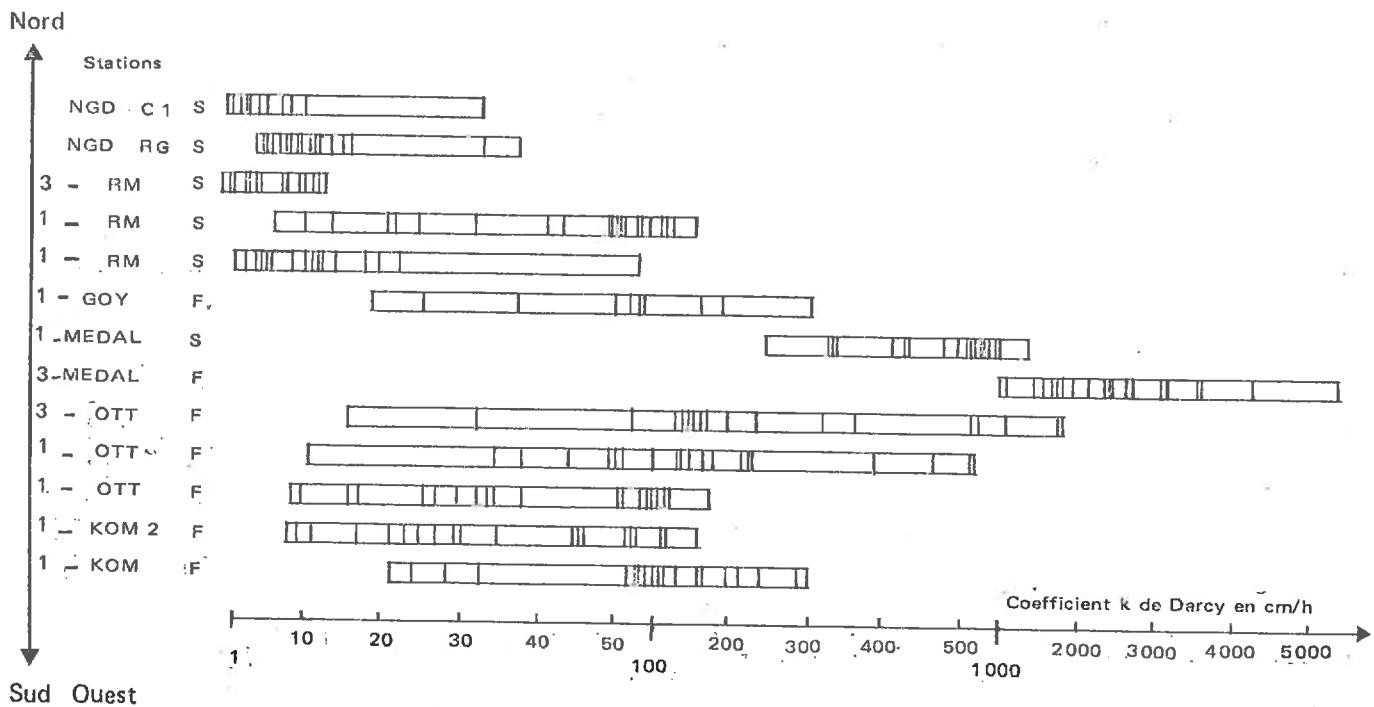


Figure n°43 : Dispersion des valeurs de conductivité hydraulique k en surface du sol (du sud-ouest à l'Adamaoua).

De plus on constate que les indices comme la médiane et les quartiles sont des valeurs stables de la distribution. En particulier la médiane et l'interquartile de k ont des valeurs peu différentes (HUMBEL 1975) : la dispersion croît donc avec la perméabilité*.

Pour tenir compte le mieux possible de ces faibles valeurs de conductivité, et de cette stabilité des quartiles, le modèle a été constitué de la manière suivante :

- des paramètres de l'échantillon en petit, correspondant au premier quartile, et qui seront désignés par k , G , n , r et y .
- des paramètres de dispersion, correspondant à l'interquartile, et qui seront désignés par k' , G' , n' , r' . Ainsi l'échantillon du 3e quartile est composé de n tubes de rayon r et de taux d'ouverture y (comme l'échantillon du 1er quartile), auxquels s'ajoutent n' tubes de rayon r' et de taux d'ouverture y' .

D'où la formulation :

$$\left\{ \begin{array}{l} k = a \pi n r^4 \\ yG = \pi n r^2 \\ k' = a \pi n' r'^4 \\ y'G' = \pi n' r'^2 \end{array} \right.$$

Système 6

* - La moyenne tend, quand le nombre de résultats augmente, vers la "perméabilité en grand" du milieu. Mais elle est moins stable que la médiane car elle intègre les valeurs élevées, qui sont très dispersées.

J. Expression de l'anisotropie.

Pour rendre compte de la capacité de filtration des systèmes poraux dans toutes les directions on pourrait, avec SCHEIDECKER (1974), répéter le modèle initial dans les trois directions de l'espace et remplacer G par G/3 dans les équations. Mais dans les formulations ci-dessus, c'est l'obliquité des tubes qui assure cette ouverture du système poral dans toutes les directions de sorte que ce facteur de réduction est inclus dans $1/y$. Le taux d'ouverture y est donc un paramètre directionnel qui présente une valeur y_v dans la direction verticale et des valeurs y_o dans le plan horizontal. Mais l'anisotropie peut être reportée seulement sur l'un des paramètres composant y par exemple l'obliquité, ou même sur n ou r .

Si le milieu est isotrope dans le plan horizontal, l'anisotropie de la fonction de filtration est exprimée par un seul paramètre, par exemple le rapport k_o/k_v des conductivités hydrauliques mesurées dans la direction verticale (k_v) et dans le plan horizontal (k_o).

Dans les sols étudiés la conductivité horizontale n'a été mesurée que dans une direction, la plus grande pente, et l'anisotropie a été attribuée à l'obliquité des tubes, β_v par rapport à la verticale, β_o par rapport à l'horizontale. Si θ , appelé angle d'anisotropie, désigne l'angle moyen des tubes par rapport à la verticale :

$$\beta_v = 1 / \cos \theta \quad \beta_o = 1 / \sin \theta$$

et si les autres paramètres inclus dans y sont isotropes :

$$k_v / a_y G = r^2 / \beta_v^2 \text{ et } k_o / a_y G = r^2 / \beta_o^2 \text{ d'où } k_o / k_v = \tan^2 \theta$$

On désignera par θ' la variation de θ correspondant à l'interquartile :

$$\tan^2 (\theta + \theta') = (k_o + k_o') / (k_v + k_v')$$

k_v' et k_o' désignant les interquartiles des dispersions de k_v et k_o .

7.2.3. LE MODELE BI-DIAMETRIQUE.

A. Formulation.

Le système d'équations 6 possède 4 équations pour 6 inconnues, n, r, y, n', r' et y' , sans compter les paramètres indifférenciés contenus dans y et y' : tortuosité, α obliquité β etc.... En tenant compte de l'anisotropie précédente on a deux équations supplémentaires (de conductivité), mais aussi deux inconnues de plus θ et θ' .

D'autres données sont donc nécessaires pour résoudre ces équations, à moins qu'on ne renonce à déterminer certains paramètres pour ne s'intéresser qu'à leur limite (inférieure ou supérieure). Ces paramètres seront par exemple la valeur minimale de r dans "l'échantillon en petit" * et la valeur maximale du paramètre de dispersion r' . La valeur minimale de r est obtenue pour $y_{maximum} = 1$ et le nombre n de tubes est alors maximum :

$$\left\{ \begin{array}{l} k = a \pi n r^4 \\ G = \pi n r^2 \end{array} \right. \text{soit} \quad \left| \begin{array}{l} r^2 (\min) = k / a G \\ n (\max) = a G^2 / \pi k \end{array} \right.$$

La valeur maximale R de r' est obtenue quand y' est minimal, c'est-à-dire pour $n' = 1$, d'où :

$$\left\{ \begin{array}{l} k' = a \pi R^4 \\ y' G' = \pi R^2 \end{array} \right. \text{qui donne} \quad \left| \begin{array}{l} R^4 = k'/a \pi \\ y'^2 = k'/a G'^2 \end{array} \right.$$

Dans cette hypothèse $n' = 1$, la filtration est assurée par un seul tube de rayon R et on représentera alors le reste de la porosité G' par N tubes fermés de rayon R :

$$G' = (N + 1) R^2 \text{ d'où } N + 1 = G' \sqrt{a/\pi k'}$$

$N + 1$ représente aussi le nombre minimum de tubes assurant la dispersion de G . N sera appelé nombre de tubes fermés.

Les paramètres du modèle sont ainsi au nombre de 6 : les 3 paramètres-limites n , r et R , le nombre N de tubes fermés, et les deux paramètres d'anisotropie θ et θ' . Ce modèle a été qualifié de *bidiamétrique* car la distribution des rayons a été réduite à deux classes seulement, l'une pour représenter l'échantillon en petit (par n tubes de rayon r), l'autre pour représenter la dispersion interquartile : par 1 tube ouvert de rayon R et N tubes fermés (de rayon R également).

Cette formulation contient les hypothèses suivantes :

- Les séries de mesure de k et de G croissent dans le même sens et par conséquent l'échantillon du premier quartile de k est aussi celui de G .
- La distribution des rayons est isodiamétrique dans l'échantillon en petit, et la dispersion interquartile est assurée par des tubes d'un autre rayon (et non pas par une répartition irrégulière des tubes de rayon r).

* - Echantillon théorique dont les paramètres k et G ont pour valeurs les premiers quartiles de la distribution de la conductivité hydraulique et de la macroporosité.

- La filtration est isotrope dans le plan horizontal (k_0 identique dans toutes les directions de ce plan).

A noter que la formulation du modèle comporte deux systèmes d'équations à deux inconnues chacun, et qui sont indépendants.

B. Estimation des paramètres indéterminés.

Les paramètres d'ouverture, y et y' sont indéterminés dans le modèle précédent. Par conséquent tous les paramètres qui composent y sont indéterminés : la tortuosité α , l'obliquité β , les facteurs de réduction du rapport k/G dus aux rétrécissements évasements (γ) connexions, (ϵ), aplatissements (δ), turbulences (ω), etc.... Il est cependant possible d'estimer certains de ces paramètres composant y :

- L'ouverture du système poral dans les trois directions de l'espace peut être globalement introduite par un facteur de réduction de 3 (SCHEIDEGGER 1974). Ce facteur englobe alors les effets dus à la tortuosité par connexions et à l'obliquité des tubes fermés (obturés sur les faces latérales des échantillons).
- Dans un milieu isotrope formé d'un assemblage de sphères, la tortuosité est de $\pi/2$ au maximum (contournement de sphères). Elle descend à 1 dans un milieu totalement anisotrope (tubes directs).
- Pour un échantillon cubique et dans le cas d'une distribution homogène des orientations de tubes, l'obliquité moyenne des conduits joignant la face d'entrée et la face de sortie de l'eau est de 1,15.
- L'emprisonnement d'air dû aux rétrécissements et connexions atteint 1/5 de la porosité G . Si cette obturation diminue k de 1/5, l'effet d'emprisonnement d'air s'exprime par un facteur de réduction de 6/5 du rapport k/G .
- Le taux de réduction dû à l'aplatissement des conduits est faible dans les systèmes tubulaires et sera négligé.
- On ne tiendra pas compte de la turbulence dans les tubes de l'échantillon en petit des horizons B, car le nombre de Reynolds calculé pour les tubes du modèle est inférieur à 1. Par contre, le nombre de Reynolds est supérieur à 10 dans les horizons A de forêt et pour les paramètres de dispersion : les tubes réels sont alors plus gros que les tubes du modèle.

Les estimations précédentes donnent, à titre indicatif :

$$(1/y)_{\text{max}} = 3 \times (\pi/2)^2 \times (1,15)^2 \times 6/5 = 11,7 \text{ soit } y = 0,08$$

$$(1/y)_{\text{min}} = 1 \text{ (tubes directs en milieu totalement anisotrope).}$$

En tenant compte de la turbulence et de l'anisotropie la valeur de $1/y$ pourrait être plus élevée. Cette valeur est encore inférieure à celle

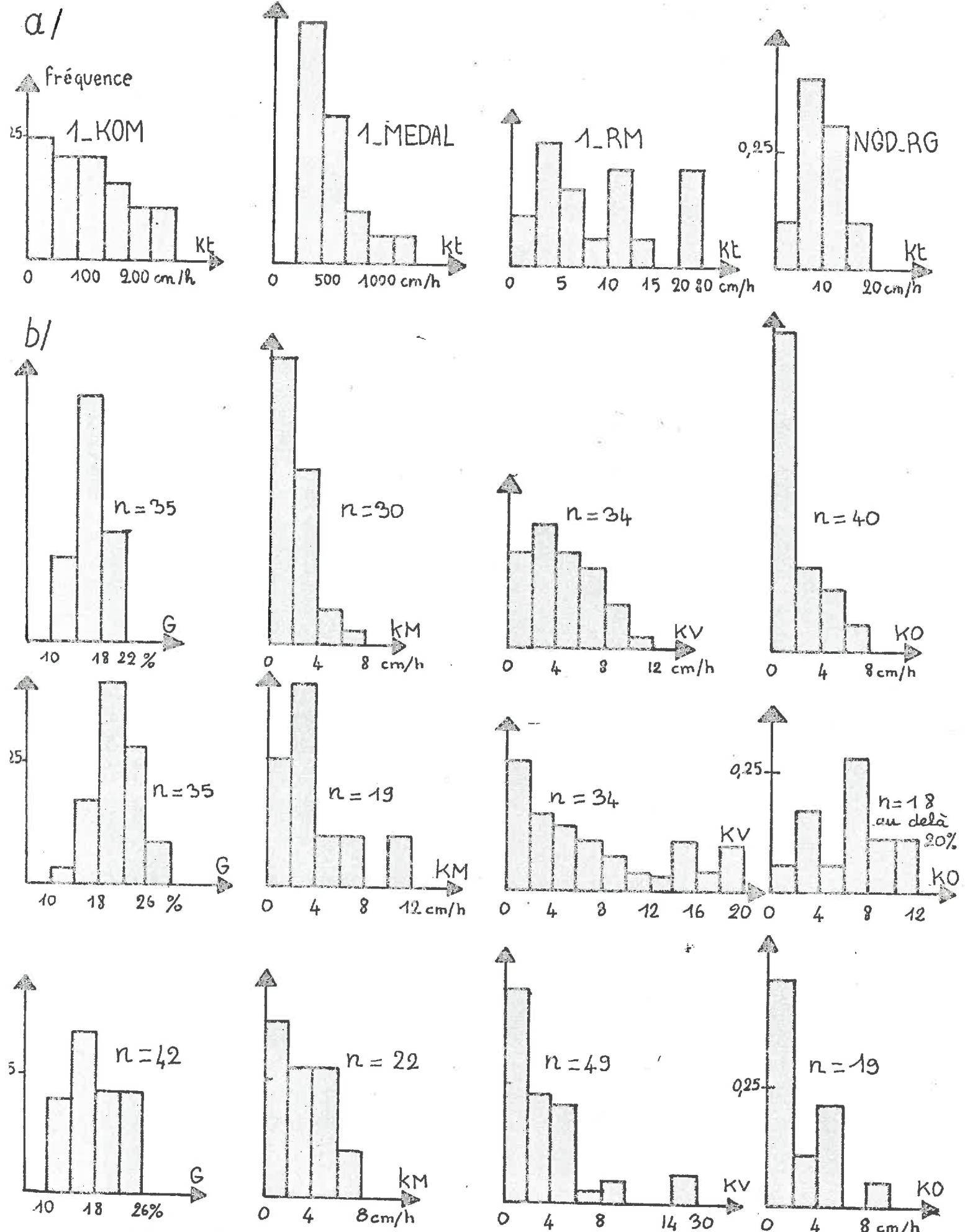


Figure n° 44 : Distribution statistique des valeurs de conductivité hydraulique k et de macroporosité G : histogrammes des fréquences.
 kt = valeurs des tests simplifiés.
 KM , k_v , k_o = valeurs Muntz, DO et DV.

a) horizon A ($n = 20$ répétitions).

b) horizon B (de haut en bas, sols 1-KOM; 1-MEDAL et 1-GOY).

que l'on peut tirer de l'observation (HUMBEL 1975).

7.3. APPLICATION AUX SOLS ETUDES.

Le modèle bi-diamétrique précédent a été appliqué aux sols étudiés en prenant pour k les résultats de conductivité hydraulique obtenus par les méthodes Muntz et directionnelles. Ces dernières ont été effectuées après humectation per ascensum et dans deux directions, k_v selon la verticale descendante, k_o selon l'horizontale vers l'aval. La surface d'entrée était de $2,5 \text{ dm}^2$ dans tous les cas.

La porosité G est la macroporosité obtenue par application de la relation $G = 1 - hd - d/D$: d a été mesuré globalement *in situ* à l'échelle de 1 dm^3 , D avec trois répétitions par échantillon, h est la moyenne des humidités de saison des pluies pendant les cycles étudiés entre 1969 et 1972.

Les séries de mesure de k , d , D et h n'ont pas porté sur les mêmes échantillons, d'où une certaine imprécision. De plus on ne sait pas si, au sein d'une même station, porosité et perméabilité varient dans le même sens. En fait, il est possible qu'on puisse trouver un échantillon plus poreux mais moins perméable qu'un autre. On a cependant admis que les deux séries de mesures, k_i et G_i , croissaient dans le même sens. En effet, cette relation s'observe effectivement lorsqu'on compare des profils ou des séquences (HUMBEL 1975).

Par ailleurs, la série des résultats obtenus dans chaque horizon B, et qui ont été traités statistiquement comme des répétitions, caractérisent en réalité des échantillons échelonnés en profondeur. Cette méthode n'est justifiée que si la caractéristique étudiée est indépendante du paramètre profondeur. C'est apparemment le cas pour k , du moins avec les résultats disponibles, mais non pour G qui présente certaines variations verticales au sein des horizons B (décrivées dans HUMBEL 1974). Il aurait été préférable de réduire la hauteur des tranches de sol concernées, mais les effectifs statistiques deviennent alors insuffisants, du moins pour k (et compte tenu de la grande dispersion de ses valeurs).

7.3.1. CALCUL DES PARAMETRES DU MODELE.

Les résultats obtenus dans les sols étudiés, malgré les insuffisances et les imprécisions signalées ci-dessus, méritent cependant d'être rapportés et confrontés aux autres données disponibles. On distinguera successivement les horizons B et les horizons A. Parmi ces derniers on séparera les horizons A_1 des sols forestiers des régions humides et les horizons compacts des sols de l'Adamaoua.

HORIZONS B.

Compte tenu des estimations faites précédemment, on a considéré que la valeur maximum de y était de $1/11,5 = 0,08$. Les paramètres du modèle calculés avec $y = 0,08$ sont présentés dans le tableau n°10. Les valeurs de k et de G utilisées sont celles du premier quartile, celle de k' et G' sont les interquartiles.

Tableau n° 10 : Paramètres du modèle bidiamétrique dans les horizons B ($y = 0,08$)

Sols:	jaunes du sud				rouges du centre		de l'Adamaoua	
Station :	1-KOM	1-KOM2	1-OTT	1-OTT2	1-MEDAL	1-GOY	1-RM	NGD-RB
profondeur (m)	0,2-6	0,2-6	0,2-5	0,2-6	0,1-8	0,1-6	1,5-4	0,3-3
k (cm/h)	1,0	0,7	0,5	1,6	1,0	1,3	2,6	1,0
G (%)	15	12	12	15	20	15	26	30
k'	3,1	2,1	2,0	5,5	3,2	3,5	3,2	14,9
G'	2,9	4,8	5,0	5,2	7,7	7,6	8,8	6,7
r (microns)	13,8	12,9	10,9	17,4	11,9	15,7	16,8	9,7
$n(/mm^2)$	20	18,4	25,8	12,6	35,8	15,5	23,3	80,7
R (microns)	387	351	347	446	390	399	390	573
N (/dm ²)	616	1240	1324	830	1612	1521	1842	649
θ (degrés)	39	16	45	35	54	56	45	58
θ'	-9	+ 13	-17	+7	-12	-8	-10	-25

Commentaire :

D'après le modèle utilisé le rayon minimum des tubes de l'échantillon en petit serait d'environ 10-20 microns et leur nombre maximum de 10-80 par mm². Ces résultats sont compatibles avec une organisation du sol de type assemblage de micropeds. Le rayon maximum atteint 500 microns : l'étalement R/r des rayons des tubes du modèle est en moyenne de 30. L'anisotropie

est importante en 1-KOM où le système poral est mieux ouvert dans le sens vertical. Dans les sols rouges le système est au contraire mieux ouvert dans le plan horizontal. Par contre les gros tubes auraient presque tous une orientation préférentielle verticale puisque θ est négatif.

Si cette tendance à un changement d'orientation du réseau poral entre le sud et le nord des sols Ferrallitiques (ou entre sols jaunes et sols rouges) se confirmait, sa signification pédologique et porogénétique mériterait une étude approfondie. A noter cependant que les sols rouges et les sols jaunes ne se différencient pas nettement par les autres paramètres du modèle.

HORIZONS A

Le modèle bi-diamétrique a été appliqué aux horizons A, bien que la porosité de ceux-ci comporte peu de tubes, afin de permettre des comparaisons avec les horizons B précédents. Les valeurs de k sont tirées ici de tests simplifiés d'infiltration en surface (cf. 3.3.3). La valeur de y dans l'échantillon en petit a été également fixée à 0,08. Le tableau n° 14 présente les résultats obtenus dans les horizons A de différents sols, échelonnés de gauche à droite en allant des climats constamment humides vers les climats plus contrastés. L'anisotropie n'a pu être caractérisée.

Tableau N° 14 : Paramètres du modèle bi-diamétrique dans les horizons A
(y = 0,08).

Sols :	jaunes				rouges du centre			de l'Adamaoua	
Profil	1-KOM	1-KOM2	1-OTT	1-OTT-2	1-MEDAL	2-MEDAL	1-GOY	1-RM	NGDRB
k (cm/h)	57	22	26	54	377	1657	63	7	7
G (%)	35	20	17	29	21	30	7	9	9
k'	114	43	68	170	252	1419	295	10	19
G'	17	9	6	6	5	16	13	3	4
r (microns)	68	56	66	73	226	396	160	47	47
n (/mm ²)	1,9	1,6	1,0	1,4	0,1	0,05	0,7	1,04	1,04
R (microns)	952	746	837	1052	1161	1789	1208	518	608
N (/dm ²)	596	513	259	164	123	158	283	354	343

Commentaire :

D'après ce modèle le rayon minimum serait d'environ 60 microns dans les sols jaunes, 200 microns dans les sols rouges du centre, 50 microns dans les horizons compacts de l'Adamaoua. Leur nombre maximum serait de 2 par mm² au

sud, moins de 1 dans les sols rouges du centre (où les tubes seraient plus gros) et d'environ 1 dans les sols de l'Adamaoua. Le rayon maximum serait de l'ordre du millimètre. L'étalement R/r des rayons est dans un rapport moyen de 14 dans les sols jaunes, 5 dans les sols rouges du centre, 12 dans les sols de l'Adamaoua. Il est donc inférieur à celui des horizons B.

7.3.2. RECHERCHE D'INDICES GLOBAUX.

Le modèle bi-diamétrique constitue une simplification, nécessaire au calcul des paramètres. Dans la réalité, les pores des sols étudiés ont des rayons très variés. C'est donc le système 5 qui rend le mieux compte du réseau poral naturel.

Rapport : k/G

$$\text{Dans le système 4 on a : } k/G = a \sum_{i=1}^{i=1} n_i r_i^4 / \sum_{i=1}^{i=1} (n_i r_i^2 / y_i)$$

Le rapport k/G croît lorsque le taux d'ouverture y_i des pores augmente, mais il dépend aussi de la distribution des rayons. Il ne renseigne donc pas sur l'organisation de la porosité. Cependant les mensurations directes permettent, théoriquement, de calculer $k^* = a \pi \sum n_i r_i^4$ et $G^* = \pi \sum n_i r_i^2$. Si y_i est identique pour toutes les classes de pores le rapport $\frac{k/G}{k^*/G^*} = y$ indique ainsi le taux d'ouverture de la porosité.

Rapport $A = \frac{kG'}{Gk}$

Ce rapport a pour expression, si le taux d'ouverture est le même pour toutes les classes de pores :

$$A' = \frac{\sum n_i r_i^4 \times \sum n_i' r_i^2}{\sum n_i' r_i^4 \times \sum n_i r_i^2} \times \frac{y}{y'} = A' \frac{y}{y'}$$

en désignant la grande fraction par A' .

Les résultats des mesures indiquent que A est nettement inférieur à 1 et que les gros macropores sont moins "ouverts" que les petits, c'est-à-dire que $y > y'$.

On a donc obligatoirement $A' < 1$.

D'après les inégalités de Tchebychev sur les produits de séries finies de nombres positifs, la condition $A' < 1$ est réalisée lorsque avec

$$r_1^2 < r_2^2 < \dots < r_j^2$$

$$\text{on a simultanément : } \pi n_1 r_1^2 > \pi n_2 r_2^2 > \dots > \pi n_j r_j^2$$

$$\pi n'_1 r_1^2 < \pi n'_2 r_2^2 < \dots < \pi n'_j r_j^2$$

c'est-à-dire que la porosité $\pi n_i r_i^2$ due à chaque classe i décroît, tandis que la variation interquartile $\pi n'_i r_i^2$ de cette porosité, croît au contraire.

Ces propositions sont évidemment liées à l'échelle de mesure, laquelle est ici inférieure à la maille d'hétérogénéité des plus gros pores.

Dans le cas de la porogénèse faunique, ces inégalités signifient que plus le fouisseur est gros, moins la fraction de porosité qu'il creuse est importante, mais plus elle est irrégulièrement répartie : par exemple les galeries de rongeurs ont un volume global inférieur à celui des galeries de vers, mais ils sont plus irrégulièrement répartis (à l'échelle des mesures). On a admis qu'il en était ainsi dans la porosité des sols étudiés, bien que tous les pores n'y soient pas d'origine faunique (vides d'entassement de micropeds par exemple).

Dans un système isodiamétrique on aurait $A = 1$ puisque $j = 1$. Par conséquent A' tend vers 1 lorsque le système tend à être isodiamétrique. Ainsi A' est un indice d'isodiamétrie du réseau poral, dans les conditions de distribution des pores admises ci-dessus. Mais si les pores sont identiques, le taux d'ouverture y des macropores responsables de la dispersion est identique à y et on a donc $y = y'$ d'où $A = 1$. Par conséquent le rapport A tend vers 1 lorsque simultanément l'étalement des rayons et la variation de leur taux d'ouverture diminuent. Il traduit donc en quelque sorte la régularité du système poral.

Les propositions ci-dessus conduisant à des valeurs de A' très inférieures à 1, ne s'appliquent plus dans un système fissuré où le réseau de fentes est régulier à l'échelle des mesures. Un autre modèle doit donc être recherché pour représenter la porosité des horizons compacts des sols de l'Adamaoua.

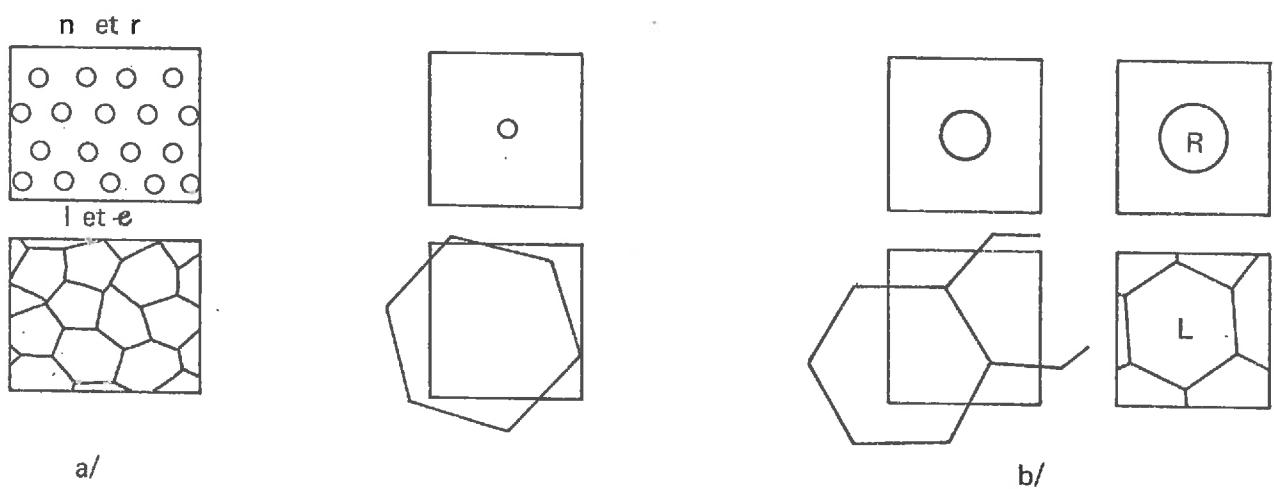


Figure n° 45 : Influence du type de modèle sur la symétrie des distributions

a) échantillon "en petit" : n tubes de rayon r ou longueur 1 de fissures de largeur e

b) échantillons au delà du premier quartile :

- rayon croissant jusqu'en R : distribution dissymétrique
- longueur croissante jusqu'en L : distribution symétrique

7.3.3. MODELES ADAPTES AUX HORIZONS A.

Le modèle tubulaire choisi pour représenter la macroporosité des horizons B convient mal aux horizons A. En effet sous forêt ces horizons ont une structure grumeleuse puis polyèdrique subanguleuse et par conséquent un modèle de type "assemblage de sphères" paraît mieux adapté. De même dans l'Adamaoua l'horizon de consistance sub-superficiel est finement fissuré et c'est donc un modèle "fissural" qui doit lui être appliquéd. D'ailleurs le modèle tubulaire n'explique pas la distribution symétrique (ou peu dissymétrique) des valeurs de k dans cet horizon (fig. n° 44 a, en 1-RM et NGD-RB).

Les tests d'infiltration donnant les valeurs de k utilisées ici pour caractériser la couche supérieure du sol sont réalisés avec un cadre enfoncé de 5 cm à partir de la surface, et sans anneau de garde. Or sous forêt la perméabilité décroît de haut en bas. Par ailleurs, comme la perméabilité latérale est élevée à ce niveau, la fonction de filtration qui est caractérisée par ces valeurs de k n'est pas uniquement celle de la direction verticale. L'horizon concerné est donc plutôt la couche 5-15cm, c'est à dire l'horizon A3, car l'horizon A1 est peu épais. La macroporosité à utiliser est évidemment celle de la couche 5-15 cm. Dans l'Adamaoua l'horizon concerné est l'horizon AB de consistance (5-15cm également) qui a une faible perméabilité horizontale.

a) Essai d'un modèle "sphérique" pour les horizons A3 de forêt.

Dans ces horizons, la porosité de l'échantillon en petit (premier quartile) et les paramètres de dispersion (interquartile) sont représentés par le modèle suivant : la fraction filtrante de l'espace poral résulte d'un assemblage compact de sphères isodiamétriques de matière solide : Dans l'échantillon en petit une fraction y de G est formée de sphères de rayon r . La dispersion est attribuée à une augmentation de r qui prend la valeur R dans l'échantillon du troisième quartile de la distribution.

La perméabilité intrinsèque K (cf 3.3.3.) d'un assemblage compact de sphères isodiamétriques de rayon r est de $0,049 r^2$ si l'assemblage est rhomboédrique et $0,063 r^2$ s'il est cubique (d'après SLICHTER cité dans SCHEIDEGGER 1974). Cette caractéristique K a bien les dimensions d'une surface et elle est liée à la conductivité hydraulique k par la relation $K = k \mu / \rho g$, soit : $k(cm/h) = 3600 \times I \times 978 \times K/0,01 = 1,725 \times 10^7 r^2$ (r en cm) pour l'assemblage rhomboédrique, et $k = 2,218 \times 10^7 r^2$ pour l'assemblage cubique.

La porosité ne dépend pas du diamètre des sphères mais seulement de leur mode d'assemblage : elle est de 26% en assemblage rhomboédrique et de 48% en assemblage cubique. On supposera que l'assemblage est cubique (le plus lâche des assemblages compacts), et dans ce cas la fraction de volume total qui assure la filtration est $yG/48$. D'où l'équation du modèle : $k = 2,218 \cdot 10^7 r^2 y/48$ d'où l'on tire : $r^2 = 2,16 \cdot 10^{-6} k/yG$. L'équation du paramètre de dispersion donne alors : $R^2 = 2,16 \cdot 10^{-6} (k+k') / y' (G+G')$. Le tableau n°15 présente, pour différents horizons A_3 de forêt, les valeurs de r et R obtenues en prenant arbitrairement y et $y' = 0,08$.

Tableau n° 15 : Paramètres du modèle sphérique dans les horizons A_3 de forêt.

Profil	I-KOM	I-KOM2	I-OTT	I-OTT2	I-MEDAL	2-MEDAL	I-GOY
r (microns)	66	54	64	71	220	386	156
R (microns)	94	78	105	131	255	425	220

Commentaires : L'ordre de grandeur obtenu pour les grains du modèle est le dizième de millimètre. En fait les peds organo-minéraux de ces horizons sont plus pluridiamétriques et partiellement anguleux, ce qui réduit le débit de filtration. Par conséquent les rayons précédents ne représentent que la limite inférieure des rayons de peds réels (chap.2). En outre, comme il existe aussi des tubes dans ces horizons perforés par la faune et les racines, une partie des conductivités élevées obtenues dans ce milieu est vraisemblablement due à des tubes. Une meilleure approche du problème consisterait à combiner les modèles sphérique et tubulaire.

b) *Essai d'un modèle "fissural" pour les horizons compacts de l'Adamaoua.*

Dans ces horizons l'observation indique l'existence de 2 réseaux de fissures : l'un, à maille très petite par rapport à l'échelle de mesure, est visible sur les lames minces ; l'autre, à maille voisine de celles des mesures, (dm^2), est visible *in situ*. On constate que les fissures du réseau fin ont un tracé irrégulier, une largeur variable et des orientations diverses. Celles du réseau large sont plutôt à dominante verticale et de plus grande largeur.

On attribuera au réseau fin la perméabilité de l'échantillon en petit (premier quartile) et au réseau large la dispersion interquartile de k . La présence de fissures obturées par des cutanes et de cavités fermées a fait considérer qu'ici aussi une fraction seulement de cette macroporosité

était "ouverte".

Le mode fissural qui a été testé pour ces horizons est basé sur la formule de Couette (cf. 3.3.3.) : si e est la largeur des fissures, l leur longueur en cm/dm^2 et y la fraction de G concernée par l'écoulement dans l'échantillon en petit :

$$\left\{ \begin{array}{l} k = 2 a l e^{3/3} \\ y G = e \times l \end{array} \right. \quad \text{d'où l'on tire} \quad \left| \begin{array}{l} e^2 = 1,5 k / a G y \\ l = y G / e \end{array} \right.$$

Si E désigne la largeur et L la longueur (par dm^2) des fissures du réseau large auquel on attribue la dispersion interquartile de k , et y' la fraction de (G) participant à cet écoulement :

$$\left\{ \begin{array}{l} k' = 2 a L E^{3/3} \\ y' G' = E \times L \end{array} \right. \quad \text{d'où} \quad \left| \begin{array}{l} E^2 = 1,5 k' / a G' y' \\ L = y' G' / E \end{array} \right.$$

A noter que ce modèle fissural ne dérive pas du modèle tubulaire en substituant la largeur des fentes au rayon des tubes, et la longueur des premières au nombre des seconds. En effet, si e et r sont effectivement proportionnels ($e = 0,82 r$) il n'en est plus de même pour n et l qui sont exprimés dans des unités des dimensions différentes (L^{-2} et L^{-1}), et dont la relation fait apparaître la dimension transversale e ou r : $1/n=\pi r/0,82=1,5 \pi e$. En outre la dispersion est attribuée dans le modèle fissural à la longueur de fissures comprises dans les échantillons, c'est à dire à une variable à laquelle k est proportionnel, ce qui rend compte de la distribution à peu près symétrique de celui-ci. Dans le modèle tubulaire la dispersion est attribuée à une variation du rayon, donc à une variable intervenant par sa puissance quatrième, ce qui rend compte de la forte dissymétrie de la distribution de k .

Le tableau n°16 présente, pour quelques horizons compacts des sols de l'Adamaoua, les valeurs des paramètres du modèle fissural précédent et en prenant successivement des taux d'ouverture de I et $0,08$:

Tableau n° 16 : Paramètres du modèle fissural dans les horizons compacts de l'Adamaoua. (e et E en microns, I et L en cm/dm^2).

Profil	échantillon en petit				Paramètres de dispersion			
	$y = I$		$y = 0,08$		$y' = I$		$y' = 0,08$	
	e	I	e	I	E	L	E	L
I-RM	16	5527	58	125	34	890	119	67
NGD-RB	16	5527	58	125	40	1000	142	106

Commentaire :

Les valeurs obtenues avec un faible taux d'ouverture (0,08) sont plus proches des valeurs mesurées (chap.4). Les fissures réelles sont donc bien, comme les tubes du modèle bi-diamétrique, gauches (tortueuses) et (ou) diversement orientées (obliques), retrécies, connectées etc.... Un calage plus précis sur les valeurs mesurées conduit à admettre pour y une valeur supérieure et pour y' une valeur inférieure à 0,08. Les larges conduits sont donc, comme dans le modèle tubulaire, moins ouverts que les conduits étroits. La distribution à peu près symétrique des valeurs de k s'explique par le fait que la maille du réseau large est de dimension voisine de celle de l'échantillon (fig.n°45).

7.4. CONCLUSION.

La tentative de modélisation qui a été faite dans ce chapitre 7 concerne la filtration de l'eau, considérée comme une fonction de la porosité ou du moins d'une fraction "ouverte" de la porosité. Elle s'applique aux principaux horizons de sols décrits au chapitre 2 et est construite à partir de mesures effectuées avec les méthodes exposées au chapitre 3 et de mensurations directes (chap.4). Ce modèle de filtration comprend un modèle géométrique qui représente la fraction de porosité traversée par l'eau. C'est ce modèle géométrique qui constitue un moyen d'approche indirecte de la porosité et qui est donc au centre de cette étude.

Un modèle géométrique de porosité peut avoir une double ambition : s'accorder avec la géométrie et l'organisation réelles des pores d'une part, rendre compte des comportements de l'espace poral dans des conditions naturelles ou imposées, d'autre part. Pour cela on peut être amené à utiliser des modèles différents, pour les différents horizons d'un

même sol. Par contre si l'on renonce à caler la géométrie du modèle sur la réalité il lui suffira d'expliquer les comportements. Dans ce chapitre on a, dans un premier temps essayé d'adapter à tous les horizons un modèle unique basé sur une forme simple existant partout : le tube. Dans un deuxième temps on a testé d'autres modèles, mieux adaptés à certains horizons : dans ceux-ci la filtration ne paraît pas assurée par des tubes mais par des fissures ou une porosité intersticielle.

Le modèle le plus simple construit avec des pores cylindriques est un faisceau de tubes parallèles isodiamétriques et indépendants, qui est tout à fait inapte à représenter la porosité d'un massif poreux naturel. Il a donc été compliqué de manière à expliquer le comportement du sol, et notamment les valeurs des caractéristiques suivantes : la conductivité hydraulique k obtenue dans différentes directions et pour différentes conditions initiales, et la macroporosité G tirée de mesures *in situ*. En particulier il fallait justifier le fait que le rapport k/G de ces valeurs mesurées est très inférieur à celui qu'on peut déduire des mensurations directes. Les complications qui aboutissent à ce résultat sont l'allongement des dimensions longitudinales des conduits (tortuosité, obliquité), l'irrégularité de leurs dimensions transversales (rétrécissements, évasements), l'influence de connexions sur l'emprisonnement d'air, et enfin un certain type de distribution spatiale (dispersion et anisotropie).

Il est apparu alors que ces complications avaient l'avantage d'adapter *le modèle tubulaire* aux données de l'observation (dimensions et organisation des pores). Mais le modèle ainsi élaboré et mis en équations possède beaucoup trop d'inconnues. Des simplifications sont donc nécessaires : la principale d'entre elles a consisté à regrouper dans un paramètre unique, appelé "taux d'ouverture des pores", l'ensemble des paramètres qui abaissent le rapport k/G . Une autre a consisté à utiliser une *distribution bidiamétrique*. Cette distribution des paramètres calculés (nombre et rayon des tubes) est calée sur la dispersion statistique des paramètres mesurées k et G .

En effet la loi des distributions dans l'espace de ces paramètres mesurés n'a pu être mise en évidence. On s'est donc contenté d'introduire leur dispersion statistique en définissant le modèle par les paramètres de deux échantillons, ceux du premier et du troisième quartile de la distribution de k et G .

Dans le premier, appelé *échantillon en petit*, les dimensions transversales sont supposées uniformes. Par contre la dispersion interquartile est attribuée à une variation de celles-ci. En effet la distribution statistique de k est généralement très dissymétrique et elle a été attribuée à une variation du rayon des tubes, lequel, intervient par sa puissance quatrième (en régime laminaire).

Mais le modèle tubulaire convient mal aux horizons supérieurs des sols Ferrallitiques, où la filtration paraît assurée, principalement au sud par des espaces intergranulaires, au nord par un jeu de fissures. On a donc testé sur eux deux types de modèles géométriques, appelés respectivement *modèle sphérique* et *modèle fissural*. Par ailleurs la distribution statistique des valeurs de k dans les horizons compacts est peu dissymétrique : elle a donc été attribuée non pas à la largeur des fissures mais à leur longueur. Par contre les distributions dissymétriques sont à attribuer :

- en modèle tubulaire, à une variation du rayon des tubes qui intervient par sa puissance *quatrième*.
- en modèle fissural, à la largeur des fissures qui intervient par sa puissance *troisième*,
- en modèle sphérique, au rayon des sphères qui intervient par son *carré*

Au contraire les distributions symétriques sont à attribuer à des paramètres proportionnels à k , c'est à dire au nombre des tubes, à la longueur de fissure, au *taux d'ouverture* (ou au type d'assemblage des sphères).

Seules les limites des paramètres des modèles ont pu être calculées de sorte que leur calage sur les données de l'observation n'est assuré que d'une manière approximative. De plus il a été admis, à la fois pour tenir compte des faibles valeurs du rapport k/G et pour améliorer ce calage, que le taux d'ouverture du système poral de ces sols était très faibles, inférieur à 0,08.

Enfin, cet essai de modélisation a conduit à rechercher des indices qui renseignent globalement sur l'organisation de l'espace poral et qui soient calculés uniquement à partir des paramètres mesurés. Ainsi il est apparu que le rapport $A = k G' / Gk'$ pouvait caractériser la complexité du système poral par comparaison avec un modèle tubulaire à conduits directs et isodiamétriques.

Chapitre 8

ÉTUDE DES VARIATIONS D'HUMIDITÉ ET DES FLUX

L'humidité totale varie d'un point à l'autre du volume-sol, et aussi en chaque point, au rythme des averses et des saisons. Les variations dans l'espace et dans le temps dépendent de la fraction d'apport pluvial qui s'infiltre, de la demande bio-climatique représentée par l'évapo-transpiration, des conditions de drainage interne et externe offertes par le sol et le paysage, et enfin de la rétention exercée par le sol sur l'eau qu'il reçoit. Cette rétention détermine les variations dans l'espace lorsque l'apport et l'évapo-transpiration sont uniformément répartis et le drainage correctement assuré. La variation saisonnière de l'humidité contenue ou retenue par le sol est un terme important, mais souvent mal connu, de l'équation du bilan hydrique. Pour figurer dans cette équation l'humidité doit être déterminée à une échelle globale et exprimée en volume, ce qui nécessite de multiplier par la densité apparente globale, d , l'humidité pondérale donnée par la méthode gravimétrique.

L'humidité des sols étudiés sera considérée ici essentiellement comme le fluide remplissant l'espace poral et susceptible de se déplacer dans celui-ci (flux). C'est pourquoi on décrira principalement l'allure des profils hydriques, en expression pondérale ou volumique, ainsi que leurs variations saisonnières. Toutefois, comme les données ponctuelles sont très nombreuses et les sols très épais on a aussi condensé l'information recueillie, sous forme de quantités d'eau contenues, dans des tranches de 1 m : ces quantités d'eau sont exprimées en mm d'épaisseur de la lame d'eau équivalente. Ces données volumiques ont été obtenues en multipliant point par point le profil hydrique moyen par le profil densimétrique moyen pour obtenir le profil d'humidité volumique, puis en intégrant celui-ci tranche par tranche. On s'est intéressé alors aux seules variations (verticales, latérales, saisonnières etc...) qui sont supérieures à la somme de l'incertitude sur les déterminations et de l'hétérogénéité spatiale. Ainsi l'étude porte successivement sur l'hétérogénéité de répartition, l'allure des variations verticales, toposéquentielles, latitudinales, etc..., aux extrema saisonniers. L'étude dans le temps a été faite aussi à l'échelle de l'averse, à l'échelle du cycle saisonnier, enfin d'une année à l'autre. Les quantités totales d'eau retenues par les sols aux extrema saisonniers figurent dans l'annexe II.

Il n'est cependant pas possible de considérer ces variations d'humidité du sol indépendamment des autres termes du bilan hydrique, qui sont l'apport pluvial au sol, la demande évaporatoire (évapo-transpiration), le ruissellement et le drainage. Seuls l'apport pluvial et l'évapotranspiration sont connus, par mesure ou par estimation. Là où le ruissellement est négligeable il est possible d'apprécier le drainage : c'est le cas des sols sous forêt dense du sud.

Les variations saisonnières d'humidité étant connues ainsi que l'état de cette humidité dans l'espace poral (saturation, capacité au champ, valeur du pF 4,2etc...), il est alors possible d'en déduire, compte tenu des autres termes du bilan et des caractéristiques des sols, les principaux flux saisonniers d'humidité dans le sol.

8.1. LES TERMES DU BILAN HYDRIQUE.

8.1.1. L'APPORT PLUVIAL.

La présentation par décade, adoptée dans les figures n° 46 et 47, montre nettement la répartition de l'apport pluvial et les limites des saisons dans les principaux sols étudiés. Dans le détail, on constate que, en 1972 :

Dans la zone côtière les averses ont été importantes (28 de plus de 30 mm dont 7 de plus de 70 mm) et espacées de deux ou trois jours seulement. L'évaporation étant faible, les épisodes de dessèchement du sol ont dû être peu nombreux et limités aux premiers centimètres.

Dans le sud et le centre, la seconde saison des pluies 1972 a duré à peu près 80 jours avec un apport de 700-800 mm régulièrement réparti, sans accalmie permettant un dessèchement notable du sol. La répartition des pluies lors de la première saison paraît être de deux types assez différents : en OTT et MEDAL elle comporte une période de 90 jours, au cours de laquelle l'apport a été régulier, 500-600 mm au total, précédée et suivie de périodes où l'apport est discontinu. En EBOL et GOY, elle est étalée sur 150 jours avec un apport de 700 mm, les interruptions étant mieux réparties et atteignant 6 jours (décades presque sèches). Ces phases de dessèchement ont dû affecter le sol sur une certaine épaisseur.

La figure n° 46 présente la répartition décadaire des pluies en EBOL pendant la période de mesure de l'humidité du sol. La durée en jours de chaque saison des pluies, l'apport pluvial total At correspondant, l'apport A_{10} dû aux n_{10} pluies supérieures à 10 mm, et les valeurs A_5 et n_5 pour les pluies supérieures à 5 mm sont présentées dans le tableau n° 17.

Tableau n° 17 : Durée et répartition de l'apport pluvial.

Saison	1969 II	1970 I	1970 II	1971 I	1971 II	1972 I	1972 II
Durée	88	116	79	96	66	115	60
At	870	950	830	640	845	680	650
n_{10}	27	29	29	24	31	24	22
A_{10}	758	851	753	566	836	559	597
n_5	39	40	36	33	32	27	26
A5	855	945	819	637	839	680	643

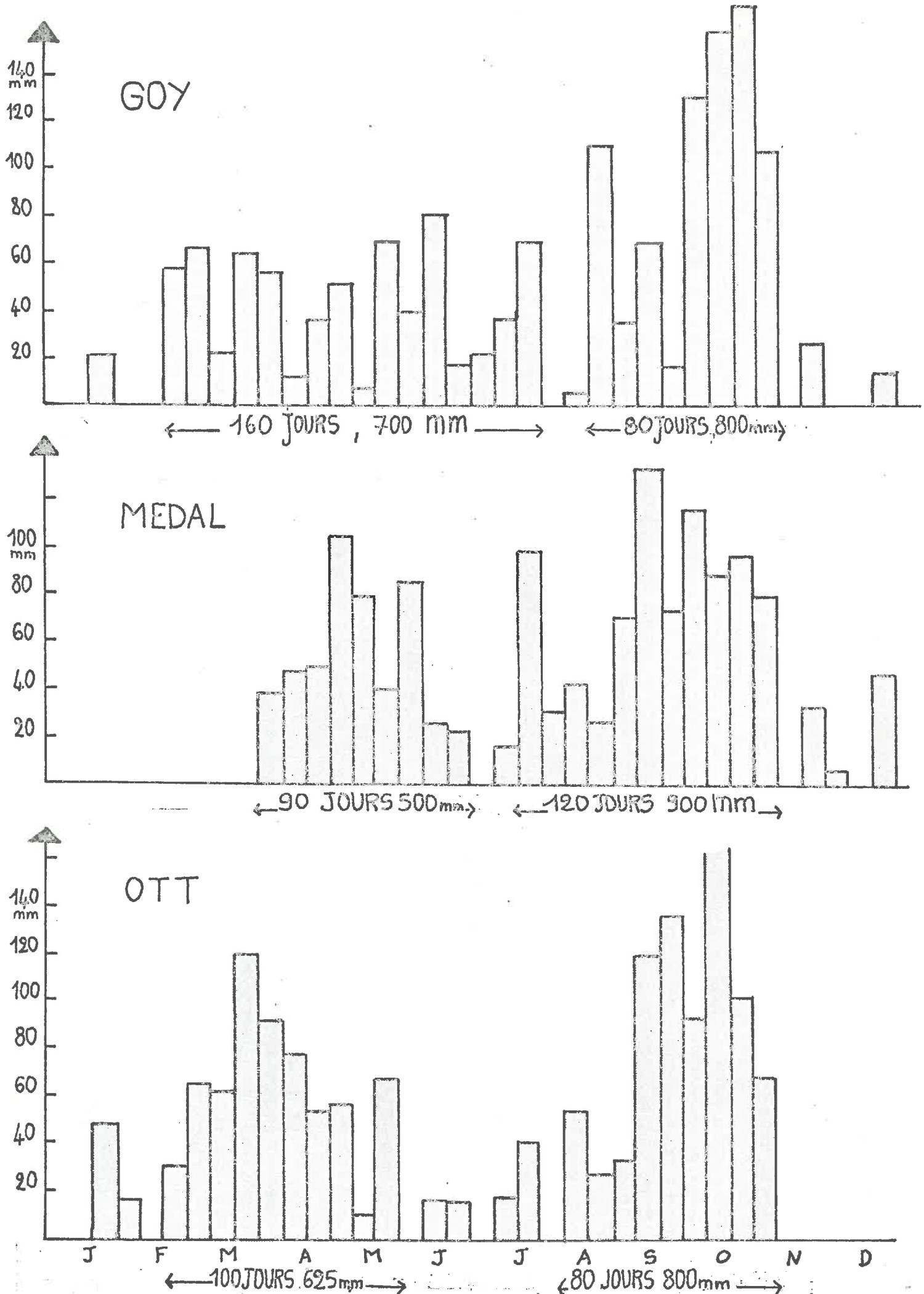


Figure n° 47 : Apport pluvial P , par décades en 1972, dans le centre-sud.

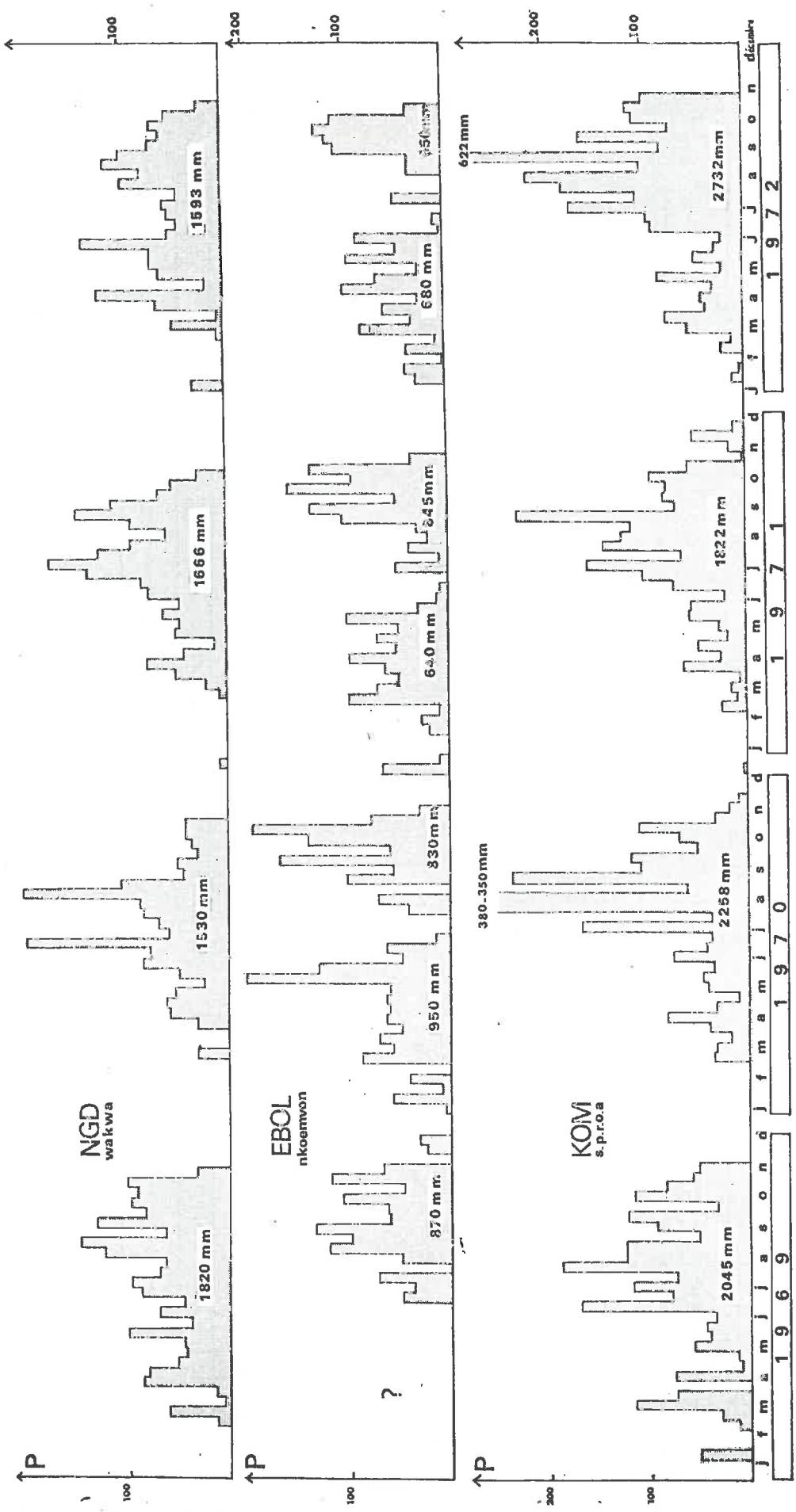


Figure n° 46 : Apport pluvial P , par décades, dans les trois principaux domaines climatiques : climat de mousson (KOM), climat sub-équatorial (EBOL), et climat tropical humide (NGD).

Dans l'Adamaoua où l'unique saison pluvieuse annuelle a duré 210 jours l'apport total a été de 1593 mm. Celui-ci est réparti en 68 averses de plus de 5 mm (40 de plus de 10 mm, 8 de plus de 30 mm) apportant 87 % de l'apport total (72 % par les pluies supérieures à 10 mm). Les petites averses sont nombreuses de sorte que l'intervalle moyen entre deux pluies est bien inférieur à un jour, sauf en début et fin de saison des pluies (jusqu'à 6 jours).

8.1.2. LA DEMANDE BIO-CLIMATIQUE.

Dans l'Adamaoua, le dessèchement du sol en saison sèche n'a été perturbé que par une seule averse en janvier. Ailleurs, les averses de saison sèche ont été plus nombreuses et plus fréquentes, de sorte que le dessèchement du sol a été interrompu de phases de réhumectation, du moins à la partie supérieure des profils. Ce dessèchement est provoqué par une évaporation directe, limitée à la tranche superficielle du sol et par la transpiration des plantes, prélevée dans la tranche racinaire. L'évapotranspiration réelle, ETR, représente l'humidité qui passe du sol à l'atmosphère par évaporation directe et par transpiration des végétaux. Exprimée en mm d'eau, c'est un des termes principaux du bilan hydrique du sol. Sa mesure directe sur sol épais et à enracinement profond présente des difficultés quasi-insurmontables. L'évapotranspiration potentielle ETP, ou l'ETR-maximum, est la limite supérieure de ETR : elle est déterminée dans des conditions optimales d'alimentation en eau.

Les évapotranspirations réelle et potentielle ne sont pas connues dans le domaine ferrallitique camerounais. Mais RIOU (1972), a mesuré l'ETP et estimé l'ETR dans trois stations, Brazzaville, Bangui et Bossangoa, dont les caractéristiques climatiques ne diffèrent pas trop de celles des sols étudiés ici. Toutefois, il n'y a pas de seconde saison sèche marquée dans ces trois stations, et à Brazzaville la saison sèche se place en juin-septembre, l'apport pluvial annuel y étant par ailleurs de 1400 mm seulement. L'ETP moyenne journalière est en saison sèche de 2,3 mm à Brazzaville et de 3,2 mm à Bangui, tandis qu'en saison des pluies, elle varie entre 3 et 4 mm. Le total annuel, 1070 mm à Brazzaville et 1240 mm à Bangui, est inférieur à l'apport pluvial du sud-Cameroun. A Bossangoa et Moundou, dont les latitudes encadrent celle de Ngaoundéré, mais dont l'altitude est inférieure, l'ETP totale est de 1500 mm soit à peu près l'apport pluvial de Ngaoundéré.

Pour estimer l'ETR, RIOU a distingué, classiquement, trois périodes dans chaque cycle climatique :

- 1 au début des pluies lorsque $Ap < ETP$, tout l'apport pluvial est évapotranspiré.

- 2 pendant la saison des pluies lorsque $Ap > ETP$, $ETR = ETP$,
- 3 pendant la saison sèche, où $Ap < ETR$, l'ETR est déterminée par la réserve d'eau utilisable du sol, et décroît avec elle.

Ainsi les facteurs qui limitent l'ETR sont dans ces trois périodes respectivement l'apport pluvial Ap, l'énergie fournie par le climat, et la réserve en eau du sol. En supposant que la réserve du sol est de 150 mm, RIOU obtient à Brazzaville une ETR annuelle de 933 mm répartis à raison de 3,15 mm/jour en saison des pluies et de 1,8 mm/jour en saison sèche. A Bangui, avec une réserve de 300 mm l'ETR annuelle est de 1187 mm, à raison de 4,0 mm/jour au début des pluies (3 mois), 3,1 mm/jour ensuite et de 2,6 mm/jour en saison sèche. A Moundou pour une réserve de 300 mm également, l'ETR annuelle n'est plus que 919 mm, répartis en 3,7 mm/jour en saison des pluies et de 1,3 mm/jour en saison sèche.

En extrapolant ces données aux sols Ferrallitiques étudiés on obtient des évapotranspirations annuelles de l'ordre de 1000 mm.

8.1.3. LE DRAINAGE DU SOL.

Dans les sols forestiers des régions humides le ruissellement est négligeable de sorte qu'on peut estimer le drainage (vertical et éventuellement oblique) à 1200 mm en KOM, 500 à 800 mm ailleurs : en effet l'alimentation en eau des végétaux est assurée presque toute l'année, de sorte qu'ETR est peu inférieur à ETP et par conséquent : Drainage # apport pluvial moins ETP.

Dans l'Adamaoua l'ordre de grandeur de la somme drainage + ruissellement est également de 500 à 800 mm, mais le ruissellement réduit d'autant la part du drainage. Celui-ci est en outre irrégulièrement réparti.

Remarque : Dans l'ouest (sols KOM et BALI) et dans l'Adamaoua (sols RM et NGD) le drainage a lieu à une seule période chaque année tandis que dans le sud et le centre (sols EBOL, NGAT, OTT, MEKA, MEDAL, GOY) le drainage se produit à deux saisons. Les échanges ioniques entre l'eau de drainage et la phase solide du sol y sont donc différemment assurés.

Conclusion.

Le régime hydrique reste largement excédentaire dans la totalité du domaine ferrallitique étudié, sous végétation naturelle du moins. Ainsi l'existence même du drainage en tant que flux saisonnier d'humidité n'est pas mise en cause. C'est pourquoi le drainage a pu n'être estimé que de façon approximative. Cependant il décroît fortement le long de la pédoséquence climatique étudiée : en effet au sud la demande évaporatoire n'augmente pas avec l'apport pluvial tandis que dans l'Adamaoua le ruissellement réduit l'apport au sol.

8.2. VARIATIONS D'HUMIDITE DANS L'ESPACE.

On considérera d'abord les variations d'humidité totale d'un point à l'autre du volume-sol, et ceci à deux périodes privilégiées, le minimum de saison sèche et le maximum de saison des pluies. On distinguerà successivement :

- la dispersion des résultats obtenus sur des échantillons prélevés à la même profondeur, dans le même horizon, et à faible distance l'un de l'autre, ou hétérogénéité spatiale.
- les variations verticales ou du moins celles qui, dans les profils hydriques, ne peuvent être attribuées à l'intervention de l'hétérogénéité précédente.
- les variations de ces profils hydriques le long de l'axe topographique déterminant généralement la plus grande pente de versant, ou variations toposéquentielles.
- les différences entre profils, ou au sein d'un même profil, qui peuvent être imputées à des différences de composition ou d'abondance de plasma, notamment celles qui sont liées au matériau original par l'intermédiaire du taux de squelette quartzeux. On les appellera donc variations avec le matériel-sol.
- les variations le long de la pédoséquence climatique étudiée, ou variations zonales.

8.2.1. HETEROGENEITE SPATIALE.

Les différences d'humidité d'un point à l'autre d'un volume donné traduisent une répartition irrégulière de l'eau qui peut être en relation avec des différences de porosité. C'est pourquoi on a comparé la dispersion de résultats d'humidité pondérale et la dispersion de résultats de porosité (mesures sur mottes à une échelle voisine des mesures d'humidité). Comme la porosité des mottes est calculée avec la densité mottière d_m et puisque dans les horizons B :

$$\Delta P/P \approx \Delta d/d \quad (\Delta P/P \approx \Delta d/(D-d) \quad \text{avec} \quad D \approx 2,7 \quad \text{et} \quad d \approx 1,3)$$

on donnera directement les paramètres de dispersion de la densité mottière. Le tableau 18 présente les résultats obtenus dans les horizons B du sol I-OTT :

Tableau n° 18 : Hétérogénéité : Exemple de dispersion des résultats.*

OTT	Type de mesure	Nbre	Valeurs extrêmes	x	m	i	s	100s/x
300-350 cm	Densité mottière	40	1,54 et 1,66	1,61	1,61	0,01	0,03	1,7
	Humidité-fosse	20	23,5 et 29,3	25,5	25,3	0,85	1,3	5,1
	Humidité-tarière	20	25,2 et 30,9	27,5	27,0	0,95	1,2	4,4
350-400 cm	Densité mottière	40	1,44 et 1,70	1,60	1,62	0,04	0,06	3,9
	Humidité fosse	20	24,5 et 32,3	26,8	25,2	2,40	3,4	12,7
	Humidité tarière	20	24,1 et 32,6	29,4	30,3	2,15	2,2	7,5

* Se reporter à la légende du tableau n° 2. Ces résultats ont été obtenus en collaboration avec J. BARBERY et J.M. RIEFFEL.

Commentaire.

Ces dispersions sont supérieures aux incertitudes sur les résultats. La dispersion est plus forte sur les humidités que sur les densités apparentes bien que ces dernières aient été mesurées sur des échantillons plus petits, 50 g au lieu de 100 g environ. La répartition de l'humidité est donc plus irrégulière que celle de la porosité des mottes. Cette irrégularité augmente en profondeur (indices de dispersion plus élevés dans la couche 350-400 cm).

Ces résultats nécessitent d'être comparés à d'autres données : la dispersion de la densité apparente est plus élevée lorsqu'on la mesure sur un volume plus grand (mesures au densitomètre à membrane sur $1,5 \text{ dm}^3$), par exemple le coefficient de variation est de 3 % dans le cas ci-dessus. Cela signifie que la macroporosité est plus inégalement répartie que la microporosité. Or cette macroporosité est, dans les exemples ci-dessus, partiellement en eau : par conséquent l'humidité est inégalement répartie dans la macroporosité. Comme cette humidité est en partie de l'eau de gravité, cette hétérogénéité de répartition de l'humidité paraît traduire une irrégularité du réseau de circulation de l'eau de drainage. L'ensemble des résultats obtenus confirme cette tendance à une aggravation de l'hétérogénéité du haut en bas des horizons B, donc éventuellement à une hiérarchisation du réseau de drainage de haut en bas des profils.

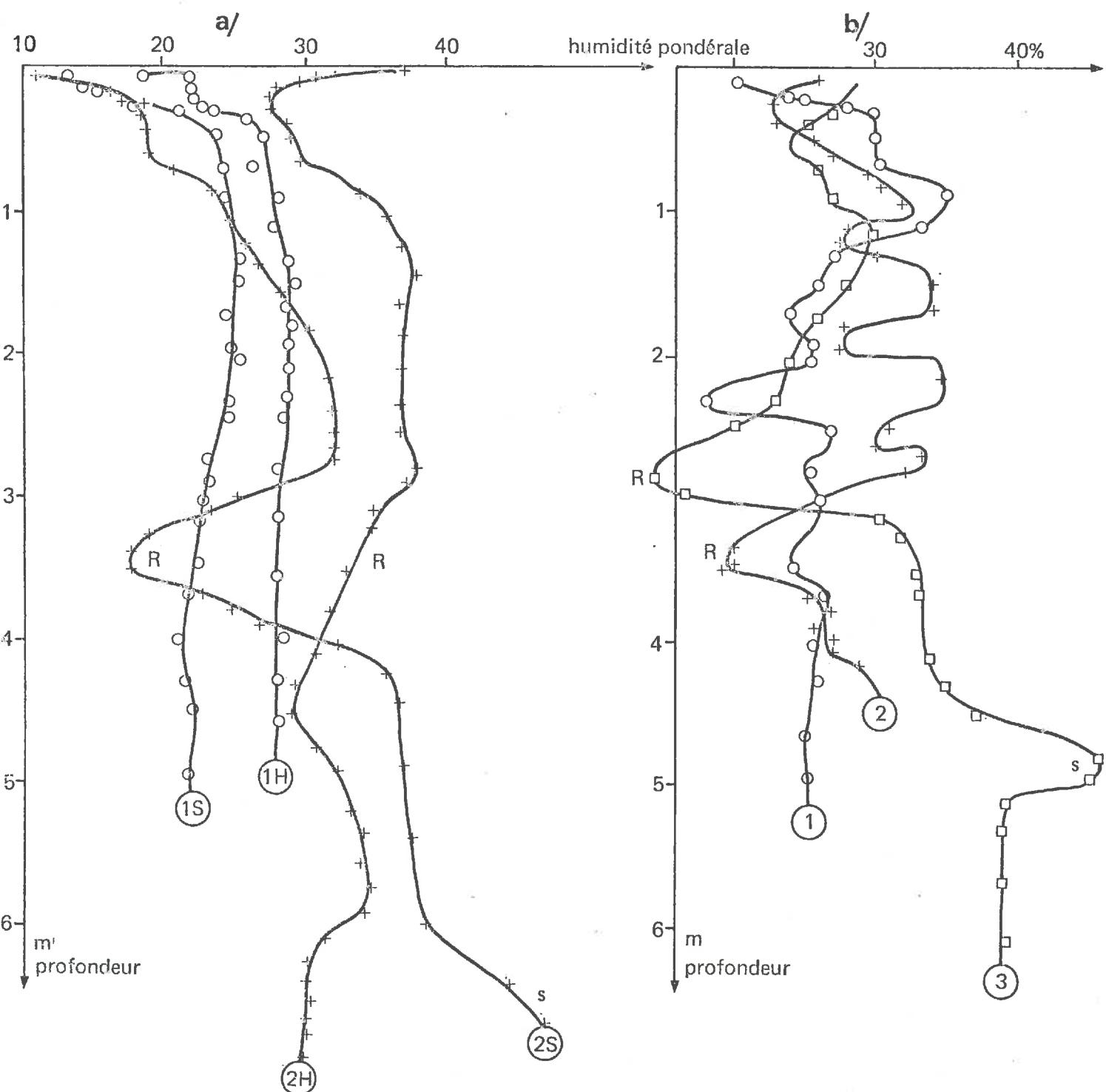


Figure n° 48 : Quelques profils hydriques saisonniers :

1 = 1-OTT (février, avril et juin 1972),
2 = NGD-RG (février, juin et octobre 1973),
3 = 3-RM (juin 1972),

R = niveau grossier, s = tranche saturée en eau,

a) régularité des profils d'équilibre (S = saison sèche,

H = saison des pluies),

b) irrégularité en période intermédiaire d'humectation.

8.2.2. VARIATIONS VERTICALES.

Le profil hydrique est le support de l'information sur les variations verticales de l'humidité totale. Mais il est perturbé par l'hétérogénéité horizontale précédente. Les prélèvements sur chaque verticale étant assez rapprochés, les anomalies de tracé dues à cette hétérogénéité ou à des erreurs de mesure ont pu être éliminées: les ondulations conservées dans les tracés sont adaptées à la morphologie du sol et se retrouvent d'une verticale à l'autre, ou persistent dans le temps.

Les profils hydriques n'ont pu être systématiquement établis jusqu'à la nappe phréatique ou jusqu'à l'horizon C, car ces formations sont profondes, du moins en haut de versant, ou protégées par une formation difficile à traverser à la tarière (cuirasse ou concrétions). Ils concernent tout de même une grande épaisseur de solum et permettent de préciser jusqu'à quelle profondeur se font sentir les variations saisonnières.

On distinguera les variations verticales d'humidité en expression pondérale et en expression volumique. Le profil densimétrique permet de déduire la seconde de la première. ($hv = hp \times d$), avec $hv > hp$ lorsque $d > 1$. Le profil d'humidité pondérale et le profil d'humidité volumique différeront donc surtout au niveau des horizons A (A1 des sols forestiers, horizons de consistance des sols de l'Adamaoua), et au niveau des horizons caillouteux.

a) Horizons B.

Les horizons A et Bs mis à part, on constate que les profils hydriques stabilisés aux extrema saisonniers peuvent être de deux types (fig. n° 48) :

- sous forêt dense, les variations verticales sont minimes et l'augmentation au contact de la nappe est rapide, aussi bien au minimum qu'au maximum saisonniers.
- dans l'Adamaoua, et sous cultures non ombragées au sud, l'humidité totale augmente au contraire nettement de haut en bas des profils, surtout au minimum saisonnier, de sorte que le passage à la nappe est progressif. Celle-ci a été rencontrée en haut d'interfluve vers 10 m.

b) Horizons A.

Dans les horizons A l'humidité est évidemment variable car elle dépend de l'histoire pluviale des jours précédents. On constate parfois dans les sols forestiers un minimum relatif d'humidité pondérale dans l'horizon A₃, par exemple en I-KOM à différentes périodes : tableau n° 19.

Tableau n° 19 : Minimum relatif d'humidité pondérale dans l'horizon A₃.

Date	Profondeur :	0 cm	5 cm	10 cm	15 cm	20 cm	30 cm	50 cm
10/71		21	19	18	18	20	21	23
2/72		15	10	13	14	15	15	16
7/72		40	19	20	21	21	21	22
11/72		36	22	18	19	20	21	23

Ce minimum relatif n'apparaît pas dans les sols peu différenciés en argile tels que EBOL : L'horizon A₃ n'a donc pas le comportement d'un horizon de transition.

En expression volumique la différence d'humidité totale entre les horizons A et B est évidemment accentuée ou atténuée, ou même inversée, selon le signe et les valeurs des Δhp et Δd :

Tableau n° 20 : Variations d'humidités volumiques entre horizons A et B.

Sol	1-OTT en 2-72			1-MEKA en 2-70			1-RM en 8-72			NGD-RG en 2-72			NGD-RB en 4-70		
	A ₁	B	Δ	A ₁	B	Δ	A ₃	B	Δ	A ₃	B	Δ	A ₃	B	Δ
% hp	32	26	+6	13	22	-9	32	35	-3	15	25	-10	30	25	+5
d	0,44	1,25	-0,81	1,1	1,35	-0,25	1,24	1,0	+0,24	1,37	1,0	+0,37	1,20	0,95	+0,25
% hv	14	32	-18	14	29	-15	40	35	+5	20	25	-5	36	24	+12

c) Horizons caillouteux.

On observe habituellement une diminution de l'humidité pondérale de la terre totale dans les horizons caillouteux, en toutes saisons. Cette diminution s'atténue en expression volumique, et parfois s'annule ou s'inverse. La diminution de l'humidité globale dans les horizons à cailloux et matrice résulte surtout de la faible humidité pondérale des cailloux, par exemple en KOM en 6-72 : 5 % dans les dragées de quartz, 10 % dans les concrétiions et 18-20 % dans la matrice. On verra en 8.4. que, malgré cette diminution de l'humidité le taux de saturation en eau de la matrice est plus élevé dans certains horizons de bas de pente, car la porosité totale y est aussi plus faible.

Au-dessus des horizons caillouteux on observe en saison de pluies dans les sols de l'Adamaoua un maximum d'humidité qui résulte de l'augmentation de haut en bas signalée précédemment. Ce "ventre" s'observe parfois dans les

sols forestiers mais il est alors très étalé, par exemple en KOM l'humidité pondérale croît de 16 à 22 % entre 15 et 150 cm, avant de redescendre à 16 % dans l'horizon concrétionné (à 2 m). Ce ventre n'apparaît pas là où l'horizon concrétionné est absent ou profond.

d) Régularité de variations.

On constate une remarquable régularité des profils hydriques dans les mètres supérieurs des horizons B de texture fine : par exemple en 1-KOM la variation maximale de hp est de 2 points pour une humidité de 20 points, soit une variation relative maximale de 10 %. Au-dessous, et en particulier sous les horizons caillouteux, le profil hydrique est moins régulier. Le profil dans son ensemble peut présenter des ondulations, ou des écarts, dans deux situations : pendant la période d'humectation (entre minimum et maximum saisonnier, en avril par exemple), et en bas de versant, là où la différenciation morphologique est la plus accentuée (différences granulométriques notamment). Ces variations de l'humidité totale (fig. n° 48 à droite) peuvent être dues soit à une irrégularité de l'humectation (équilibre du potentiel matriciel non encore atteint) soit à des différences d'organisation de la matrice, répercutées sur la capacité de rétention, soit à une combinaison des deux.

8.2.3. VARIATIONS TOPOSEQUENTIELLES.

La différenciation pédologique s'établit non seulement suivant l'axe vertical du profil mais aussi suivant la pente du terrain. Cette différenciation est à l'origine d'une répartition irrégulière de l'humidité totale, soit parce que la capacité de rétention du sol diffère d'un point à l'autre, soit parce que l'apport d'eau en surface est inégal du fait de la pente ou du ruissellement, soit éventuellement aussi parce qu'il existe des circulations obliques internes au niveau d'une nappe perchée ou de la nappe générale. C'est pourquoi des profils hydriques verticaux ont été relevés simultanément en des points échelonnés sur le versant. Leur emplacement a été choisi selon les principales composantes du modèle, de la végétation ou de la différenciation toposéquentielle du volume-sol. On obtient en 1972 :

- Versant KOM. (sols jaune de la région côtière per-humide).

La répartition par tranches ou horizons est la suivante (tableau n° 21) en février et juillet:

Tableau n° 21 : Stocks d'eau et porosité totale, sur le versant KOM (en mm),

Profil	Sommet			Haut de versant			3-KOM		
	Tranche	SH	SS	P	SH	SS	P	SH	SS
0 - 2 m	600	450	970	630	460	900	635	460	830
0 - 5 m	1580	1300	2350	1570	1330	2280	-	-	-

(SH : stock en saison humide, SS : stock en saison sèche, P : porosité totale).

L'humidité totale est donc assez uniformément répartie. Du haut en bas du versant la porosité totale diminue un peu, donc le taux de remplissage de la porosité par l'eau augmente un peu (cf. 8.4. a).

- Versant OTT (sol jaune du sud-Cameroun).

La répartition est la suivante (tableau n° 22) en février et juin:

Tableau n° 22 : Stocks d'eau et porosité totale, sur le versant OTT (en mm).

Profil	Haut de versant			Début de versant			3-OTT		
	Tranche	SH	SS	P	SH	SS	P	SH	SS
0 - 2 m	720	621	1028	724	636	1112	798	(598)	969
0 - 5 m	1966	1874	2439	1874	1687	2652	-	-	-

Les variations d'humidité (volumiques) sont faibles. L'augmentation d'humidité du haut en bas du versant est un peu supérieure à l'incertitude absolue sur les déterminations. Comme la porosité totale varie en sens contraire, une augmentation du taux de remplissage est à prévoir (cf. 8.4. b).

- Versant MEDAL (sol rouge du centre).

La répartition est la suivante (tableau n° 23) en mars et juin:

Tableau n° 23 : Stocks d'eau et porosité totale, sur le versant MEDAL (en mm).

Profil	Sommet (savane)			Versant (savane)			Versant (forêt)		
	Tranche	SH	SS	P	SH	SS	P	SH	SS
0 - 2 m	730	730	1200	710	655	1180	630	640	1190
0 - 5 m	1925	1890	3000	2000	1810	2930	1600	1580	2900

Sous savane le sol de versant est plus sec que le sol de sommet, du moins en saison sèche. Mais l'humidité totale diminue surtout dans la galerie forestière en bas de versant (couche 2-5 m).

- Versant GOY (sol rouge du centre).

Le sens de variation n'est pas le même lors des deux cycles en 1972 : pendant la première saison humide, l'humidité augmente de haut en bas du versant, pendant la seconde, elle diminue. Cette différence est peut-être due à un écoulement oblique en profondeur (MULLER et HUMBEL, 1975). En saison sèche, l'humidité diminue un peu de haut en bas du versant.

- Versant RM (versant sud du plateau de l'Adamaoua).

La répartition dans le paysage est la suivante, entre février et octobre (tableau n° 24) :

Tableau n° 24 : Stocks d'eau et porosité totale, dans le paysage RM (en mm).

Profil	Sommet			Début pente			Talweg			Bas de versant		
	Tranche	SH	SS	P	SH	SS	P	SH	SS	P	SH	SS
0 - 2 m	710	490	1210	670	450	1200	550	480	1000	650	530	1060
0 - 5 m	1980	1590	2890	1870	1470	2690	(1400)	1320	(2400)	(2170)	1940	2400

Ici la valeur la plus basse d'humidité volumique est obtenue sur les pentes du talweg. Mais en profondeur, elle augmente en bas de versant tandis que la porosité décroît au contraire. Le remplissage de la porosité est donc plus important.

Conclusion.

Dans les sols jaunes étudiés l'humidité totale aux extrêmes saisonniers varie peu du haut en bas du versant, la tendance étant à une petite augmentation. La diminution de la porosité totale entraîne une augmentation du taux de remplissage.

Dans les sols rouges de la région centrale l'humidité diminue sensiblement dans la galerie forestière de versant en MEDAL. Sous forêt en GOY la variation toposéquentielle s'est inversée d'une saison à l'autre.

Dans le sol rouge RM de l'Adamaoua, l'humidité, et surtout le taux de remplissage, augmentent de haut en bas du versant.

8.2.4. VARIATIONS AVEC LE MATERIEL-SOL.

a) *Influence du taux du plasma.*

Le tableau n° 25 permet de comparer deux caractéristiques de la matrice, sa teneur pondérale moyenne en argile et limon fin et la porosité totale P_t , avec les quantités d'eau contenues aux extrêmes saisonniers, SS et SH. Ce pour

la tranche 0-4 m des sols jaunes en sommet d'interfluve et en exprimant P, SS et SH en mm d'épaisseur équivalente.

Tableau n° 25 : Plasma et humidité dans les sols jaunes (tranche 0 - 4 m).

Profil	1-KOM	1-OTT	1-OTT2	1-NGAT	1-EBOL
% argile	40	55	59	58	61
% limon fin	3	5	6	4	6
P en mm	1890	1990	2150	2040	2120
SH en 1971	1250	1540	1550	1600	1650
SS en 1972	1020	1290	1330	-	1400
SH/plasma	2900	2570	2380	2580	2460

Le tableau n° 26 permet de faire la même comparaison dans différents sols rouges.

Tableau n° 26 : Plasma et humidité dans les sols rouges (tranche 0-4 m).

Profil	1-MEDAL savane	2-MEDAL forêt	1-GOY forêt	1 RM savane	NGD-RB f.claire	NGD-R savane	NGD-RG savane	BALI-B cultures
% plasma	77	65	68	(80)	(90)	64	57	(90)
P en mm	2400	2400	2290	2360	2540	2220	2240	2500
SH 72	1510	1290	1430	1550	1700	1480	1600	1680
SS 72	(1410)	1170	1230	1210	1230	1260	1150	1450
SH/plasma	1960	1980	2100	1940	1890	2310	2800	1970

() valeurs approximatives.

Commentaire.

Dans les sols jaunes étudiés, plus la teneur en argile est élevée, et donc la porosité totale (cf. 5.1.), plus il y a d'humidité retenue *in situ*. Dans les sols rouges, l'accroissement de la rétention d'eau avec la teneur pondérale en plasma (argile et limon fin) est moins régulière, car la matrice est agrégée en micropeds. De plus, les différences de végétation peuvent interférer sur la rétention ou la répartition de l'humidité. L'humidité de saison des pluies rapportée au plasma (expression pondérale partielle) est plus élevée dans les sols jaunes et, en valeur relative, dans les sols ayant le taux de squelette le plus élevé. La rétention d'eau *in situ* apparaît donc liée plus à l'organisation de la matrice qu'à l'abondance du plasma, du moins dans la gamme de texture considérée ici (40-90 % de plasma).

b) *Influence des cailloux.*

La phase grossière modifie la quantité d'eau retenue d'une manière qui varie avec la nature des cailloux :

Dans les horizons Bs formés de concrétions ferrugineuses, l'humidité volumique est le plus souvent voisine de celle des horizons B meubles voisins. La porosité totale diminue sensiblement, en partie parce que la porosité propre des cailloux n'est pas comptabilisée. En fait les concrétions ont une humidité pondérale bien inférieure à celle de la matrice mais une humidité volumique peu différente. La phase "mouillée" de ces horizons n'est donc pas limitée au seul plasma de la terre fine et elle englobe une partie des concrétions. Toutefois en 3-EBOL les concrétions rondes à pâte serrée et patine noire rencontrées à la partie supérieure des horizons Bs ont une humidité volumique faible et peu variable. La quantité totale d'humidité est alors plus faible (de 25 % en EBOL). Il en est de même dans les cuirasses compactes. Dans les horizons à cailloux de quartz peu carié (dragées de KOM) l'humidité volumique globale diminue aussi en proportion de la teneur en ces constituants.

Une augmentation de l'humidité globale a été observée cependant dans des horizons grossiers peu profonds, en saison des pluies seulement (2-RM par exemple). Cette augmentation paraît en relation avec la dynamique générale de l'eau de gravité (cf. 8.4.).

En conclusion, l'humidité volumique globale dépend, dans les horizons caillouteux, d'abord de la porosité ou de la perméabilité des cailloux, ensuite de la position topographique de ces horizons.

c) *Influence du type de pédogenèse.*

L'influence du type de pédogenèse a également été étudiée, dans l'Adamaoua : les sols bruns (NGD-RB 2) retiennent plus d'eau que les sols rouges voisins (NGD-RB 1), parfois 1/3 en plus, à granulométrie équivalente. Par contre les sols clairs en contiennent moins (10-20 % en moins), mais ils sont aussi plus sableux que les sols rouges voisins. En plus comme l'épaisseur de ces sols bruns ou clairs est inférieure à celle des sols rouges, le stock contenu dans la totalité du solum y est de toutes façons inférieur (de 200 mm par exemple pour la tranche 0-4 m). Le stock d'eau contenu dans le solum des sols Ferrugineux Tropicaux de la Benoué est encore plus faible (cf. annexe II).

d) *Conclusion.*

Les constituants rigides qui diminuent la quantité d'eau retenue sont, dans les sols étudiés, les sables et graviers quartzeux non cariés et certaines

concréctions très compactes. Dans les sols Ferrallitiques les différences de stock d'eau retenue atteignent 400 mm en saison des pluies pour la tranche 0-4 m, en relation avec des différences de teneur en plasma de 20-30 points.

8.2.5. VARIATIONS ZONALES.

Les variations les plus nettes apparaissent en suivant l'axe de la différenciation des climats, c'est-à-dire en parcourant la séquence latitudinale:

Les variations verticales ne sont pas les mêmes dans les sols des forêts denses du sud et dans les sols de l'Adamaoua : faibles variations du haut en bas des horizons B dans les premiers, augmentation progressive jusqu'à la saturation dans les seconds (les sols défrichés du sud se comportent comme les sols des savanes du centre). La répartition verticale de la demande évapotranspiratoire pourrait donc jouer un rôle important dans ces différenciations verticales.

Les variations toposéquentielles sont faibles dans les sols jaunes des forêts denses, plus nettes dans les sols rouges de l'Adamaoua.

En résumé, dans les sols jaunes des forêts denses, l'humidité totale augmente peu ou pas de haut en bas du sol et du sommet à la base du versant. Dans les sols rouges de l'Adamaoua, l'humidité totale augmente assez nettement de haut en bas du sol, et dans une moindre mesure du sommet à la base du versant. Dans les sols rouges à savane et galerie forestière, il y a au contraire moins d'humidité retenue sous la forêt de versant. Enfin, en profondeur, le taux de remplissage peut varier d'un cycle saisonnier à l'autre.

8.3. VARIATIONS D'HUMIDITE DANS LE TEMPS

8.3.1. VARIATIONS D'HUMIDITE A L'ECHELLE DE L'AVERSE.

Les variations d'humidité du sol résultant de l'infiltration d'une averse ont été mesurées dans le sol KOM (perméable en surface) et dans les sols NGD (peu perméables), et en saison des pluies seulement. Avec la méthode gravimétrique utilisée pour le dosage de l'humidité, les mesures portent sur des échantillons différents : comme l'hétérogénéité est grande dans les horizons supérieurs et que les différences d'humidité obtenues sont petites, on ne peut indiquer que des tendances générales qu'on illustrera en KOM sur un exemple :

- En KOM, sous forêt dense, le sol étant humide (saison des pluies), une averse de 15 mm en deux heures, survenant quatre jours après l'averse précédente de 43 mm a provoqué les variations suivantes : l'humidité de la couche

0-5 cm (horizon A₁) a augmenté de 5 points et celle des horizons A₃ (5-30cm) de 3 points celle des horizons B n'a pas varié sensiblement. Vingt heures après la fin de la pluie les horizons A₃ ont retrouvé leur humidité initiale. L'horizon A₁ ne retrouve la sienne qu'en plusieurs jours. Compte tenu de ces variations d'humidité, il en résulte qu'environ 6 mm de l'apport dû à l'averse ont transité rapidement dans les horizons B et que le reste a été d'abord retenu par les horizons A puis ensuite évaporé (horizon A₁), ou drainé lentement (horizon A₃). La perméabilité du sol reste supérieure à l'intensité de ce type d'averse mais une saturation temporaire peut apparaître au contact des horizons A et B à l'occasion d'averses d'intensité supérieure.

- En NGD, sous savane, une partie de l'apport pluvial est ruisselée, une autre s'infiltre rapidement par des voies privilégiées (fissures, galeries). L'humidité de la couche 0-5 cm augmente peu et lentement.

Conclusion.

La méthode utilisée (prélèvements successifs d'échantillons différents) est mal adaptée à l'étude des variations d'humidité dues aux averses de saison des pluies, car l'hétérogénéité du sol est trop importante et l'infiltration rapide.

8.3.2. VARIATIONS D'HUMIDITE AU COURS DE LA SAISON DES PLUIES.

L'évolution du taux d'humidité du sol au cours de la saison sèche n'a pas été étudié. On a considéré que, l'apport pluvial étant faible et la demande bio-climatique importante, l'humidité des horizons drainés décroissait assez régulièrement jusqu'à un minimum. Les mesures effectuées en fin de saison sèche situent assez bien cette valeur minimale du profil hydrique.

Au cours de la saison des pluies, l'humidité des horizons supérieurs augmente rapidement, celle des horizons sous-jacents restant un certain temps à sa valeur de saison sèche. La recharge en eau du sol se produit donc bien haut en bas. Toutefois les profils hydriques relevés dans cette période intermédiaire sont assez irréguliers, notamment pour les sols à horizon supérieur compact : l'humectation se fait donc aussi à partir de voies d'infiltration privilégiées. Un état d'équilibre est ensuite rapidement atteint et il se maintient jusqu'à la fin de la saison humide. Seuls les horizons A présentent des variations nettes à l'échelle de l'espacement des averses.

Le tableau n° 27 présente pour quelques profils les quantités d'humidité (en mm par tranches métriques) relevées à des périodes successives d'une même saison des pluies. L'apport pluvial Ap depuis le début de la saison, et la durée de celle-ci en jours, figurent à la suite.

Tableau n° 27 : Quantités d'eau retenues au cours d'une même saison des pluies.

Sud-Cameroun (sols jaunes)

Profil	1 - KOM		1 - NGAT		1 - OTT		1 - OTT 2	
Date	Juillet	Novemb.	Avril	Juin	Avril	Juin	Avril	Juin
Tranche:								
0 - 1m	287	300	373	322	392	365	368	338
1 - 2m	315	308	377	409	370	394	378	378
2 - 3m	320	316	373	373	366	402	354	335
0 - 3m	922	924	1123	1104	1128	1161	1100	1051
Ap	706	1668	250	554	205	597	205	597
Durée	120	210	50	115	50	118	50	118

Adamaoua (sols rouges)

Profil : 1 - RM (1972)				NGD - RG			NGD - C		
Date	Juin	Août	Octo.	Juin	Août	Octo.	Juin	Août	Octo.
Tranche:									
0 - 1 m :	328	337	349	310	334	293	248	275	275
1 - 2 m :	374	380	367	304	345	340	321	365	348
2 - 3 m :	373	400	394	346	420	420	364	412	390
0 - 3 m :	1075	1117	1110	960	1099	1053	933	1052	1013
Ap	480	844	1250	380	1171	1666	380	1171	1666
Durée	105	165	222	84	168	229	84	168	229

Commentaire.

Ces chiffres sont ceux de 1971 sauf en 1-RM; ils indiquent que l'humidité maximale est déjà atteinte à la première mesure, effectuée de 50 à 120 jours après la fin de la saison sèche. Les apports ultérieurs n'ont guère modifié la quantité d'eau contenue dans cette tranche de sol. Cette humidité de saison des pluies correspond donc à un état d'équilibre et elle a été assimilée à la capacité au champ.

Dans les horizons profonds (non figurés ici), elle est un peu supérieure à cette capacité au champ car l'eau de gravité d'écoulement lent four-

nie par les précédentes averses n'est pas entièrement drainée au moment des mesures. Dans les horizons supérieurs, elle peut lui être inférieure notamment dans l'Adamaoua où l'évaporation est plus intense et plus localisée en surface.

8.3.3. VARIATIONS D'HUMIDITE PENDANT LE CYCLE SAISONNIER.

Dans les sols étudiés la différence d'humidité entre saison sèche et saison humide décroît de haut en bas et s'annule à une certaine profondeur y . Si, au-dessous, l'humidité ne varie pas au cours du cycle, on peut définir une variation saisonnière globale VS, qui est celle de la tranche comprise entre le surface et la profondeur y . Pour déterminer y et VS on peut donc calculer la variation saisonnière d'humidité pour des tranches de sol d'épaisseur croissante, jusqu'à ce qu'elle atteigne une valeur stable. Les tableaux n° 28 et 29 présentent la perte saisonnière d'humidité entre le début et la fin de la saison sèche 1971-1972 et le gain saisonnier au cours de la saison des pluies suivantes. Ces variations saisonnières sont sous-estimées s'il y a affaissement du sol en saison sèche (cf. 3.5.3.) : avec un affaissement de 5 cm et une humidité volumique de 40 points la surestimation est d'environ 20 mm.

Tableau n° 28 : Perte d'Octobre 1971 à Février 1972, par tranches de sol.

Profil	Tranche :	0-1 m	0-2 m	0-3 m	0-4 m	0-5 m	0-6 m	0-7 m
1-KOM		76	154	210	233	289	353	
1-KOM2		88	170	211	274	350	390	
1-EBOL		78	130	182	242			
1-OTT		73	128	189	248			
1-OTT2		54	117	173	218			
1-GOY		52	96	148	190			
NGD-RB		76	160	226	280	320	349	360
NGD-RG		113	168	247	<u>432</u>	404		
NGD-R		92	148	219	272			
NGD-C		77	194	255	303			
Moyenne tous profils		81	154	207	270			

Tableau n° 29 : Gain saisonnier en 1972, par tranche de sol.

Profil	Tranche 0-1 m	0-2 m	0-3 m	0-4 m	0-5 m	0-6 m	0-7 m	0-8 m	0-9 m
1-KOM 1	92	158	203	251	278				
1-KOM 2	83	171	187	216	242	261			
1-OTT	49	99	158	251	342				
1-OTT 2	43	88	114	154	187				
1-MEDAL	10	45	84	105	113				
2-MEDAL S	51	87	119	151	156	169			
2-MEDAL F	70	149	213	262					
1-GOY	95	177	247	338	439				
1-RM	142	225	278	342	398	403			
3-RM	122	225	308	332	401				
NGD-RB	132	194	266	308	319	338	327	230	161
NGD-RG	123	212	277	467	403	370	50	106	
NGD-R	109	118	102	50					
NGD-C	97	226	285	312	374	426	390		
Moyenne tous profils	—	—	—	—	—				
	87	155	203	253	304				

(de février à octobre en KOM, RM et NGD, de février à juin en OTT, d'août à octobre en MEDAL et GOY, compte tenu de la répartition des saisons dans ces différents sols).

Commentaire.

La perte saisonnière, (chiffrée seulement jusqu'à 4 ou 7 m), augmente avec l'épaisseur considérée. Dans les profils NGD (étudiés profondément) le gain saisonnier décroît après être passé par un maximum. Dans les autres sols, le gain augmente d'abord rapidement puis lentement. Les moyennes de gains sont assez proches des pertes antérieures mais si on considère les résultats profil par profil, les différences sont importantes. Dans les sols de l'Adamaoua au moins, on ne peut définir d'une manière simple une variation saisonnière de stock d'humidité et une épaisseur de sol concernée par cette variation saisonnière, car dans les horizons profonds l'humidité est plus élevée en saison sèche qu'en saison des pluies : cet excès des horizons inférieurs ne peut provenir que d'une redistribution verticale de l'humidité contenue par le sol à la fin de la saison des pluies, car il n'y a pas de nouvel apport, pas de remontée de la nappe et pas d'apport latéral.

8.3.4. VARIATIONS D'HUMIDITE AU COURS DES CYCLES SUCCESSIFS.

a) Stock d'eau en saison des pluies.

On a vu précédemment que l'humidité du sol s'établit rapidement à chaque saison des pluies à une valeur maximum liée à la capacité au champ du sol et non pas à l'apport pluvial. On doit donc s'attendre à ce que cette humidité d'équilibre soit la même dans les saisons des pluies successives. Les quantités (en mm par tranches métriques) présentes dans quelques profils sont indiquées dans le tableau n° 30 (I et II désignent la première et la seconde saison des pluies).

Tableau n° 30 : Humidité retenue à des saisons des pluies successives.

Sols du sud et du centre.

Profil	1 - KOM				1 - KOM 2							
	0-1	1-2	2-3	3-4	0-3	0-4	0-1	1-2	2-3	3-4	0-3	0-4
Tranche												
Saison												
1971	284	320	327	322	931	1253	307	324	324	379	955	1334
1972	287	315	320	318	922	1240	302	330	298	345	930	1275

Profil	1 - EBOL				1 - NGAT				1 - MEKA			
	0-1	1-2	2-3	(0-3)	0-1	1-2	2-3	(0-3)	0-1	1-2	2-3	(0-3) m
Tranche												
Saison												
I 70	-	-	-	-	381	417	428	1226	339	358	342	1039
II 70	317	321	314	952	305	292	302	899	304	290	286	880
I 71	414	400	382	1196	322	409	373	1104	365	309	294	968
II 71	412	407	402	1221	354	400	422	1176	360	356	365	1081

Profil	1 - OTT				1 - OTT 2				
	I 71	365	394	402	1161	338	378	335	1051
II 71	361	388	389	1138	356	397	406	1159	
I 72	337	383	387	1107	346	378	374	1098	
II 72	394	388	414	1196	385	404	409	1198	

Sols de l'Adamaoua.

Profil	NGD-RB				NGD-R				NGD-RG						
	0-1	1-2	2-3	3-4	0-4	0-1	1-2	2-3	3-4	0-4	0-1	1-2	2-3	3-4	0-4
Tranche															
Saison															
1971	382	390	374	485	1631	368	388	420	432	1608	334	346	420	482	1582
1972	410	383	390	509	1692	358	368	390	364	1480	338	370	410	469	1587

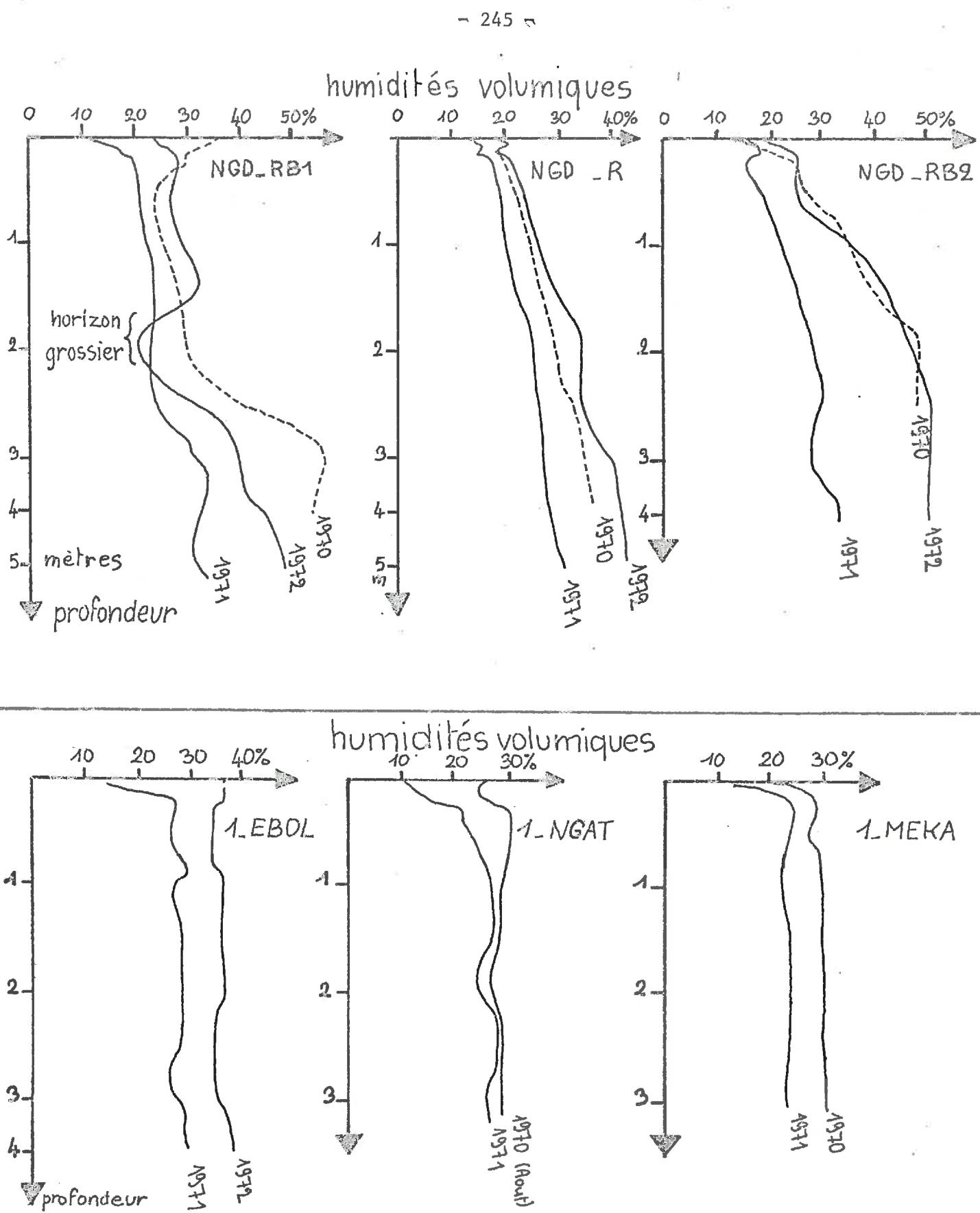


Figure n° 49 : Variations inter-annuelles de l'humidité de saison sèche dans le sud-Cameroun. (en bas).
 Variations inter-annuelles de l'humidité de saison sèche dans l'Adamawa. (en haut).

Commentaire.

Sauf à la deuxième saison des pluies 1970 (II 70) la quantité d'eau contenue dans le sol varie peu d'un cycle à l'autre. Elle diffère par contre nettement d'un sol à l'autre (cf. 8.3.4.). C'est donc bien une caractéristique de rétention du sol. La valeur plus faible en II 70 s'explique par une forte dessiccation à la petite saison sèche précédente (voir-ci-dessous) et par un apport pluvial insuffisant au moment de la mesure (300 mm en pluies de plus de 10 mm).

b) Stock d'eau en saison sèche.

En fin de saison sèche principale, c'est-à-dire vers le début avril dans l'Adamaoua et la fin février dans le sud, l'humidité d'un même profil varie notablement d'une année à l'autre. La figure n° 49 présente quelques profils hydriques obtenus successivement en 1970, 1971 et 1972. Les quantités d'eau présentes, en mm par tranches métriques sont indiquées dans le tableau n° 31 :

Tableau n° 31 : Quantités d'humidité à différentes saisons sèches principales.

Profil	1 - EBOL		1 - MEKA		NGD-R			NGD-RB		
Tranche	71	72	70	71	70	71	72	70	71	72
0-1 m	255	334	273	234	206	180	210	262	202	260
1-2 m	274	355	288	238	274	234	304	275	234	270
2-3 m	275	350	295	230	324	268	350	433	256	302
3-4 m	286	360	-	-	-	277	398	530	322	402
(0-3 m)	804	1039	856	702	804	682	864	970	692	832

Commentaire.

Les situations hydriques sont peu différentes en 1970 et 1972 mais en 1971, le sol s'est desséché beaucoup plus. Or dans les sols du sud, la deuxième saison des pluies de 1970 n'a pas ramené le sol à sa capacité maximale, situation déjà exceptionnelle, (dans les sols du nord, l'humidité à la fin de la saison des pluies de 1970 n'est pas connue).

La sécheresse de 1971 s'explique donc par un état hydrique déficitaire au début de la saison sèche (certitude au sud) et vraisemblablement par la longueur ou la sévérité particulière de celle-ci. La pluviométrie considérée globalement ayant été "normale" en 1970, la cause de la sécheresse du sol doit être recherchée soit dans la répartition des pluies (intensité et espacement) à la saison humide précédente, soit dans une demande évaporatoire exceptionnelle, au cours de la saison sèche 1971 (ou précédemment).

Dans le sud où il y a deux saisons sèches par an, les différences sont

également souvent importantes d'une saison sèche à l'autre et la "petite saison sèche d'été" est parfois très accentuée.

c) *Variations successives du stock d'humidité.*

Puisque l'humidité du sol reprend à peu près la même valeur en saison de pluies, la diminution du stock entre le début et la fin d'une saison sèche doit être assez voisine de l'augmentation de ce stock entre le début et la fin de la saison des pluies suivantes. Le tableau n° 32 présente les variations du stock d'humidité au cours d'alternances saison sèche-saison humide. La première variation (valeur négative généralement) et la seconde (valeur positive généralement) sont réunies par "et" et exprimées en mm par tranches métriques. Selon les cas considérés l'alternance est soit à cheval sur deux années, soit comprise dans une même année.

Tableau n° 32 : Variations de stock d'humidité lors d'alternances saison sèche-saison de pluies.

Profil	1-KOM	1-KOM2	1-EBOL	3-EBOL
Alternance				
Tran.	71-72	71-72	70-71	71
0-1m	-76 et +92	-88 et +121	-62 et +159	-65 et +63
1-2m	-78 et +73	-82 et +123	-47 et +126	-12 et +19
2-3m	+ 6 et +49	-42 et +16	-39 et +109	0 et +20
0-3m	-148 et +214	-212 et +260	-148 et +394	-77 et +102

Profil	1-OTT	1-OTT2	1-GOY
Altern.	71	71-72	72
Tranche			
0-1m	-7 & -9	-73 & +49	-20 & +77
1-2m	-19 & +13	-55 & +50	-52 & +57
2-3m	-34 & +22	-61 & +59	-51 & +78
0-3m	-60 & +26	-189 & +158	-123 & +212

Profil	NGD-RB 1	NGD-RB 2	NGD-RG	NGD-C
Alternance	71-72	71-72	71-72	71-72
Tranche				
0-1m	-76 et +150	-138 et +188	-72 et +123	-77 et +109
1-2m	-84 et +113	-79 et +126	-49 et + 89	-118 et +131
2-3m	-65 et + 88	-	-80 et +165	-61 et + 38
0-3m	-225 et +351		-201 et +377	-256 et +278

Commentaire.

Au cours de ces alternances il n'y a pas parfaite égalité entre la "perte" de saison sèche et le "gain" au cours de la saison des pluies suivante et on ne peut, en toute rigueur, parler de "cycles" saisonniers. Cette égalité est cependant acceptable compte tenu des incertitudes sur les déterminations et de l'hétérogénéité spatiale, sauf pour l'alternance 70-71 qui traduit une situation particulière. Mais cette égalité est bien meilleure que celle des variations entre le début d'une saison des pluies et la fin de la saison sèche suivante. On a donc considéré que, en situation "normale", l'humidité du sol décrit un cycle d'une saison des pluies à la suivante, au terme duquel elle reprend à peu près la même valeur, tandis que le dessèchement est très inégal d'un cycle à l'autre. L'alternance 70-71 traduit au contraire une situation "exceptionnelle". Ces différents comportements sont schématisés sur la figure n° 50.

8.3.5. LES pF CORRESPONDANT AUX EXTREMA SAISONNIERS.

Minimum saisonnier et pF 4,2.

Les relations entre l'humidité au minimum saisonnier et l'humidité au pF 4,2 (déterminée sur échantillons remaniés) sont décrites dans HUMBEL (1974) :

- Au sud, sous forêt et en année "normale" l'humidité de saison sèche est supérieure à l'humidité au pF 4,2 et ses variations sont parallèles, sauf en surface. En 1971 l'humidité des deux mètres supérieurs était au contraire proche de l'humidité au pF 4,2.
- Dans l'Adamaoua, en année normale, l'humidité des premiers décimètres du sol est, en saison sèche, bien inférieure à l'humidité au pF 4,2 et on observe, d'ailleurs, le flétrissement de la végétation herbacée. En 1971 cette dessiccation au-dessous du pF 4,2 s'est étendue aux deux mètres supérieurs.
- Le comportement hydrique du sol est donc très différent entre le sud forestier et l'Adamaoua : dans le sud le dessèchement saisonnier est commandé essentiellement par la demande d'évapotranspiration, et le pF 4,2 n'est atteint qu'exceptionnellement. Dans l'Adamaoua il est franchi régulièrement chaque année sur plusieurs décimètres et il se produit donc une évaporation directe en surface du sol.

pF du maximum saisonnier.

Le pF correspondant à l'humidité stable de saison des pluies n'a pas été déterminé. D'après les résultats présentés à la figure n° 35 il est inférieur à 2,5 (de l'ordre de 1,8?) ; ce qui correspond à ce qu'on obtient habituellement dans ces sols. (Informations orales de A. COMBEAU).

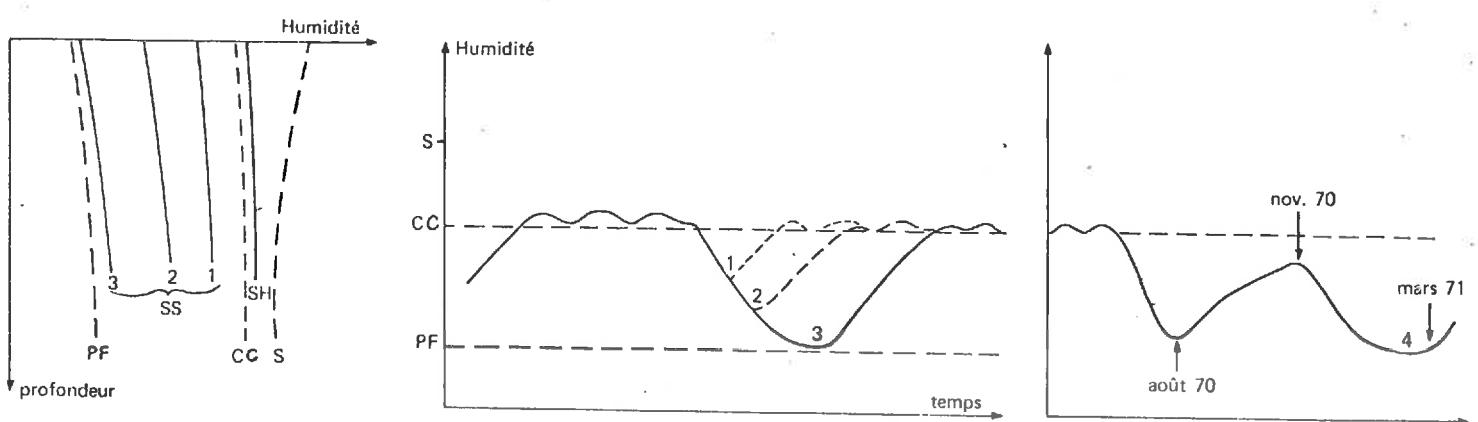


Figure n° 50 : Schématisation du cycle hydrique saisonnier (horizons drainés).

S = saturation,

CC = capacité au champ,

PF = pF 4,2,

1 - saison sèche peu accentuée (certaines petites saisons sèches au sud),

2 - saison sèche normale (1970-1972),

3 - saison sèche "exceptionnelle" et horizons supérieurs dans l'Adamoua,

4 - conjonction de facteurs de sécheresse (sud-Cameroun).

8.3.6. VARIATIONS D'HUMIDITE DANS LES SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX.

Dans les sols Ferrugineux Tropicaux du bassin de la Benoué la variation saisonnière d'humidité a été, en 1972, au moins aussi importante que dans les sols Ferrallitiques de l'Adamaoua : pour la tranche 0-2 m le gain saisonnier a été en effet de 250 mm en KOTI-F, 220 mm en DJOLA-F et 280 mm en GM-F, la surestimation de cette variation est du même ordre que dans les sols Ferrallitiques (d'après 5.2.). Mais ces sols contiennent bien moins d'eau dans leur solum, d'abord parce que celui-ci est beaucoup plus mince, 2 m environ, ensuite parce que l'humidité volumique y est plus faible : 70 à 140 mm par mètre en saison sèche, 150 à 300 mm en saison des pluies (cf. annexe II). En revanche la saturation est atteinte, en fin de saison des pluies à faible profondeur, 2 m environ (sauf en DJOLA-F). De plus l'aération du solum est moindre, car leur porosité est également plus faible.

Les profils hydriques sont moins réguliers dans ces sols, et surtout on n'y observe plus cette stabilisation du profil de saison des pluies qui caractérisait les sols Ferrallitiques. Par contre les variations du profil de saison sèche sont beaucoup plus faibles d'une année à l'autre. Ainsi, à l'inverse des sols Ferrallitiques, c'est plutôt l'état hydrique de saison sèche qui est le pôle stable du comportement saisonnier.

8.3.7. CONCLUSION.

La schématisation en année "normale" et en année "exceptionnelle" basée seulement sur trois années d'étude est évidemment approximative et des observations de plus longue durée seraient nécessaires pour apprécier les fréquences respectives des cycles normaux et exceptionnels. Le dessèchement poussé du sol en mars 1971 résulte de la conjonction d'un dessèchement accentué à la "petite" saison sèche de 1970, suivi d'une réhumectation incomplète à la saison des pluies suivante, enfin de la longueur et de la sévérité de la grande saison sèche 70-71. L'état hydrique hérité de la petite saison sèche 1970 conférait donc au sol une vulnérabilité particulière au dessèchement lors des cycles ultérieurs. Les profils hydriques pourraient donc constituer un outil de prévision de certaines sécheresses exceptionnelles. Enfin le comportement hydrique des sols forestiers du sud s'oppose à celui des sols de l'Adamaoua : le dessèchement saisonnier au-dessous du point de flétrissement permanent dans les sols de l'Adamaoua est une conséquence de la déforestation et elle entrave la reforestation spontanée.

8.4. DYNAMIQUE SAISONNIERE DE L'EAU ET DE L'AIR.

8.4.1. LES DOMAINES SATURES D'HUMIDITE.

Les résultats présentés au chapitre 5 (porosité totale globale P) et les résultats présentés dans ce chapitre (humidités volumiques saisonnières hd) permettent de délimiter, dans le temps et dans l'espace, les volumes de sol qui sont saturés, en eau. Pour juger commodément du degré de remplissage en eau des profils, on utilisera ici des diagrammes volumiques dont la composition est indiquée en 3.5.2. : les tranches saturées sont celles où $P = hd$, ou bien hd peu inférieur à P pour tenir compte des erreurs systématiques possibles et du piégeage d'air. Avec ces diagrammes établis à différentes périodes des cycles saisonniers, et en différents points des topographies, on peut déterminer la forme et la durée de réalisation des domaines saturés, ou sub-saturés, du sol.

L'état saturé s'accompagne logiquement d'un écoulement d'eau libre à l'ouverture des fosses, ou lors de la prise d'échantillon à la tarière. Les mesures d'humidité sont alors faussées, généralement par excès (cf. 3.5.2.), et les mesures de densité apparente sont difficiles, de sorte qu'on n'a pas pu caractériser ces tranches de sol occupées par une nappe "franche". Les sols étudiés présentent généralement une telle nappe d'eau, à une dizaine de mètres de profondeur en sommet d'interfluve (chap. 2). Mais les mesures effectuées montrent que le taux de remplissage hd/P atteint, ou atteint presque, 100 % dans des tranches de sol situées au-dessus de cette nappe, ou même indépendantes de celle-ci. Il est possible, compte tenu de la finesse des pores dans les horizons argileux (chap. 4 et 6) que l'écoulement de l'eau libre soit trop lent pour être discerné. On qualifiera ces tranches presque saturées d'humidité de "domaines sub-saturés", et on leur attribuera un comportement de milieu saturé (potentiel hydrostatique).

En fait la présence, dans ces horizons sub-saturés, de quelques gros pores occupés par de l'air (aucun écoulement) indique que la saturation ne concerne que les domaines matriciels de porosité fine. L'eau libre contenue ne peut alors se déplacer sous l'action d'un potentiel gravitaire que si ces domaines matriciels forment un continuum, c'est-à-dire que les pores "hors d'eau" n'interrompent pas la continuité de la matrice. Une telle organisation s'observe dans les horizons B et BC des sols étudiés, dans lesquels il n'apparaît pas en effet de structure fragmentaire isolant des agrégats (chap. 2 et 4).

On présentera ici quelques diagrammes volumiques caractéristiques des sols étudiés : celui du sol KOM qui ne présente pas de domaine sub-saturé

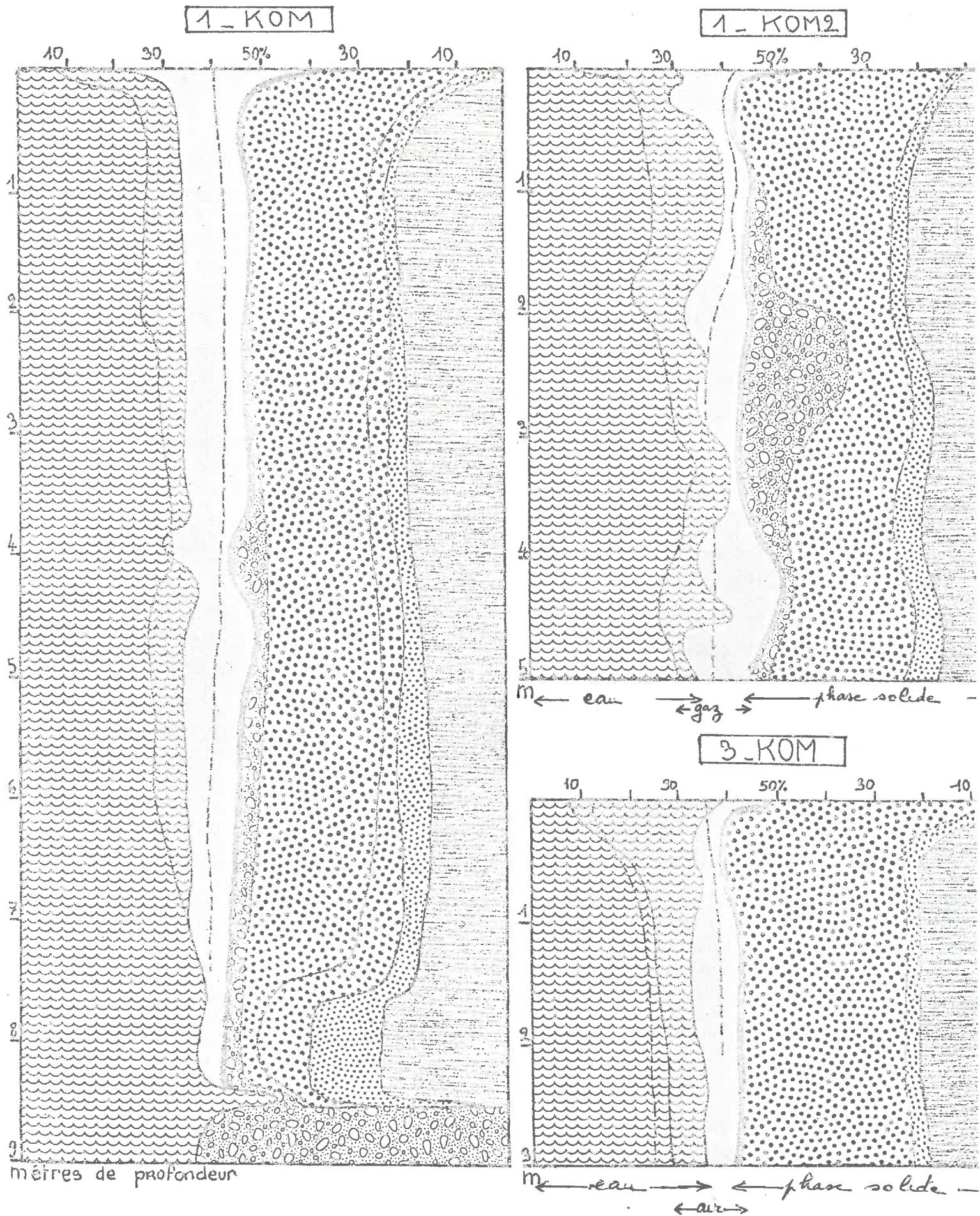


Figure n° 51 : Diagrammes volumiques en KOM. (sol jaune de la zone côtière).

Voir légende à la figure 17 page 103

jusqu'à la nappe, observée à 8,5 m ; ceux du sol jaune OTT qui présente un domaine sub-saturé "perché", enfin ceux du sol rouge RM où le domaine sub-saturé surmonte directement la nappe d'arène.

a) *sols KOM (fig. n° 51).*

Le diagramme volumique de 1-KOM montre que l'aération du sol décroît de haut en bas du profil, d'abord rapidement dans les premiers décimètres, puis lentement. L'horizon caillouteux (à 4 m) n'est pas moins aéré. Au-dessous de 6,5 m la porosité a été estimée et par conséquent le taux de remplissage en eau n'est pas exactement connu, mais à 8,5 m on recueille de l'eau libre juste au-dessus de la couche dure. Il n'y a donc pas dans ce sol de domaine sub-saturé en sommet d'interfluve. Sur le versant l'aération diminue un peu (5 points), mais sans s'annuler, vers 1 m de profondeur. Par conséquent, dans ce type de sol à drainage important (plus de 1000 mm) l'écoulement est vertical jusqu'au contact de la couche dure de profondeur, qui forme le plancher d'une nappe très peu épaisse (quelques centimètres) dont l'écoulement est probablement latéral et rapide.

b) *sols OTT (fig. n° 52).*

Le diagramme volumique de 1-OTT montre que la saturation en eau a été réalisée pendant les saisons des pluies de 1972, entre 3 et 5 m de profondeur, c'est-à-dire dans cet horizon légèrement plus compact dans lequel on observe des argilanes (chap. 2). Plus en profondeur la saturation n'est plus réalisée (étude sur quelques décimètres seulement) ce qui est en accord avec l'observation directe (horizon rouge plus sec, cf. fig. 7). Le diagramme volumique établi en 3-OTT montre que la saturation est réalisée entre 1 et 1,8 m de profondeur, c'est-à-dire dans l'horizon caillouteux. Si ces tranches saturées observées en haut et en bas de versant font partie d'un même volume saturé continu, il existe dans ce sol un domaine sub-saturé qui s'amincit et se rapproche de la surface sous la forte pente située au-dessus du bas-fond.

On peut estimer très approximativement, d'après des mesures d'humidité faites en cours de saison des pluies (en 1971), que cet état sub-saturé est réalisé pendant environ un mois à chaque saison des pluies. On va donc considérer que la saturation est effective pendant deux mois de l'année, qu'elle est réalisée en continuité latérale jusqu'au bas de versant et calculer, avec la méthode décrite en 3.5.4., quel est le débit latéral éventuel de cette "nappe" perchée : compte tenu de la forme du domaine sub-saturé (dénivelées) et des perméabilités latérales (directionnelles obliques vers l'aval) les débits Q_1 (haut de versant) et Q_2 (bas de versant) sont, en cm^3 d'eau par bande de terrain large de 1 m :

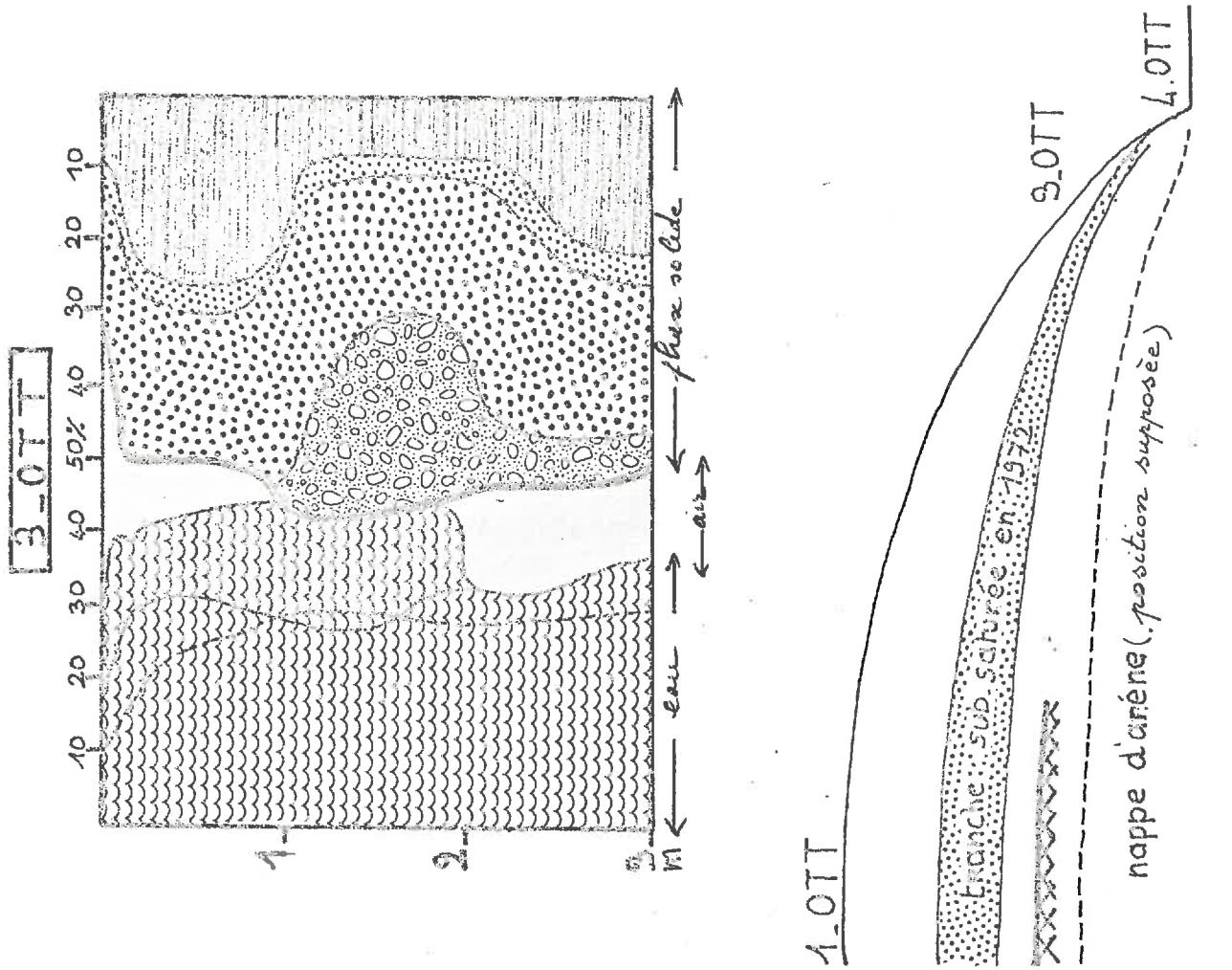
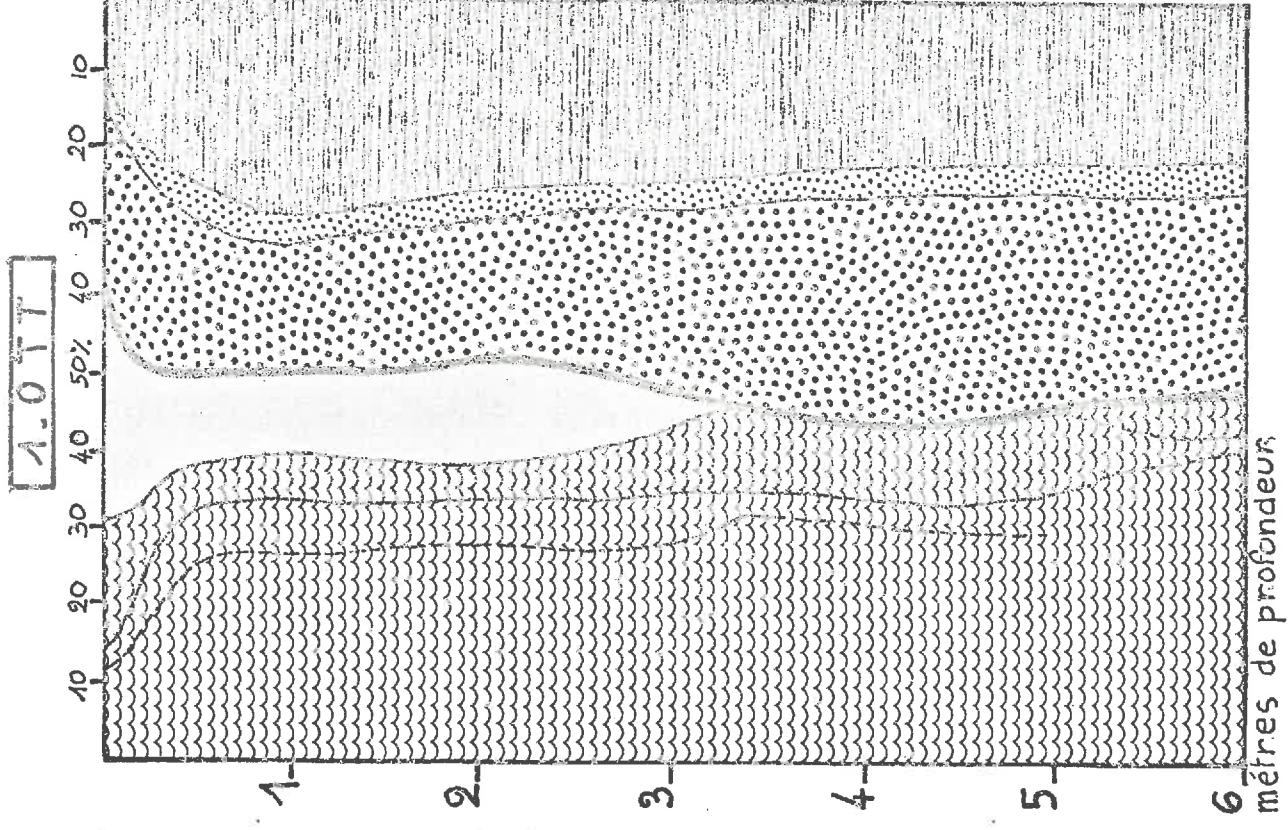


Figure n° 52 : Diagrammes volumétriques en OTT, sol jaune du sud.
(Voir légende à la figure 17 page 103)

$$Q_1 = 60 \times 24 \text{ (heures)} \times 2.10^4 \text{ (cm}^2\text{)} \times 5,6 \text{ cm/h} \times 20/150 = 2,1 \cdot 10^7 \text{ cm}^3$$
$$Q_2 = 60 \times 24 \text{ (heures)} \times 0,8 \cdot 10^4 \text{ (cm}^2\text{)} \times 15 \text{ cm/h} \times 20/50 = 6,9 \cdot 10^7 \text{ cm}^3$$

Ainsi, puisque la longueur du versant est de 200 m ce débit équivaut à une lame d'eau de 105 mm d'après Q_1 et de 345 mm d'après Q_2 ; soit respectivement 7 et 21 % du total pluviométrique annuel.

En fait, les perméabilités utilisées ici sont obtenues dans des conditions où les gros pores tubulaires participent à l'écoulement, ce qui n'est le cas qu'en bas de pente (4-OTT) : les débits sont donc fortement surestimés et si l'on prend, comme dans l'exemple cité en 3.5.4., les perméabilités "en petit" du milieu on obtient des débits presque dix fois plus faibles. Par conséquent, s'il y a réellement drainage oblique, celui-ci est presque négligeable devant un drainage total (vertical + oblique) qui peut être estimé à 300 mm (apport pluvial moins évapotranspiration réelle estimée, pendant les saisons des pluies). De plus, des mesures (obligatoirement effectuées par RIEFFEL et BARBERY) indiquent qu'en octobre 1973 la saturation était loin d'être atteinte dans la tranche de sol saturée en 1972.

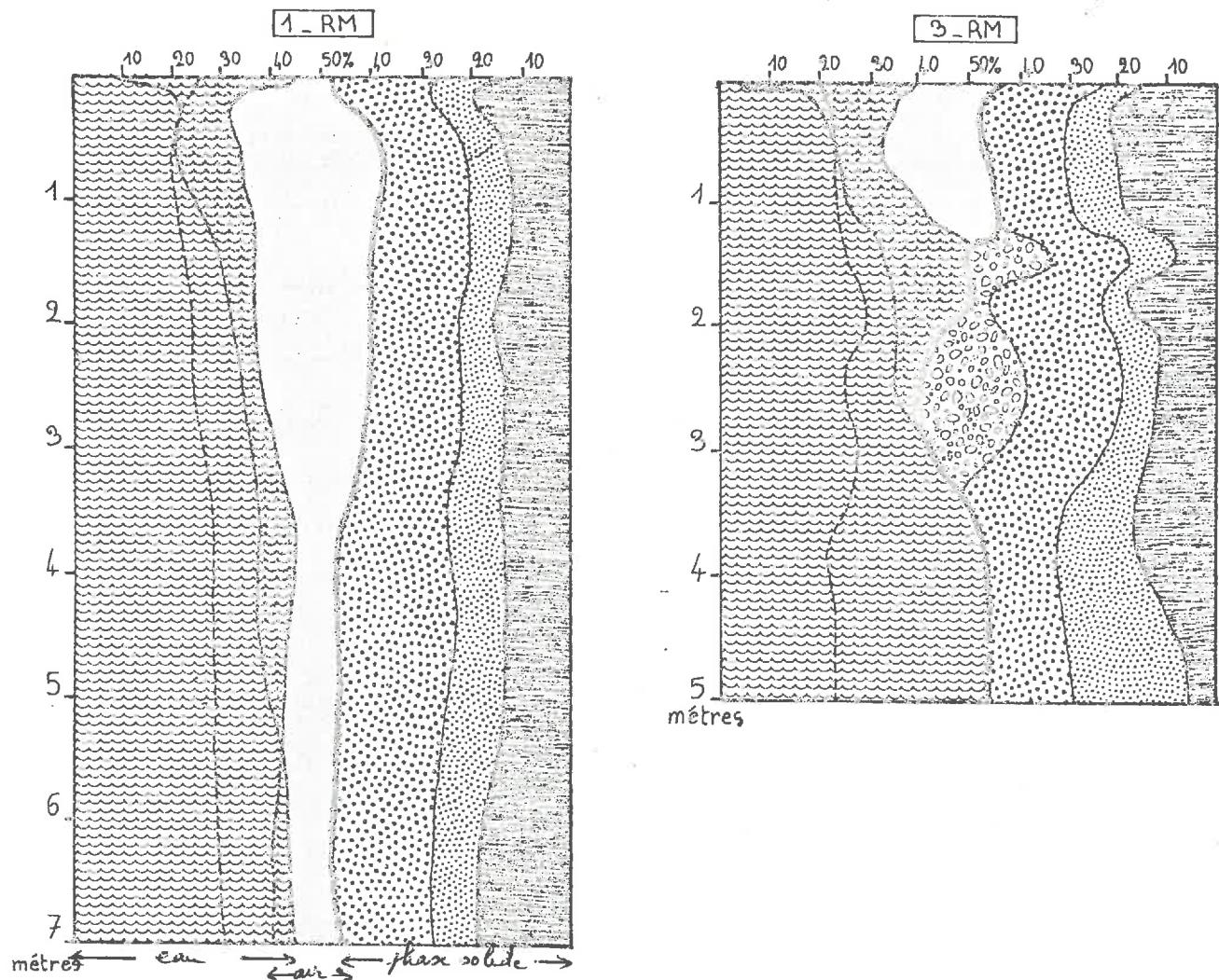
Ainsi, la saturation en eau est approchée ou réalisée dans le sol OTT à certaines saisons des pluies, dans une tranche de sol qui paraît indépendante de la nappe phréatique profonde : le drainage latéral que ce domaine sub-saturé est susceptible d'assurer est faible, au plus de 50 mm. On rapprochera ce résultat de ceux de E. ROOSE (1968, 1970) qui, recueillant le drainage oblique de la tranche supérieure (0-1 m) lors de saturations temporaires liées aux averses, n'obtient également que des débits latéraux insignifiants devant le drainage vertical.

c) Sol RM (fig. n° 53).

Le diagramme volumique de 1-RM montre qu'en sommet d'interfluve la saturation n'est pas atteinte dans les 7 premiers mètres du sol. Par contre dès 1-RM2 la saturation est réalisée en saison des pluies au-dessous de 5 m de profondeur et on constate aussi que l'horizon caillouteux est peu aéré. En descendant les versants le domaine saturé est de moins en moins profond et l'horizon caillouteux de moins en moins aéré. Enfin en 4-RM le sommet de l'horizon Bg est saturé, ce qui isole un certain volume d'air à la base.

Ainsi, le sol RM se divise en deux parties :

- en sommet d'interfluve l'aération est importante jusqu'à 4 m de profondeur (horizons rouges) puis elle décroît mais sans s'annuler. Le drainage y est donc principalement vertical, comme en KOM, jusqu'à la nappe phréatique (non atteinte).
- sous le versant il apparaît un domaine sub-saturé qui est de plus en plus superficiel en bas de pente. Une dynamique latérale est donc susceptible de



(Voir légende à la figure 17 page 103)

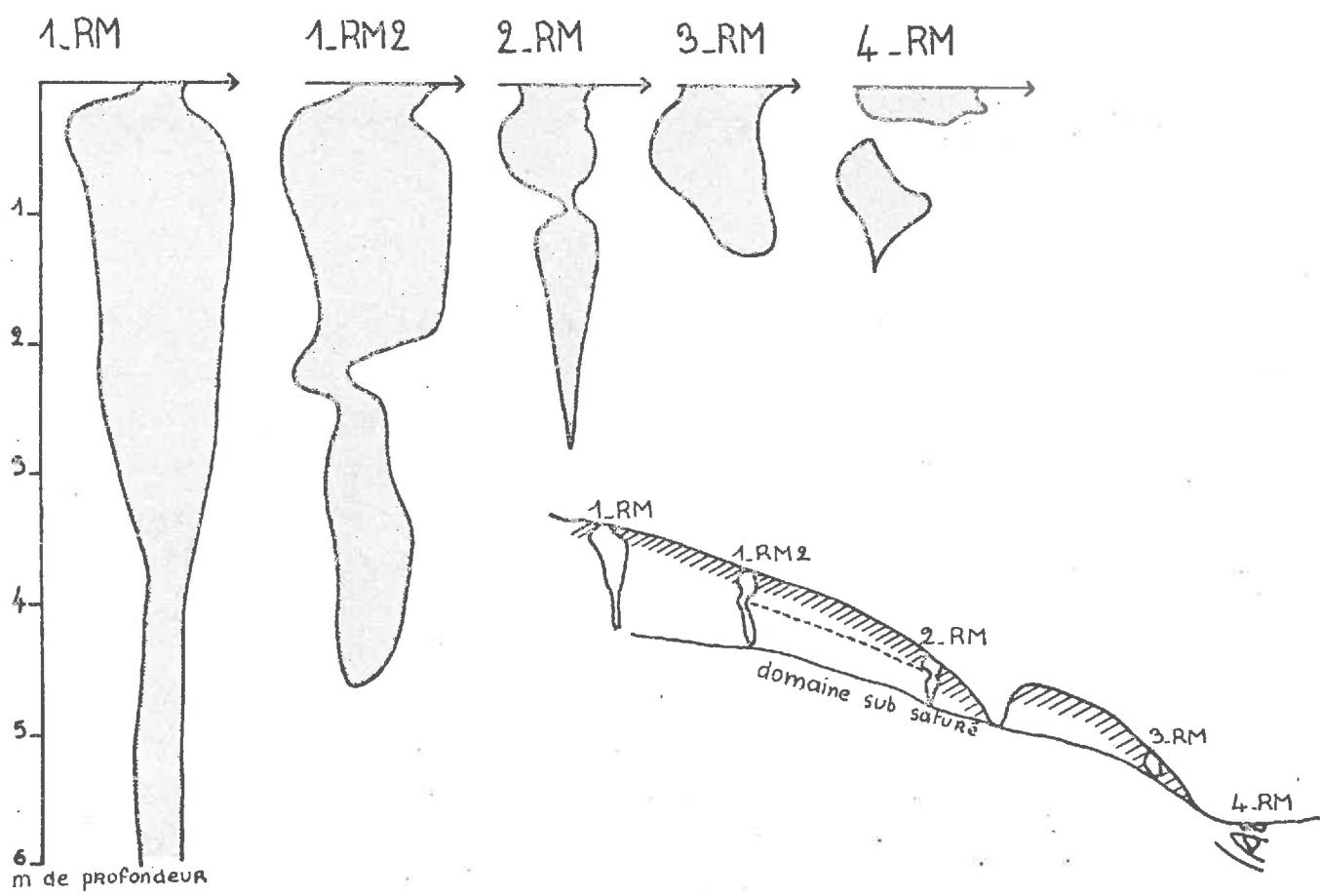


Figure n° 53 : Diagrammes volumiques en RM (en haut). Evolution du tracé représentant l'air du sol, du haut en bas de la toposéquence (en bas).

s'y installer mais celle-ci n'est pas forcément indépendante de la nappe phréatique (à la différence du sol OTT). L'horizon grossier est moins aéré, que les horizons meubles qui l'encadrent et il pourrait même être engorgé lors de périodes pluvieuses exceptionnelles. Ce domaine sub-saturé du sol de versant est établi dès le mois de juin de sorte que sa durée de réalisation pourrait atteindre 4 à 5 mois.

d) Conclusion.

D'une manière générale le taux de remplissage de la porosité par l'humidité augmente de haut en bas des profils et du sommet à la base des versants. Un domaine saturé, ou plutôt sub-saturé, apparaît alors dans les horizons inférieurs et en bas des versants, mais ce domaine ne correspond pas toujours à la nappe phréatique ou à sa frange capillaire : il est parfois indépendant de celles-ci (sol OTT) et il paraît se former par ralentissement du drainage vertical au cours de la saison des pluies. Ce domaine sub-saturé est continu sous le versant et présente une forte dénivellation de sorte qu'il est susceptible d'alimenter un écoulement oblique. Mais il n'apparaît pas dans tous les sols étudiés, ne se forme pas à chaque saison des pluies, et son débit latéral éventuel est relativement faible.

8.4.2. LES PRINCIPAUX FLUX D'HUMIDITE.

a) Ecoulements obliques.

Le battement saisonnier de la nappe phréatique, qui est observée en sommet d'interfluve à une dizaine de mètres de profondeur, est peu important : cette nappe évacue donc rapidement l'eau apportée en abondance, par le drainage vertical, dans ces régions à apport pluvial excédentaire. La dynamique latérale de cette nappe n'a pas été étudiée. Mais elle alimente vraisemblablement le flux latéral le plus important et le plus régulier dans les sols Ferrallitiques.

L'existence d'un autre écoulement oblique, indépendant du précédent, a été envisagée dans le sol OTT. Or on a considéré, au chapitre 2, que les paysages désignés par OTT et NGAT sont les plus différenciés du Sud-Cameroun. En NGAT l'hydromorphie marque le solum presque jusqu'en surface : un écoulement oblique pourrait donc s'y produire également (non observé en 1971). Ainsi, une dynamique latérale de l'eau est susceptible de s'établir, au niveau du solum, dans les sols des paysages forestiers les plus évolués.

En OTT le débit latéral correspondant est faible, compte tenu du gradient hydraulique appliqué et des perméabilités horizontales. Ce n'est donc pas ce domaine subsaturé, mais la nappe phréatique elle-même, qui alimente l'écoulement qui se produit, lorsqu'on ouvre une fosse dans le sol du bas fond,

par des gros tubes orientés vers le versant. En 1-OTT la tranche saturée correspond à l'horizon bariolé riche en argilanes décrit en 2.4 et 4, et en 3-OTT à l'horizon grossier. Si ces tranches "saturées" font partie d'un même domaine continu, celui-ci est de plus en plus proche de la surface et de moins en moins épais du haut en bas du versant : dans ces conditions le flux latéral s'amorcera en saison des pluies, et se désamorcera en saison sèche, là où il est le plus superficiel, c'est-à-dire en bas de versant. Ainsi le domaine aval de l'interfluve est plus complètement et plus longuement concerné par la dynamique latérale de l'eau que le domaine amont. Ce résultat est à rapprocher du jaunissement observé en bas de pente, jaunissement qui avait paru pouvoir être attribué à un pédoclimat plus longuement humide ou à un drainage plus abondant (chap. 1).

b) *Les autres flux.*

Le domaine sub-saturé précédent, "perché" au-dessus de la nappe générale, est le siège d'un ralentissement du drainage vertical. Celui-ci reste cependant très important (cf. 8.1.3.) et constitue un des flux principaux, du moins en pleine saison des pluies. Les mesures faites dans l'Adamaoua montrent que les horizons inférieurs du sol (à plus de 6 m en sommet d'interfluve) contiennent plus d'humidité en fin de saison sèche qu'en fin de saison des pluies (cf. 8.3.3.) : il se produit donc en saison sèche une redistribution verticale d'eau de gravité à écoulement très lent, ou d'eau précédemment retenue et qui serait mise en mouvement ultérieurement par le gradient thermique. Ce flux *per descensum* de saison sèche se combine au flux *per ascensum* qui alimente l'évapotranspiration dans la tranche racinaire et en surface du sol. Le flux *per ascensum* est permanent toute l'année dans les régions forestières. Dans l'Adamaoua il est fortement réduit en saison sèche puisque la végétation herbacée se flétrit. L'horizon compact sub-superficiel des sols de cette région assure, par la finesse de ses pores, la continuité des veines liquides alimentant une évaporation directe qui fait descendre l'humidité bien au-dessous du point de flétrissement ($pF\ 4,2$). Mais cette continuité est rompue au-dessous, dans l'horizon B à micropeds individualisés et à grande macroporosité.

En conclusion les sols des régions forestières per-humides du sud se caractérisent par des flux d'humidité beaucoup plus réguliers que les sols de l'Adamaoua. Le pédoclimat y est certes plus humide mais ses variations saisonnières sont bien moins importantes. Le drainage vertical y est considérable mais les solutions du sol y sont moins longuement au contact du plasma.

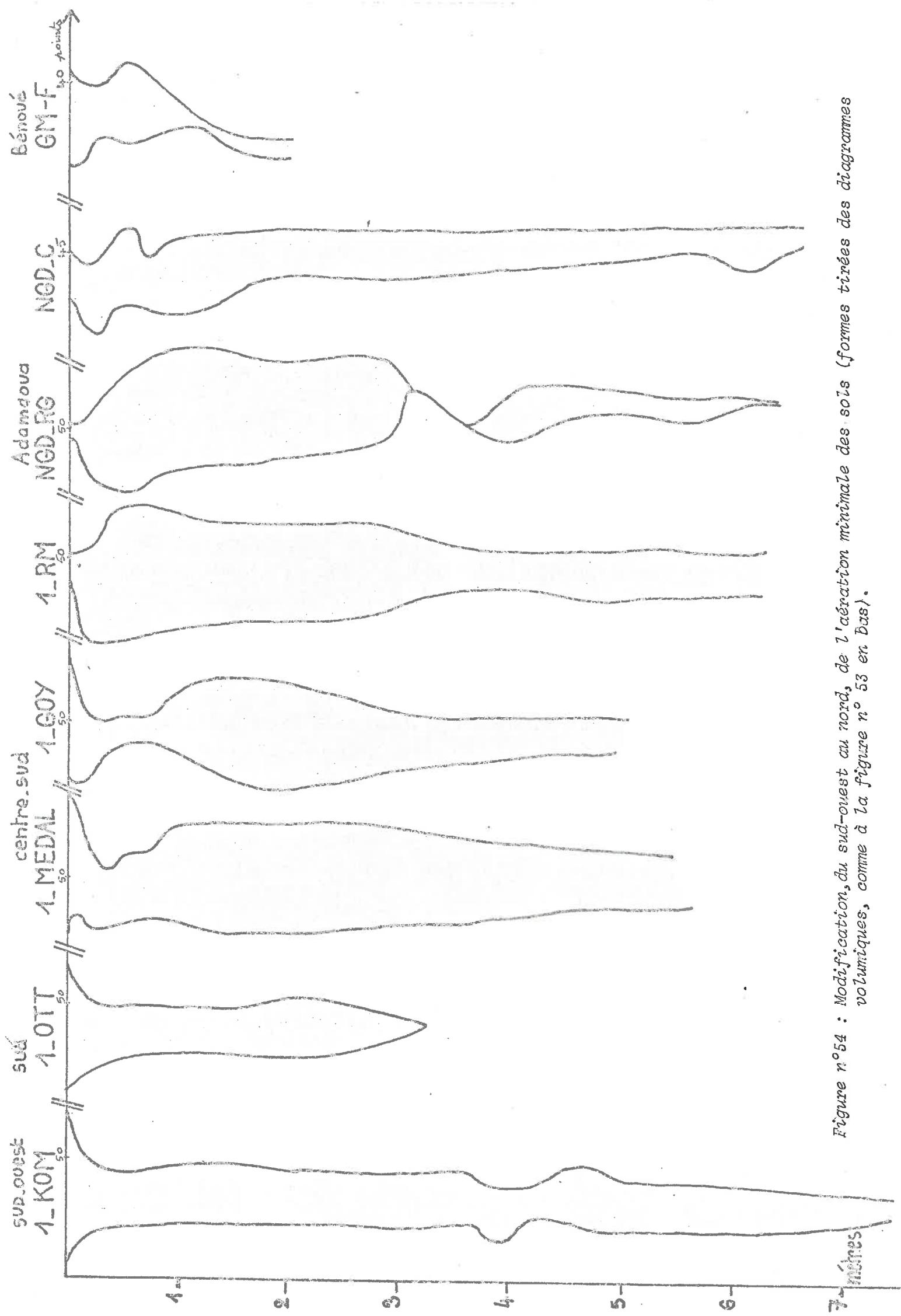


Figure n°54 : Modification, du sud-ouest au nord, de l'aération minimale des sols (formes tirées des diagrammes volumiques, comme à la figure n° 53 en bas).

7 séries

8.4.3. L'AÉRATION DU SOL.

Le volume d'air contenu par le sol en saison sèche varie d'un cycle à l'autre selon l'intensité de la dessiccation. Ses variations verticales sont donc moins caractéristiques que celles de l'air du sol en saison des pluies:

L'air contenu par le sol en saison des pluies est figuré au centre des diagrammes volumiques avec, comme limites, à gauche la courbe d'humidité au maximum saisonnier, à droite la courbe de porosité totale. La surface limitée dans les diagrammes par ces deux courbes a été, dans la figure n° 54, représentée séparément pour différents profils échelonnés en latitude. On peut ainsi suivre les variations de l'aération du haut en bas du sol ou d'une région à l'autre, et voir si ces variations sont dues à des changements d'humidité ou à des changements de porosité :

- dans les sols forestiers du sud, l'air du sol diminue rapidement de haut en bas dans les horizons A, par suite d'une augmentation de l'humidité combinée à une diminution de porosité. Dans les horizons B il diminue lentement, comme la porosité totale. En OTT il s'annule à 3,2 m (zone saturée). Ainsi le tracé représentant l'air du sol dans les diagrammes volumiques a la forme d'un entonnoir. C'est le cas également dans les diagrammes volumiques établis par LELONG en Guyane (DUCHAUFOUR, 1972).
- dans les sols du centre, le tracé précédent présente un "étranglement" au niveau de l'horizon de consistance et qui est dû à une augmentation d'humidité et à une diminution de porosité. Cette réduction de la macroporosité à ce niveau ne doit pas beaucoup gêner les échanges d'air entre l'atmosphère et les horizons B. Une réduction de la macroporosité à faible profondeur a été observée aussi dans quelques profils du sud et notamment sous jachères : elle paraît liée aux interventions humaines et s'accompagne d'un minimum de perméabilité.
- dans les sols de l'Adamaoua, cet étranglement du tracé atteint la surface du sol et il est plus accusé. Il limite donc vraisemblablement les échanges d'air en saison de pluie, et notamment l'échappement d'air pendant l'infiltration des averses. Sous cet horizon compact la partie supérieure des horizons B présente au contraire un volume d'air beaucoup plus important qu'au sud à ce niveau. Ce tracé en "ampoule" coïncide avec la zone d'activité terminale maximale et la macroporosité atteint jusqu'à 30 points du volume total. Plus en profondeur, le volume d'air diminue progressivement. C'est dans ces horizons B que les mesures de perméabilité ont mis en évidence une meilleure ouverture du réseau poral dans le plan horizontal, relativement à la direction verticale. Cette particularité du réseau poral pourrait influer sur la circulation de l'air : mais la perméabilité reste

suffisamment élevée dans ces horizons pour que l'effet causé par cette différence soit négligeable.

8.5. CONCLUSION.

La division du climat atmosphérique en saisons "sèches" et "humides" est assez simple dans l'Adamaoua. Ailleurs, l'étude de la répartition pluie par pluie amène à distinguer des périodes où l'apport pluvial est important et régulier, ou saisons des pluies, et des périodes où l'apport est faible et irrégulièrement réparti, ou saisons sèches. L'indécision sur les périodes intermédiaires, et donc la détermination exacte du "début" de chaque saison des pluies, a été levée au mieux. On a donc pu calculer l'apport pluvial ayant chaque détermination de profil hydrique de saison des pluies. La répartition des averses permet d'estimer le nombre d'alternances d'humectation et de dessiccation susceptibles d'affecter notamment les horizons supérieurs, une bonne trentaine par saison des pluies. Il n'a pas été possible d'observer, du moins en saison des pluies et avec la méthode utilisée, le passage dans les horizons B de l'eau d'une averse moyenne : le drainage est donc rapide dans ces sols.

L'humidité totale du sol a été déterminée en différents points du volume sol, au moment des changements de saisons, qu'on a qualifiés d'extrema saisonniers : la fin de chaque saison sèche et la fin de chaque saison des pluies. Des mesures ont également été faites en cours de saison des pluies. Les différences d'humidité volumique au sein du volume-sol à un instant donné sont assez bien ordonnées : en effet l'hétérogénéité de répartition de l'eau dans les sols est assez faible, sauf dans les horizons A₁ et les horizons B_s à cailloux. Les profils hydriques successifs ont montré qu'en saison des pluies l'humidité du sol s'établissait rapidement et se maintenait longuement au voisinage d'un maximum. Ce maximum a été assimilé, dans les horizons correctement drainés, à la capacité au champ. En effet, ce repère d'humidité du sol *in situ* est indépendant de l'apport pluvial, à condition que celui-ci soit suffisant, ce qui est généralement le cas dès le deuxième mois pluvieux. De plus, il se retrouve pratiquement à chaque cycle "normal" et représente donc une très importante caractéristique du comportement dans les conditions naturelles.

Par contre, on a constaté que le minimum (humidité mesurée en fin de saison sèche) différait notablement d'un cycle à l'autre et d'une année à l'autre. Ainsi chaque grand cycle du climat atmosphérique, c'est-à-dire, chaque couple saison des pluies-saison sèche, provoque un cycle majeur du pédoclimat, c'est-à-dire une alternance humectation-dessiccation du sol. Ce cycle du sol comporte un état humide de longue durée et le plus souvent stable, même d'un cycle à l'autre, et un dessèchement assez progressif, aboutissant à un état d'humidité

dité minimum qui diffère souvent d'un cycle à l'autre. Par conséquent, les limites de chaque cycle pédo-climatique vont d'une fin de saison des pluies à l'autre et non pas d'une fin de saison sèche à l'autre. Chaque cycle "normal" peut être caractérisé par sa durée et par l'intensité du dessèchement qu'il comporte.

Ce calage du cycle sur un pôle humide stable ne convient plus aux sols du Nord-Cameroun sous climat soudanien, où c'est au contraire le minimum de saison sèche qui s'avère être le pôle stable du pédoclimat.

En ce qui concerne les variations verticales et latérales, la région sud forestière se distingue nettement de la région savanisée de l'Adamaoua : faible différenciation verticale et latérale dans les sols jaunes forestiers, augmentation d'humidité du haut en bas des profils et du versant dans les sols de l'Adamaoua (ainsi que dans les sols déforestés du sud et du centre, c'est-à-dire sous savane, jachère, cultures). Cette répartition de l'humidité provient de la différenciation pédologique et de la localisation des racines qui alimentent l'évapo-transpiration. Les quantités d'eau retenues par la partie drainée des sols Ferrallitiques sont considérables : dans 9 m de solum il y a en saison des pluies 2,9 m d'eau en KOM, 3,5 m en MEDAL, 4,1 m en NGD-RB et 3,4 m en NCD-RG, soit des humidités volumiques moyennes de 30 à 40 %. Ces "lames d'eau" impressionnantes caractérisent les sommets d'interfluve seulement mais ne tiennent pas compte de l'humidité contenue dans les horizons d'altération épais ou la nappe phréatique sous-jacente. Les sols du Nord Cameroun sont bien moins pourvus en eau car leur solum est à la fois moins épais et moins humide.

La variation saisonnière, en comparaison des quantités précédentes, est faible, un dizième seulement soit 200 à 400 mm selon les sols et les cycles considérés, mais elle se manifeste jusqu'à une profondeur importante, quatre mètres ou plus sous forêt dense. Dans les sols de l'Adamaoua on ne peut définir simplement ni la profondeur de variation ni la quantité d'eau perdue par le sol car les horizons profonds s'enrichissent en humidité pendant la saison sèche, vraisemblablement aux dépens des horizons supérieurs (ce gain d'humidité s'observe en effet même en sommet d'interfluve et en dehors de la nappe phréatique).

Troisième partie

Interprétations générales

Les données présentées dans les deux premières parties de ce travail ont permis de caractériser l'espace poral et la dynamique saisonnière de l'eau, dans un certain nombre de sols Ferrallitiques du domaine tropical humide camerounais. Pour chacune des caractéristiques qui ont été étudiées successivement (porosité totale, fractions de porosité, perméabilité, humidité), des variations d'une région à l'autre ont été mises en évidence. Ces données peuvent donc être maintenant rassemblées, synthétisées et interprétées horizon par horizon pour définir d'abord des *variations régionales en relation avec la succession des bioclimats (zonalité)*, et pour tenter ensuite de dégager les caractéristiques physiques et hydriques les plus générales de la pédogenèse ferrallitique.

Le climat et l'activité biologique des végétaux, des animaux et des hommes marquent profondément l'organisation des sols et leur distribution, du moins après une période suffisamment longue de stabilité tectonique et climatique. C'est pour traduire l'interdépendance de ces deux facteurs de pédogenèse qu'est née la notion de bioclimat (AUBREVILLE 1950) ou de zones bioclimatiques (BOCQUIER 1971).

Chapitre 9

L'ESPACE PORAL ET LA DYNAMIQUE SAISONNIÈRE DE L'HUMIDITÉ DANS LE DOMAINE FERRALLITIQUE CAMEROUNAIS

VARIATIONS RÉGIONALES ET CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Les différences qui ont été constatées d'un point à l'autre du domaine ferrallitique camerounais ne concernent pas seulement la porosité et l'humidité, c'est à dire les valeurs globales des volumes occupés dans le sol par l'espace poral et l'eau. Elles portent aussi sur l'organisation et le comportement de l'espace poral, ainsi que sur la dynamique saisonnière de l'eau à l'échelle du profil, et dans certains cas à l'échelle du paysage.

Ces différences sont importantes, comme le montre la gamme des valeurs obtenues. Et surtout certaines d'entre elles sont ordonnées du sud vers le nord, ce qui traduit une variation particulière au sein de la couverture pédologique de ce domaine. Ces variations mises en évidence d'une région à l'autre paraissent en relation avec les différences des régimes climatiques actuels. Cette relation générale amène donc à définir une certaine zonalité dans le domaine ferrallitique camerounais.

Mais les différents sols Ferrallitiques, qui peuvent être ainsi distingués, présentent néanmoins entre eux un certain nombre de caractères communs, qui permettent de les différencier nettement des autres sols des régions intertropicales. C'est ce que montre en particulier une série de mesures effectuée sur d'autres sols tropicaux, et notamment sur les sols Ferrugineux Tropicaux du bassin de la Bénoué. En se basant sur les caractères physiques et hydriques étudiés précédemment, on tentera donc de préciser par ailleurs l'originalité et l'unité de la pédogenèse ferrallitique.

9.1. LA DIFFERENCIATION PEDOLOGIQUE AU SEIN DU DOMAINE FERRALLITIQUE.

Les travaux de caractérisation et d'inventaire qui ont précédé cette étude ont déjà fait apparaître les principales différences entre les paysages ou les sols Ferrallitiques des régions côtière sud, centre et Adamaua. Ces variations concernent, ou bien la composition minéralogique et chimique des profils, c'est à dire les constituants, ou bien l'organisation de ces constituants dans les sols et les paysages.

Avant d'utiliser les données qualitatives ou quantitatives présentées ici, et concernant les caractères physiques et hydriques de ces sols, il convient donc de rappeler quelles sont les principales variations déjà connues, concernant les constituants et leur organisation.

9.1.1. LES VARIATIONS DES CONSTITUANTS.

Les variations de la composition minéralogique ne permettent pas, à elles seules, de distinguer les régions définies au chapitre 1, et de rendre compte ainsi d'une certaine zonalité dans ce domaine ferrallitique. En effet les variations les plus marquées, comme la présence d'halloysite dans les sols des régions presque constamment humides (SIEFFERMANN et MILLOT 1969), l'accumulation humifère en surface des terrains situés à haute altitude (MULLER et al. 1972), la composition particulière des sols des secteurs fortement rajeunis (VALLERIE 1973) ou des sols développés sur des matériaux basiques d'évolution récente (SIEFFERMANN 1969), ne concernent que des domaines limités qui n'ont pas été compris dans cette étude.

De l'alumine individualisée sous forme de gibbsite a été observée dans les différentes régions étudiées, quoique moins fréquemment et moins abondamment dans les sols jaunes du sud. La gibbsite n'apparaît pas dans tous les paysages pédologiques ni en tous points de ceux-ci. La désaturation en cations échangeables et totaux est très poussée dans l'ensemble du domaine, à l'exception des secteurs rajeunis par érosion ou apport. Cependant le pH augmente nettement du sud au nord, surtout dans l'horizon humifère et au passage de la forêt à la savane.

Par ailleurs on extrait plus de fer aux réactifs acides dans les sols rouges que dans les sols jaunes (NALOVIC et HUMBEL 1971), ce qui paraît indiquer des différences de taille, de nature ou de cristallinité des minéraux ferrugineux.

L'analyse thermo-différentielle et l'analyse diffractométrique ne font pas apparaître de différences importantes du haut en bas des profils étudiés. Il y aurait toutefois un peu plus d'hématite que de goethite à la partie supérieure des horizons B rouges des sols de l'Adamaoua, l'inverse en profondeur.

Ainsi dans le domaine ferrallitique camerounais, qui est en revanche bien caractérisé par la présence constante de kaolinite et d'hydrates ferriques, on ne peut définir des variations zonales basées sur la minéralogie des constituants.

9.1.2. LES VARIATIONS DANS L'ORGANISATION DES SOLS ET DES PAYSAGES.

La distinction de sols jaunes et de sols rouges, qui apparaît dans la carte de synthèse à 1/1.000.000 (MARTIN et SEGALEN 1966), se base sur le caractère le plus apparent dans la couverture pédologique : la couleur de la matrice de leurs horizons B. Cette coloration varie avec l'état des produits ferrugineux et la liaison de ceux-ci avec la kaolinite.

Les sols jaunes dominent largement dans les régions longuement humides du sud-ouest, tandis que les sols rouges occupent de grandes superficies dans le centre, l'est et l'Adamaoua. Cependant la répartition des sols jaunes et des sols rouges paraît déterminée à la fois par la composition du matériau original et par le pédoclimat actuel et passé des divers horizons (cf. chap.1). Elle ne serait donc pas en relation exclusive avec les variations régionales du climat actuel, et ne permettrait donc pas d'établir une zonalité sur la base de ce seul critère de couleur.

Il convient maintenant de faire intervenir les variations des données concernant les caractères physiques et hydriques des différents sols étudiés.

9.2. LA VARIATION ZONALE DES CARACTÈRES ET DU COMPORTEMENT DES SOLS FERRALLITIQUES CAMEROUNAIS.

De la frontière du Gabon au sud, à la falaise qui borde au nord le plateau de l'Adamaoua, les caractères d'organisation des sols, et les mesures qui ont permis de les chiffrer (cf. première et deuxième partie), amènent à distinguer deux zones principales :

- La zone forestière humide caractérisée principalement par des sols jaunes (sol KOM au sud-ouest, sols EBOL, NGAT et OTT au sud) et par un sol rouge (sol MEKA près de Yaoundé).
- La zone à bioclimat plus contrasté des savanes du plateau de l'Adamaoua, caractérisée par des sols rouges et des sols de teinte claire (sols RM et NGD).

Entre ces deux milieux, peut être définie une zone intermédiaire, qui correspond au contact forêt-savane, et qui est caractérisée par les sols MEDAL et COY. En effet cette région ne se réduit pas à un simple milieu de transition entre les deux zones précédentes.

Enfin les régions de l'Ouest-Cameroun présentent des paysages variés qu'on renoncera à caractériser, car ils sont insuffisamment représentés par le sol BALI.

9.2.1. LA ZONE FORESTIERE HUMIDE.

Bien qu'il existe des sols rouges comme MEKA dans cette zone, celle-ci a été définie et étudiée surtout à partir de ses sols jaunes. Tous les sols étudiés sont épais et argileux (le sol KOM l'est relativement moins), et leurs deux horizons les plus développés sont l'horizon de couleur vive homogène et l'horizon progressivement bariolé sous-jacent.

a) Horizon A1.

Dans cet horizon la porosité est très élevée (moyenne de 65 points pour la tranche 0-10 cm, avec un maximum de 80), ainsi que la perméabilité (en moyenne 200 cm/h, avec un maximum de 2000). L'organisation de cet horizon est lâche et très fragile à la pression (rupture vers 0,4 bar), mais elle résiste bien à l'humectation (pas d'effondrement à l'état saturé d'humidité). Elle est également variable d'un point à l'autre de sorte que l'hétérogénéité spatiale y est très grande.

Cet assemblage à la fois lâche, irrégulier et fragile des constituants est lié à l'activité biologique intense qu'on observe à ce niveau dans le sol. En effet les stations les plus poreuses et les plus perméables sont parcourues de racines et de galeries d'animaux, et l'hétérogénéité est causée par la répartition des biotopes. La macroporosité élevée de cet horizon est due à la fois à cette action directe des facteurs biologiques (perforations et ameublissement) et à l'assemblage peu compact d'agrégats

arrondis : cette structure fragmentaire développée est en relation avec une concentration élevée en matière organique (5 à 15 points, en teneur pondérale). Toutefois la quantité totale de matière organique présente dans la couche 0-10 cm n'est pas considérable (4 kg / m^2 de terrain) car l'horizon A1 est mince (2 à 7 cm) et sa densité apparente est faible (0,4 à 0,8).

En résumé, l'organisation fragile et irrégulière de cet horizon, dont la macroporosité et la perméabilité sont très importantes, apparaît être pour une grande part d'origine biologique. D'ailleurs toute modification brutale de l'équilibre biologique l'altère profondément. Ainsi après défrichement et mise en culture la concentration en matière organique peut diminuer de moitié, la porosité de 20 points et la perméabilité descendre à 1 cm/h. (zones piétinées)..

b) *Horizon A3.*

Dans cet horizon où sont localisées la plupart des grosses racines horizontales, la porosité et la perméabilité décroissent très rapidement. Il ne s'individualise pas à ce niveau d'horizon plus consistant qu'au dessous, sauf après intervention humaine et (ou) en présence d'hydromorphie (sol NGAT). La compacité augmente cependant sous les grosses racines horizontales, mais dans l'ensemble l'hétérogénéité est plus faible à ce niveau que dans l'horizon A1.

Toutefois, on y observe de grandes surfaces subverticales, englobant plusieurs agrégats polyédriques, dont les faces apparaissent plus ou moins décolorées et luisantes. L'infiltration de l'eau paraît se faire préférentiellement par ces surfaces et le long de certaines racines. C'est dans cet horizon d'ailleurs qu'apparaissent parfois des marques d'hydromorphie, et les mesures de perméabilité ou d'infiltration des averses indiquent qu'un engorgement (très temporaire) peut s'y produire. En outre les tests de comportement marquent une irrégularité à ce niveau. C'est là aussi que se localise le plus grande quantité de matière organique du profil (16 kg/cm^2 pour la tranche 10-50 cm).

En résumé, de la base de l'horizon A1 au sommet des horizons B, la décroissance très rapide de la porosité et de la perméabilité introduit une discontinuité majeure à cet endroit dans les sols forestiers. Si l'on tient compte d'autres caractères particuliers observés à ce niveau, cette partie des profils ne peut plus être considérée comme un simple horizon de transition.

c) Horizons B sans cailloux (*horizon de teinte vive homogène puis horizon progressivement bariolé*).

Espace poral ou réseau poral

La porosité totale est en moyenne de 50 points dans les sols jaunes, 55 dans les sols rouges (les sols jaunes sur matériau plus quartzeux sont moins poreux, 45 points en KCM). Cette porosité élevée est assez bien distribuée puisque l'hétérogénéité de répartition de cette caractéristique est assez faible. On y observe cependant des galeries et de grandes cavités d'origine biologique (qui influent fortement sur la perméabilité) mais ces pores très grossiers ne forment qu'une fraction minime du volume poral (quelques points de porosité tout au plus).

Les cavités termitiques de grandes dimensions ont un plafond vouté et des parois résistantes. Elles peuvent ainsi supporter, en dépit de la plasticité du milieu, la pression verticale qui devient notable à la base de ces horizons très épais (1 bar vers 5,5 m de profondeur).

Certaines galeries ont de "grands" diamètres (plus de 1mm) et elles sont irrégulièrement réparties. Elles doivent donc entraîner, si elles communiquent entre elles, une très grande dispersion des résultats de mesures de perméabilité. Effectivement cette dispersion est importante, mais bien inférieure à ce qu'elle devrait être si ces tubes étaient "ouverts" sur le réseau poral à leurs deux extrémités, et si leur section était régulière. Le "taux" d'ouverture " du réseau poral est donc réduit, très réduit même, si l'on compare les rapports perméabilité/porosité obtenus avec ces mesures globales et ceux qu'on peut calculer à partir de mensurations des sections de tubes.

L'observation directe et les déductions précédentes indiquent que les pores composant le réseau ouvert à la circulation des fluides sont tortueux, rétrécis, d'orientations diverses et plus ou moins connectés. Toutefois, les plus gros d'entre eux sont le plus souvent verticaux et l'écoulement en régime saturé y est, dans les conditions des tests de perméabilité, partiellement turbulent.

Dans les régions très arrosées (sol KOM de la région côtière), l'ensemble des pores assurant la filtration en régime saturé paraît avoir une orientation verticale préférentielle. Cette meilleure ouverture du réseau dans le sens vertical pourrait être attribuée à l'abondance du drainage

vertical et à l'activité biologique suscitée par celui-ci (risque d'en-gorgement).

Pour rendre compte de la filtration dans les sols étudiés on a utilisé un modèle basé sur les lois théoriques de l'écoulement dans des conditions simplifiées. Ce modèle représente le réseau poral par des tubes dont le nombre, le diamètre et la répartition sont calculés. Appliqué à ces horizons, en attribuant aux tubes un très petit taux d'ouverture, ce modèle indique que leur macroporosité est formée en grande partie de pores fins très nombreux et assez bien répartis qui devraient assurer *in situ* un ressuyage très lent. Ce système de porosité a été qualifié de "en petit" dans le modèle, car c'est celui de la matrice de ces horizons, en dehors des gros pores biologiques.

Mais le modèle indique qu'il existe aussi de gros pores tubulaires. Bien qu'également "peu ouverts", ceux ci confèrent à ces horizons argileux une perméabilité "en grand" plutôt élevée. Ces pores devraient assurer *in situ* le passage de l'eau à écoulement rapide, et surtout les échanges d'air.

L'observation à différents grossissements montre que cette répartition bimodale des diamètres des tubes rend compte d'une certaine manière de la réalité, bien que le réseau tubulaire ne soit pas, de loin, le système poral le plus commun. L'étude de la dynamique de l'eau est également en accord avec ces données.

Humidité

L'humidité de ces horizons est considérable : environ 40 points (en volume) pendant une grande partie des saisons des pluies. Cette humidité maximum varie peu du haut en bas de ces horizons, ou d'un point à l'autre des versants. Elle est vraisemblablement déterminée par la capacité au champ, car elle varie peu au cours de la saison des pluies et d'une saison des pluies à l'autre. Elle est en outre assez indépendante de l'apport pluvial (sauf dans les cas très exceptionnels où celui ci a été insuffisant pour renouveler le stock) ce qui indique que le drainage vertical est rapide et abondant. Les calculs de bilan hydrique indiquent même qu'une part importante de l'apport pluvial annuel, drainé verticalement, rejoint en profondeur la nappe phréatique.

Toutefois dans un sol (OTT) les conditions d'un drainage oblique sont réunies (entre 3 et 5m de profondeur en sommet d'interfluve), car la saturation est réalisée en continuité latérale du haut en bas du versant. La présence d'argilanes dans ce domaine saturé (horizon bariolé ou horizon concrétionné) pourrait traduire effectivement un ralentissement à ce niveau du drainage vertical. Mais ce drainage oblique éventuel est presque négligeable devant le drainage vertical, et il ne se produit même pas chaque année.

En saison sèche, l'humidité volumique descend à 20 ou 30 points dans les 2 ou 3 mètres supérieurs. Elle reste cependant toujours supérieure à l'humidité au pF 4,2, même lors de saisons sèches sévères (1971). Mais il n'en est plus de même après défrichement. Sous forêt dense le dessèchement saisonnier est donc bien commandé essentiellement par l'évapotranspiration dans la tranche racinaire. Les quantités relativement importantes d'humidité retenues au pF 3,0, lequel est voisin de l'humidité de saison sèche, indiquent que la porosité fine est particulièrement développée dans ces horizons argileux.

Comportement

La teneur en argile, ainsi que la porosité et l'humidité, étant élevées dans ces horizons, leur plasticité l'est également. Effectivement ils se déforment beaucoup lors des manipulations comportant des contraintes mécaniques. En profondeur, là où l'humidité est proche de la saturation, ces horizons ont la même compacité qu'une pâte, et les déformations par contraintes deviennent considérables. Cette augmentation de compacité du haut en bas est cependant minime, ou plutôt progressive (sauf au niveau des horizons bariolés).

Le retrait saisonnier affecte probablement la partie supérieure de ces horizons, mais il ne représente que les 2/3 du retrait potentiel, du moins si l'on apprécie ce dernier à partir du comportement de mottes. Ce retrait pourrait entraîner un affaissement saisonnier de quelques centimètres de la surface du sol, laquelle présente parfois un micro-relief du même ordre de grandeur.

Variations des caractères précédents.

La porosité et l'humidité de ces horizons sont moindres là où le squelette rigide est abondant. Ce résultat n'est pas surprenant car ce squelette est formé surtout de sables quartzeux hyalins, qui sont indéformables et peu humectables, ces grains étant en outre entièrement emballés dans le plasma argileux. Le développement de l'espace poral pourrait donc se faire, dans ces horizons, essentiellement aux dépens de, et proportionnellement à ce plasma fin. Les expressions partielles de porosité le confirment assez bien puisque la porosité "hors squelette quartzeux" se stabilise dans tous les sols étudiés au voisinage de 64 points. Par contre les relations plasma-humidité sont plus complexes, la rétention d'eau dépendant aussi des dimensions transversales de pores.

Par ailleurs l'horizon de couleur vive homogène et l'horizon progressivement bariolé sont assez peu différenciés par les résultats des mesures effectuées. Toutefois, la porosité globale diminue légèrement dans l'horizon bariolé, essentiellement par réduction de la macroporosité. Or il a été remarqué que les teintes du bariolage donnent par mélange la teinte de l'horizon homogène, et que là où les plages colorées sont très petites c'est cette teinte moyenne qui apparaît comme teinte d'ensemble. Il n'est donc pas exclu que l'homogénéité de la partie supérieure des horizons meubles résulte en partie d'un mélange des phases de l'horizon bariolé. L'activité biologique et les actions mécaniques liées aux variations saisonnières pourraient jouer un rôle dans cette homogénéisation (pédoturbation).

En résumé, l'espace poral de ces horizons B paraît composé de deux fractions distinctes :

- des pores fins très nombreux formant la plus grande partie du volume poral et retenant de grandes quantités d'eau.
- des pores très grossiers, peu nombreux, peu ouverts et irrégulièrement répartis, qui assurent une grande part de la perméabilité, et qui confèrent aux résultats de mesure de celle-ci une grande dispersion.

La première fraction porale est en relation avec l'abondance de la phase argileuse, la seconde avec l'activité perforante et ameublissante du milieu vivant. Cette dualité a été traduite par un modèle "bi-diamétrique". Les variations concomitantes de la porosité et de la perméabilité dans ces horizons ne s'expliquent donc pas par l'existence d'un

système poral unimodal, dans lequel une même classe de pores assurerait à la fois le développement de l'espace poral et la filtration de l'eau. Les facteurs de porogénèse déterminent donc simultanément les différentes classes dimensionnelles de pores.

d) *Horizons profonds (horizon Bs caillouteux ou indurés, horizons BC et C).*

Dans ces horizons, l'hétérogénéité est plus importante qu'à la base des horizons B précédents. Les variations saisonnières d'humidité y sont minimes, du moins là où ils sont profonds. Dans les horizons caillouteux, où des cailloux imperméables réduisent la section accessible aux flux, le taux de remplissage de la porosité par l'eau est plus élevé.

C'est au niveau des horizons profonds que l'on observe, le long des toposéquences, les variations latérales de composition et d'organisation les plus accentuées. Or l'eau remplit presque totalement la porosité, de sorte que c'est à ce niveau qu'une dynamique latérale durable et conséquente peut s'installer. C'est donc peut-être au niveau des horizons "d'altération" que la différenciation toposéquentielle est déterminée (DELVIGNE 1965, BOCQUIER 1971). Cette différenciation induite par une dynamique latérale profonde pourrait être progressivement mise "hors circuit" par l'approfondissement du sol et l'enfoncement de la tranche saturée. Les horizons supérieurs hériteraient, dans cette hypothèse, d'une différenciation acquise antérieurement et ils lui imposeraient une évolution ultérieure déterminée par leurs propres conditions physico-chimiques.

e) *Conclusion : Caractères et évolution des sols en milieu forestier humide.*

Les résultats et interprétations qui précèdent permettent de caractériser les comportements des quatre parties principales des profils :

- les horizons Al, dont la composition et l'organisation sont déterminées, pour une très grande part, par les composantes du système biologique forestier. La rapidité des phénomènes qui affectent ces composantes (apport organique, minéralisation, lixiviation), confèrent une grande fragilité à ces horizons superficiels extrêmement poreux et perméables.

- Les horizons A3, dont les caractères ne correspondent pas à une simple transition entre l'horizon organique A1 et les horizons B minéraux. Dans les sols à pédo climat plus contrasté (sols du centre-sud et de l'Adamaoua) c'est un horizon compact qui s'individualise à ce niveau. Or après défrichement et mise en culture dans ce milieu forestier humide, c'est précisément cette partie des profils qui accuse des caractères hydromorphes et une augmentation de compacité.
- Les horizons B sans cailloux, dont la couleur, d'abord uniforme, devient progressivement bariolée en profondeur. De haut en bas les caractères d'organisation se modifient, mais sans que ces variations s'accompagnent de changements importants de la composition chimique et minéralogique ou des caractéristiques physiques mesurées globalement.
- Les horizons profonds, dont l'humidité varie peu et est proche de la saturation. C'est à ce niveau qu'une dynamique latérale de l'eau peut s'établir durablement et être aussi à l'origine d'une différenciation toposéquentielle. Dans ces conditions la différenciation latérale observée dans les horizons B aérés est vraisemblablement héritée, avec des modifications dues aux nouvelles conditions physico-chimiques régnant en haut des profils.

9.2.2. LA ZONE A BIOCLIMAT CONTRASTE DE L'ADAMAOUA.

Il existe dans cette région des sols rouges épais et argileux, et des sols de teinte plus claire dont les caractères d'organisation ne sont plus typiquement ferrallitiques. On ne caractérisera dans ce qui suit que les sols rouges.

a) *Horizon compact superficiel.*

L'observation indique que cet horizon présente, en juxtaposition, des volumes compacts de porosité très fine (phase dominante), des volumes compacts mais fissurés, et des volumes dont la porosité résulte d'un assemblage lâche de micropeds individualisés.

La compacité de cet horizon est affirmée, par rapport à celles des horizons B meubles sous jacents (planche n° IV). Sa porosité totale varie avec la teneur en plasma, mais elle est pratiquement constante en expression hors quartz: 58 points. Cette porosité relativement faible est due à la fois au développement d'une phase massive et à une réduction de l'activité biologique. L'ensemble est fragmenté par deux réseaux de fines fissures: le réseau le plus fin est irrégulier et plus ou moins colmaté par des argilanes. Cette porosité fissurale est, au total, très réduite.

La perméabilité de cet horizon est beaucoup plus faible qu'en surface des sols du sud : 15 cm/h en moyenne avec des valeurs minimales de 0,5 cm/h sur les sentes de passage du bétail. Et surtout la distribution des valeurs de perméabilité y est bien moins dissymétrique. Cette particularité amène à penser que ce sont essentiellement les fissures qui conduisent l'eau en régime saturé, et c'est donc un modèle fissural d'écoulement (basé sur la formule de Couette) qui a été appliqué à cet horizon.

L'humidité de cet horizon descend en saison sèche bien au dessous du pF 4,2, ce qui signifie qu'il est soumis à une évaporation directe. C'est la finesse des pores de la phase massive qui permet le maintien des veines liquides jusqu'à une dessiccation poussée. En saison des pluies par contre cet horizon compact de porosité fine retient une quantité d'eau relativement importante, de sorte que l'aération y est limitée.

La teneur en matière organique est relativement faible en valeur pondérale, mais du fait de la densité élevée de cet horizon la quantité de matière organique contenue dans la tranche 0-10 cm est équivalente à celle des sols forestiers.

La formation de cet horizon compact paraît résulter de plusieurs mécanismes à la fois : 1) des processus de retrait-gonflement saisonnier dont la résultante pourrait avoir un effet compactant (CARY et HAYDEN 1973) 2) un colmatage des fissures, produites par ce retrait, avec de l'argile mise en suspension par l'impact des gouttes de pluie en surface du sol (insuffisamment protégé), 3) le départ, en saison sèche, de l'humidité contenue entre les particules élémentaires (diamètre de 0,1 micron, cf. planche II), ce qui réduit leur cohésion. 4) une diminution de l'activité biologique en relation avec la compacité et le dessèchement précédents, 5) l'action du pâturage et des feux de parcours, dont les modalités ont été envisagées par HURAULT (1971).

Ces mécanismes sont interdépendants et en relation avec la dynamique actuelle. Ils assurent donc le renouvellement de la phase compacte à la base de cet horizon. Celui-ci est en effet soumis à une érosion en nappe, dont l'efficacité est diminuée par la cohésion qu'il présente. La formation permanente de cet horizon cohérent à la partie supérieure des sols de l'Adamaoua est à l'origine du maintien d'horizons ferrallitiques meubles dans des conditions climatiques probablement encore favorables à leur développement mais n'assurant plus leur conservation, en dehors des îlots forestiers.

b) Horizons B friables, à micropeds et nodules terreux.

Espace poral.

La teneur en argile de ces horizons est élevée, très élevée même, là où les sols dérivent de basalte, mais leur comportement n'est pas celui de sols argileux "lourds" : en effet la matrice y est condensée en micropeds ou en gros nodules terreux plus ou moins individualisés (phase compacte) qui se comportent par certains caractères comme des sables et des graviers poreux.

La porosité totale est en moyenne de 64 points, là où le sol dérive de basalte, et de 57 points là où il dérive de granite. Cette porosité est donc plus élevée que celle des horizons B des sols jaunes (du sud) ou de teinte claire (Adamaoua) laquelle est peu supérieure à 50 points. Cette différence pourrait être due en partie à l'assemblage élémentaire car dans un cas les micropeds ne sont pas ou peu individualisés (sols jaunes ou sols de teinte claire), dans l'autre ils le sont en grande partie. Or on sait qu'en assemblage compact ordonné de sphères isodiamétriques la porosité passe de 26 points en système rhomboédrique (le plus dense) à 48 points en système cubique, soit une variation de 22 points.

En expression hors quartz la porosité de ces horizons se stabilise au voisinage de 70 points. Cette différence notable avec l'horizon compact sus-jacent est due à l'abondance relative d'une phase d'assemblage lâche (planche IV). La phase massive existe encore à ce niveau mais elle est moins développée et limitée aux "nodules terreux".

Perméabilité

La perméabilité de ces horizons est élevée, du moins dans les deux mètres supérieurs (5 à 30 cm/h), dans lesquels la porosité passe par un maximum. Ces valeurs élevées sont en relation avec la présence de nombreux tubes et cavités termitiques et avec une individualisation encore plus poussée des micropeds. Les plus gros tubes sont verticaux, comme au sud, mais la conductivité hydraulique latérale est en moyenne plus élevée que la conductivité verticale. Cette meilleure "ouverture" du réseau poral dans le plan horizontal pourrait résulter de l'activité termitique localisée à ce niveau.

Humidité

L'humidité volumique de ces horizons augmente de haut en bas du sol et du sommet à la base du versant, en saison sèche comme en saison des pluies. Cette augmentation est progressive jusqu'à la saturation complète.

- L'humidité de saison des pluies se stabilise, comme au sud, dès que l'apport pluvial a compensé les pertes antérieures (juin), et la valeur qu'elle présente alors paraît donc déterminée par la capacité de rétention du sol. Dans ces conditions l'augmentation verticale, ou dans le sens de la pente, est à relier à l'augmentation dans le même sens de la densité apparente (squelette plus abondant) et à la réduction de la macroporosité. Comme la porosité diminue au contraire dans ces deux directions la saturation est atteinte sous le versant dans un domaine "aval" qui est de plus en plus proche de la surface en bas de pente. La dynamique latérale de l'eau peut alors se traduire à ce niveau (et comme au sud) par une différenciation toposéquentielle.

- En saison sèche la variation verticale de l'humidité volumique est encore plus accusée pour deux raisons :

1- A la partie supérieure, l'évapo-transpiration fait descendre l'humidité jusqu'au $\text{pF} 4,2$, et certaines années sèches (1971) l'évaporation directe l'abaisse encore plus.

2- En profondeur (à plus de 6 m en sommet d'interfluve) l'humidité est plus élevée en fin de saison sèche qu'à la fin de la saison des pluies précédente. Or il ne se produit pas d'apport pluvial, et tout apport latéral paraît exclu en sommet d'interfluve. Comme cette surcharge provisoire ne paraît pas non plus due à une remontée de la nappe phréatique, on est amené à envisager une redistribution verticale de l'humidité du profil en saison sèche. Le flux qui enrichit en eau la base du sol aux dépens de la partie moyenne ou supérieure peut être formé par de l'eau de gravité à écoulement extrêmement lent. En effet l'organisation de ces horizons et leur composition argileuse indiquent qu'une fraction de la porosité y est très fine. Les caractéristiques mesurées amènent, par l'intermédiaire d'un modèle de filtration, aux mêmes conclusions.

Mais la coïncidence entre le maximum d'humidité des horizons inférieurs et la fin de la saison sèche est mal expliquée par l'hypothèse d'un flux d'eau de gravité. On doit donc aussi envisager l'existence d'un flux vertical descendant déterminé par le gradient thermique qui s'établit dans le sol en saison sèche.

Conclusion.

Quelle que soit l'origine exacte du flux précédent, les mouvements d'eau non saturante (évaporation et évapotranspiration; redistribution verticale) sont facilités par la continuité de la phase matricielle.

Cette continuité est donc maintenue, malgré l'individualisation poussée de micropeds à la partie supérieure des horizons B. L'organisation qui l'assure a pu être observée en lames minces et au microscope électronique à balayage : une multitude de "ponts", formés par l'agglomération de grains élémentaires, ou de grains composés de ces grains élémentaires, forme une trame extrêmement légère et fragile.

Le système poral englobé dans cette trame a été décrit surtout par les caractères de sa surface, qui est extrêmement développée : la surface porale est formée en effet d'une multitude de petits arrondis à rayon de courbure très faible, et qui ménagent entre eux des angles rentrant aigus. Une telle surface retiendra plus facilement l'humidité sous forme de "films" que de "manchettes", mais en profondeur les faces planes sont au contraire de plus en plus nombreuses. Aux très faibles humidités la continuité des veines liquides peut d'ailleurs être assurée par l'intérieur des volumes formant ces ponts (cf. planche III).

9.2.3. LA ZONE INTERMEDIAIRE, AU CONTACT FORET SAVANE.

La région comprise entre le sud forestier à climat longuement humide et le plateau de l'Adamaoua caractérisé par ses savanes et sa longue saison sèche a été moins étudiée : les mesures physiques ont porté sur deux sols rouges, MEDAL et GOY, et les mesures hydriques sur un seul cycle saisonnier (1972). Les mesures et observations faites en ces deux points suffisent cependant à mettre en évidence quelques traits originaux de cette région du contact forêt savane, à partir des seuls sols rouges (comme dans l'Adamaoua). Le cycle climatique annuel de cette région "intermédiaire" est rythmé soit sur quatre saisons comme au sud, soit sur deux seulement comme dans l'Adamaoua.

Les sols sous forêt présentent, comme ceux du sud, des horizons supérieurs très poreux et perméables. Sous savane ces horizons de surface sont un peu moins poreux et un peu moins perméables, en relation avec une structure plus anguleuse et une activité biologique moindre.

Les sols de savane ont, comme ceux de l'Adamaoua, un horizon compact mais qui n'est plus en surface (20-50 cm de profondeur) et qui est moins accusé (porosité hors quartz de 60 points). Cet horizon dit "de consistance" ne se marque pas dans les profils pénétrométriques, et à peine dans les profils de perméabilité. On y observe des argilanes sur les faces d'agrégats polyédriques mais pas de réseau de fissures de retrait. Son humidité n'est pas descendue en saison sèche jusqu'au pF 4,2.

Cet horizon de consistance existe aussi sous forêt, mais encore moins accusé (porosité hors quartz de 62 points). On constate une évolution progressive de la compacité de cet horizon en allant du sud (sol rouge MEKA) au nord (sol rouge RM).

En conclusion, ce qui paraît caractériser cette zone intermédiaire ce n'est ni la juxtaposition de sols apparentés aux deux zones voisines, ni une transition congruente entre des caractères de ces deux zones, mais bien plutôt, à l'échelle des profils, une superposition verticale d'horizons présentant certains caractères déjà reconnus dans l'une ou l'autre zone. Ces caractères sont liés directement au bioclimat.

9.2.4. CONCLUSION : L'EVOLUTION ACTUELLE.

Les mesures et observations faites dans trois régions, le sud forestier, le plateau de l'Adamaoua et la zone intermédiaire, ont mis en évidence une importante différenciation au sein de la couverture pédologique, dans le domaine ferrallitique camerounais. Cette différenciation avait déjà été pressentie au cours de la période d'inventaire mais les données apportées ici ont permis d'en préciser les caractères. Ces caractères concernent principalement l'organisation ou le comportement des sols à différentes échelles, et ils ont été déduits de l'étude de l'espace poral et de la dynamique de l'eau dans celui-ci.

Il a été montré comment ces caractères pouvaient être en relation avec des processus actuels, et comment ceux-ci pouvaient être diversifiés en fonction des différents régimes pluvio-thermiques régnant sur le domaine ferrallitique. La nature de ces relations et l'importance des différences constatées nous ont autorisé à définir une zonalité dans le domaine ferrallitique étudié.

Mais cette zonalité, qui est en relation avec la différenciation actuelle des climats, interfère à l'évidence avec *l'histoire climatique, l'histoire géologique et l'histoire des interventions humaines* dans ces régions.

En ce qui concerne *l'histoire des climats*, il apparaît que le climat à saisons contrastées qui règne actuellement sur l'Adamaoua est encore probablement favorable à l'altération ferrallitique, mais qu'il ne permet plus la conservation des produits meubles formés. Le développement de plus en plus poussé d'une phase massive et compacte, à la fois du sud vers le nord et de la partie médiane des profils vers la surface du sol, est considéré comme une étape de la transformation des sols Ferrallitiques. Ce mode d'évolution assure, temporairement, la protection des épaisses ferrallites antérieurement formées, et cela malgré la disparition de la forêt protectrice.

L'histoire géologique nous indique que cette démolition de la couverture pédologique du plateau de l'Adamaoua pourrait être irréversible, dans les conditions actuelles, et compte tenu de la persistance de l'activité épirogénique. La planité due aux aplatissements anciens et aux épandages basaltiques retarde cependant cette évolution.

Les interventions humaines actuelles tendent au contraire à accélérer cette démolition des ferrallites meubles, qui sont alors directement emportées par le réseau hydrographique, ou plaquées temporairement en bas de versant.

En somme, l'équilibre est rompu entre les processus qui accélèrent, et les processus qui ralentissent, l'évolution actuelle. L'homme aurait intérêt à "changer de camp", en favorisant la reforestation de ce plateau, dont l'épaisse couverture pédologique constitue une extraordinaire réserve d'eau et de plasma argileux. Il éviterait ainsi également les méfaits d'une érosion accélérée, méfaits qui ne concernent pas seulement la zone de départ, mais toutes les zones intermédiaires et finale de l'alluvionnement. D'ailleurs une extension de la forêt pourrait avoir des effets heureux sur les régions situées immédiatement au nord du plateau de l'Adamaoua, voire même sur le "sahel" plus lointain.

Quant aux régions forestières du sud, l'importance des transformations du sol qui accompagnent la destruction de la forêt doit faire prendre conscience de la gravité de toute intervention sur l'équilibre de l'écosystème forestier. Il n'est pas nécessaire d'aller jusque dans l'Adamaoua chercher un exemple du bouleversement qui pourrait en résulter : on peut

l'observer déjà dans des zones de culture intensive.

9.3. CARACTERISATION DE LA PEDOGENESE FERRALLITIQUE PAR SES PROPRIETES PHYSIQUES ET HYDRIQUES.

Malgré leurs différences, les sols Ferrallitiques des trois zones précédentes ont en commun d'importants caractères spécifiques qui confèrent au domaine et à la pédogénèse ferrallitique une unité et une originalité remarquables. On se limitera ici aux caractères physiques et hydriques qui ont pu être chiffrés ou précisés par les différents résultats présentés dans ce travail, et notamment : le développement, l'organisation et le comportement de l'espace poral, ainsi que la dynamique saisonnière de l'humidité.

9.3.1. DEVELOPPEMENT ET ORGANISATION DE L'ESPACE PORAL (cf. chap. 5).

L'assemblage de la matrice est très peu compact dans trois types de sols représentés dans le domaine ferrallitique, les Andosols, les sols Brunifiés et les sols Ferrallitiques eux-mêmes. Dans ces derniers la porosité globale hors cailloux des horizons B est de l'ordre de 50 points dans les sols jaunes et de 60 points dans les sols rouges. Toutefois les sols développés sur des matériaux riches en squelette résistant (sédiments) sont un peu moins poreux, et les sols développés sur des matériaux pauvres en squelette (basalte) sont un peu plus poreux. Mais ces différences s'estompent en expression *hors squelette*, ce qui indique que les grains du squelette rigide ont principalement un rôle d'encombrement.

L'arrangement est beaucoup plus compact dans les sols Ferrugineux Tropicaux (porosité hors cailloux de l'ordre de 37 points), et il en est de même dans d'autres sols du domaine soudanien : 35 points dans les sols Ferrallitiques Rouges Tropicaux, 30 points dans les Vertisols et les Solonetz. Cette diminution brusque du volume poral lorsqu'on passe du domaine ferrallitique au domaine soudanien est annoncée dans le domaine ferrallitique par une diminution de la porosité dans la tranche superficielle des sols de l'Adamaoua.

On est donc amené à relier le développement du volume poral au degré de contraste du pédoclimat : des variations fréquentes et marquées de l'humidité conduiraient à un assemblage plus compact de la matrice (cf. en 922 l'énumération des mécanismes susceptibles de réaliser cette condensation).

Mais cette relation est complexe car c'est dans l'Adamaoua que la porosité des horizons B est maximum *, c'est à dire à mi chemin entre le domaine des faibles variations (le sud) et le domaine des fortes variations du pédoclimat (le nord). Cette augmentation est due en grande part à l'individualisation des micropeds, phénomène qui confère une grande originalité à cette partie du domaine intertropical.

La différence constatée est due aussi à une moins grande abondance du plasma dans les sols du domaine soudanien, et déjà dans les sols de couleur claire de l'Adamaoua. En effet, en expression hors squelette, les variations de porosité sont moins importantes. Ainsi la porosité élevée des sols Ferrallitiques serait due à la fois à l'abondance du plasma formé et maintenu dans le profil, et aux conditions physico-chimiques propres aux climats faiblement contrastés (nature des liaisons fer-argile et individualisation de micropeds).

Mais le maintien d'une humidité élevée n'est pas une condition suffisante, car les gley des sols Hydromorphes ont une porosité (hors quartz) plus faible, même en domaine ferrallitique où leur humidité est quasi-permanente. En fait c'est dans les premiers mètres des sols Ferrallitiques que la porosité est particulièrement élevée tandis que les horizons plastiques de profondeur ont une compacité (hors quartz) voisine de celle des gley. Or l'activité biologique est élevée dans les deux premiers mètres du sol et les tests de comportement à l'humectation (chap.2) montrent qu'à ce niveau la matrice présente à l'état humide une cohésion qu'elle n'a pas en profondeur.

Ainsi, concernant le développement de leur espace poral, les sols Ferrallitiques présentent, dans la partie humide mais aérée de leur profil, une porosité particulièrement élevée qui relève de l'action combinée des facteurs suivants :

- des mécanismes physico-chimiques qui permettent la formation et une individualisation plus ou moins poussée de micropeds.
- une activité biologique dont l'effet est de perforer et surtout d'aménager, et en particulier de donner aux micropeds individualisés un assemblage encore plus lâche.
- une stabilité de la matrice à l'état humide, assurant la cohésion et donc le maintien des pores formés, jusqu'à ce qu'ils soient reincorporés au fond matriciel par une nouvelle action biologique.

* - indépendamment de l'influence du basalte, qui donne des sols encore plus poreux.

Cette cohésion est un caractère acquis par le sol à ce niveau puisque les horizons profonds sont au contraire instables à l'humectation. Or ces horizons de profondeur sont tout aussi argileux, mais leur macro-porosité est réduite à quelques points de pourcentage. Ainsi les sols Ferrallitiques se caractérisent non seulement par leur microporosité, liée à une micro-organisation originale des constituants, toujours importante dans ce milieu argileux, mais encore et plus particulièrement par l'*acquisition d'une macroporosité considérable dans les horizons aérés*. Ce développement de la macroporosité résulte de mécanismes physico-chimiques et biologiques qui créent des macropores, et de mécanismes physico-chimiques qui les conservent.

9.3.2. ORGANISATION DU RESEAU PORAL (*cf. chap. 4 et 7*).

L'organisation des macropores est également spécifique des sols Ferrallitiques étudiés : Les chenaux et cavités biologiques visibles à l'oeil nu sont nombreux et très *grossiers*, mais ils occupent au total un volume très limité, inférieur même parfois au point de porosité. Les chenaux récents ont une forme tubulaire et des diamètres qui devraient conférer à ces sols des perméabilités *considérables* : or celles-ci sont seulement *importantes*. Par conséquent ces chenaux sont rarement ouverts complètement sur le réseau poral, ou bien ils présentent de nombreux rétrécissements. On constate d'ailleurs que ces pores sont rapidement incorporés au fond matriciel et la plupart des pores ont des formes très irrégulières. D'après la dispersion des résultats de conductivité hydraulique les plus gros pores auraient une orientation plus proche de la verticale que de l'horizontale.

Ces gros chenaux mis à part, le réseau poral ne présente une orientation préférentielle qu'aux "extrémités" du domaine étudié : dans les sols à drainage vertical très important (zone côtière très arrosée) où la composante verticale l'emporte, et dans les sols de l'Adamaoua où c'est au contraire une composante horizontale. On peut trouver à ce changement d'orientation des explications basées sur le déterminisme de la porogénèse : dans le premier cas le maintien par les animaux de l'aération qui leur est nécessaire, ou l'action directe des eaux d'infiltration (pression, érosion dissolution), dans le second une activité horizontale des termites dont la nourriture est localisée en surface.

Ce sont surtout les conséquences de ce changement d'orientation du réseau conducteur des fluides qui doivent être envisagées : en effet l'ouverture du réseau poral dans le sens vertical favorise le drainage et donc l'altération en profondeur, tandis que l'ouverture de ce réseau dans le plan horizontal favorise au contraire la différenciation en horizons.

Mais cette anisotropie du réseau est limitée aux marges du domaine ferrallitique. Dans la plus grande partie de celui-ci le réseau poral se caractérise au contraire par une relative isotropie. Cette isotropie est associée à une très grande hétérogénéité de répartition de la filtration en régime saturé. Ce dernier caractère, qui dépend évidemment de l'échelle de mesure, est fréquent dans les systèmes poreux naturels où il indique une répartition irrégulière des pores. En outre la distribution statistique des résultats de mesure de perméabilité en régime saturé est très dissymétrique, ce qui traduit la présence de pores de sections transversales très diverses. Ces différents caractères sont vraisemblablement ceux de la plupart des systèmes poraux d'origine biologique lorsque les agents de perforation ont des tailles très variées. *Les sols Ferrallitiques présentent néanmoins ces caractères avec une intensité qui leur est particulière.*

9.3.3. COMPORTEMENT DE L'ESPACE PORAL (cf. chap. 6).

Lors de l'analyse du comportement de l'espace poral, l'objectif principal était la détection et la correction des erreurs systématiques. Mais cette analyse apporte également une série de renseignements sur le comportement général des sols Ferrallitiques.

Les horizons A et B dépourvus de cailloux présentent une faible résistance aux déformations et à la pénétration d'une pointe. L'épaisseur de ces sols étant considérable, la pression verticale devient notable à leur base, en dépit des faibles densités apparentes : 1 bar vers 5 à 6m dans les sols jaunes et vers 6 à 7m dans les sols rouges. Cette pression pourrait contribuer à la diminution de macroporosité constatée dans les horizons plastiques de profondeur. Inversement la relaxation à l'ouverture des fosses pourrait être notable. Ces différents caractères sont ceux de sols épais, argileux et humides et c'est par ces aspects qu'ils sont caractéristiques des sols Ferrallitiques.

Le retrait qui se produit dans les sols Ferrallitiques après exposition à l'air est peu important (fentes étroites et espacées), sauf pour les horizons B des sols rouges de l'Adamaoua et de l'ouest développés sur basalte. Mesuré sur des mottes et lors d'un séchage très poussé, le retrait potentiel de ces sols est peu important : il atteindrait cependant 15% dans les sols jaunes et 10% dans les sols rouges. Le retrait saisonnier, ou retrait effectif du sol in situ dans les conditions naturelles, n'affecte sensiblement que le mètre supérieur. Il y représente, en année normale, les 2/3 (sols jaunes) ou 1/2 (sols rouges) du retrait potentiel. Ces caractères sont liés à la nature kaolinique du plasma, à la nature des liaisons fer-kaolinite, à l'organisation des particules élémentaires et au régime pluvio-thermique qui commande les variations du pédoclimat. C'est par l'intermédiaire de ces facteurs qu'ils sont spécifiques des sols Ferrallitiques.

9.3.4. DYNAMIQUE SAISONNIÈRE DE L'HUMIDITÉ (cf. chap. 8).

Tous les sols Ferrallitiques étudiés ont une humidité qui se maintient à une valeur relativement stable en saison des pluies et qui est indépendante de l'apport pluvial dès que celui-ci est suffisant pour compenser les pertes de saison sèche. Cette humidité de saison des pluies est donc liée à la capacité de rétention du sol. Par contre le dessèchement saisonnier est assez inégal d'une saison sèche à l'autre. On peut donc considérer que l'état hydrique de saison des pluies constitue l'état stationnaire de référence, auquel le sol revient après un dessèchement plus ou moins poussé d'un cycle à l'autre.

Ce comportement distingue et oppose les sols Ferrallitiques aux sols Ferrugineux Tropicaux, et aux autres sols drainés du domaine soudanien : dans ces derniers c'est en effet au contraire l'état hydrique de saison sèche qui varie assez peu d'un cycle à l'autre.

Dans les sols Ferrallitiques couverts d'une forêt dense, l'humidité ne descend pas en saison sèche au dessous du pF 4,2 : l'assèchement saisonnier y est donc déterminé essentiellement par la demande évapotranspiratoire du climat, diversement reperçue par les végétaux. En revanche, le dessèchement est poussé bien au delà du pF 4,2 dans les sols du domaine soudanien, et il en est de même à la partie supérieure des sols de l'Adamaoua (et dans le sud après défrichement).

Ce dessèchement plus poussé altère les caractères qui ont été considérés comme spécifiques des sols Ferrallitiques : grande macroporosité et activité biologique intense dans une matrice stable à l'état humide. Il détermine donc un déséquilibre dans la pédogenèse ferrallitique. Il semble en être la cause, mais il en devient également la conséquence du fait de l'individualisation d'un horizon compact en surface des sols et du remplacement de la forêt par la savane.

On peut donc considérer que le maintien de sols à caractères ferrallitiques sous le bioclimat contrasté actuel de l'Adamaoua serait dû à la conservation d'un modèle plat et à la résistance particulière de cet horizon compact à l'érosion en nappe. Ce maintien n'est d'ailleurs plus assuré dans de nombreux bassins versants, à relief plus accentué, ou lorsque des actions anthropiques permettent à l'érosion d'inciser l'horizon compact superficiel dont l'épaisseur ne dépasse pas deux décimètres.

Par ailleurs la dynamique de l'eau à l'échelle du modèle convexe ferrallitique amène à distinguer deux milieux de comportement hydrique :

-un milieu "amont" qui comprend la partie supérieure des sols et du versant, dans lequel l'espace poral possède une fraction grossière considérable et dont une partie seulement suffit à assurer un drainage rapide des pluies : dans ce milieu amont l'aération reste donc importante. La différenciation y est verticale, mais discrète, car les particules mises en solution ou suspension sont vraisemblablement en grande partie entraînées dans le domaine "aval".

- un domaine "aval" qui fait suite au précédent et dans lequel la saturation en eau est atteinte. Le drainage y est probablement plus régulier, et principalement à composante latérale. Une différenciation toposéquentielle peut alors s'y développer, dont le domaine amont héritera, après enfouissement du front d'altération.

Dans le domaine aéré amont, la répartition des flux d'humidité dans les horizons B paraît être de plus en plus irrégulière de haut en bas, en relation avec le développement d'horizons bariolés puis réticulés. Cette concentration, ou cette hiérarchisation, du réseau d'écoulement assure la transition avec le domaine aval saturé.

9.3.5. CONCLUSION : LES PRINCIPAUX CARACTERES PHYSIQUES ET HYDRIQUES DES SOLS FERRALLITIQUES ETUDES AU CAMEROUN.

Les sols Ferrallitiques étudiés sont des sols kaoliniques épais, humides mais drainés, et dont les propriétés sont en grande partie déterminées par ces caractères. Ainsi la nappe est profonde et la partie supérieure du sol est aérée, la microporosité importante etc... Mais c'est l'acquisition d'une macroporosité considérable dans les horizons supérieurs aérés, ainsi que les caractères de cette fraction porale grossière, qui constituent leur plus grande originalité.

Ce grand développement du volume poral s'accompagne, dans les sols rouges, d'un grand développement de la surface poral, en relation avec l'individualisation partielle ou totale de micropeds arrondis au sein de la matrice. L'intensité de ce phénomène de micro-agrégation dans les sols rouges du centre et de l'Adamaoua, relativement aux sols du sud, est un caractère majeur de différenciation au sein du domaine ferrallitique.

L'activité biologique intense contribue à la formation de cette macroporosité. Elle est aussi à l'origine de la formation d'un réseau poral très irrégulier mais grossier qui ne représente qu'une fraction minime du volume poral. C'est pourquoi l'essai de modélisation de ce réseau, est basé sur une répartition bi-modale des rayons des tubes : ce modèle bidiométrique rend ainsi compte des deux systèmes poraux bien différents existant dans ces sols :

- une porosité fine assurant la rétention ou une circulation lente de l'humidité.
- une porosité grossière assurant un drainage rapide.

Le cycle saisonnier du pédoclimat paraît assez régulier sous forêt et en année "normale" : l'humidité s'établit longuement en saison des pluies au voisinage de la capacité au champ, puis elle décroît en saison sèche mais sans franchir le PF 4,2. Mais il n'en est plus de même après défrichement ou sous savane, ainsi que lors de conditions exceptionnelles comme en 1971.

Ces perturbations du régime pédoclimatique paraissent entraîner à la longue des modifications importantes de l'organisation des sols Ferrallitiques ainsi que de leurs écosystèmes. Par le jeu des interactions ces sols acquièrent alors des caractères qui amènent soit leur destruction par l'érosion soit leur transformation (sols de couleur claire de l'Adamaoua).

Chapitre 10

CONCLUSION

Lorsque cette étude a été entreprise, le concept de sol Ferrallitique était forgé, et la réalité qu'il recouvre en Afrique était déjà bien explorée. Au Cameroun même, le domaine occupé par des sols Ferrallitiques avait été circonscrit, et les principales différences régionales avaient été reconnues. Les caractéristiques chimiques, minéralogiques et morphologiques de ces sols avaient été dégagées ainsi que les aspects majeurs de leur répartition dans les paysages.

Mais cet inventaire ne s'appuyait pas sur des mesures des caractéristiques physiques, la composition granulométrique exceptée. Les données sur l'humidité des profils étaient encore plus succinctes. L'objectif qu'on s'est fixé alors a été de préciser la différenciation régionale de ces sols, à l'aide de mesures et d'observations portant essentiellement sur l'espace poral (développement, organisation, comportement), ainsi que sur le régime hydrique saisonnier.

Les résultats présentés dans ce mémoire concernent donc essentiellement le *domaine ferrallitique camerounais*. Mais comme des mesures ont été effectuées aussi dans d'autres milieux de la zone intertropicale, on a pu dégager quelques caractéristiques plus générales de la *pédogenèse ferrallitique*. Chemin faisant, on a aussi mis en évidence certaines variations ordonnées des caractères, au sein du domaine étudié, et indiqué à quelles variations des facteurs externes elles paraissaient correspondre.

Ce travail a également nécessité, ou suscité, un effort méthodologique dont on résumera d'abord les principaux apports.

I - Résultats d'intérêt méthodologique.

Les résultats donnés par certaines des méthodes ou techniques utilisées ont posé des problèmes délicats d'interprétation, malgré l'analyse critique qui en a été faite. Ils dépendent en effet de plusieurs propriétés à la fois, qui sont notamment :

- pour les mesures sur échantillons remaniés, la nature des constituants, leur organisation élémentaire, et le niveau d'énergie appliquée.
- pour les mesures au densitomètre à membrane, la densité *in situ* et le comportement mécanique du sol au cours des manipulations.

D'autres techniques ne sont pas transposables dans des milieux de caractéristiques mécaniques différentes : c'est le cas notamment des mesures directionnelles de conductivité hydraulique, qui ont été effectuées sur des échantillons prélevés dans un cadre à bord coupant, et dont la face de sortie de l'eau est ouverte à l'air.

Par contre, des résultats nouveaux ont été apportés par certaines approches méthodologiques. On en soulignera trois :

- L'étude de l'organisation des sols à l'aide de la dispersion des résultats des mesures, lorsque celle-ci est très supérieure à l'incertitude. En effet, la dispersion des résultats traduit alors l'hétérogénéité du sol, laquelle est liée à certains niveaux d'organisation des constituants (selon la taille des échantillons). C'est ainsi que la symétrie de la distribution des valeurs de conductivité hydraulique a servi à identifier le système poral qui assure la filtration de l'eau.
- L'utilisation d'expressions adaptées à l'étude d'une relation entre deux ou plusieurs caractères. Cette méthode a été préférée à celle des corrélations statistiques, car les échantillons des séries de mesures destinées à caractériser un horizon n'avaient pas été choisies au hasard, mais suivant un axe de différenciation possible. En particulier, les expressions "hors squelette" de la porosité ont montré dans quelle mesure le squelette rigide du sol n'intervient que par son encombrement.
- L'élaboration d'un modèle pour relier des données quantitatives aux caractères et aux lois qui les déterminent. Cette méthode a été appliquée à l'étude du réseau poral des sols, à partir de mesures de porosité et de perméabilité. Elle a été facilitée par le fait que différents caractères des systèmes poraux naturels, comme la tortuosité, l'obliquité, les rétrécissements, aplatissements et connexions des pores, ont le même effet sur le rapport perméabilité/porosité, et peuvent être ainsi considérés globalement. Des paramètres de dispersion, introduits dans le modèle, ont permis de mieux accorder celui-ci au comportement réel du sol *in situ* ou lors des tests.

II - Résultats concernant les sols étudiés.

Parmi les renseignements recueillis sur les sols étudiés par les approches précédentes, on en retiendra quelques uns qui concernent l'importance du volume poral, l'analyse des différents systèmes poraux du sol, la dynamique saisonnière de l'humidité et l'évolution des écosystèmes identifiés au Cameroun.

a) Développement du volume poral.

La porosité totale des sols étudiés dépend assez peu du degré d'humectation du sol, du moins dans la gamme des humidités parcourue *in situ* et saisonnièrement. Mais elle varie notablement d'un point à l'autre, quoiqu'elle reste en général plus élevée qu'en domaine soudano-sahélien. Lorsqu'elle est mesurée globalement (densitomètre à membrane), de manière à intégrer le maximum de niveaux d'organisation du sol, elle présente des variations verticales significatives de chaque zone bioclimatique.

Rapportée au volume "hors squelette", la porosité globale se révèle même être un paramètre caractéristique de chaque horizon. Ses variations sont alors ordonnées au sein de chaque toposéquence, et même du sud au nord, en relation avec une zonalité des caractères du sol et du climat. Cette stabilité de la porosité hors squelette est moindre quand la distribution relative du plasma et du squelette n'est pas entièrement porphyrosquelique (sols sableux), et quand l'influence des biotopes est prépondérante (horizons A des sols forestiers).

b) Organisation des systèmes poraux.

A l'examen direct, l'espace poral apparaît complexe, notamment dans les horizons supérieurs très poreux (lessivage, remaniement par la faune). Les systèmes poraux qui le composent sont très variés. L'assemblage des unités morphologiques permet une rétention d'eau importante, et les nombreux tubes biologiques une filtration rapide. Mais dans les sols rouges de l'Adamaoua, l'horizon supérieur est surtout compact et fissuré, et les horizons sous-jacents présentent une surface porale considérable, formée d'une multitude de petits arrondis séparés par des angles rentrants aigus.

Le réseau poral est marqué de nombreux rétrécissements qui ralentissent le ressuyage. Il est en outre irrégulier, mais dépourvu d'orientation privilégiée, sauf sur les marges du domaine étudié et pour les plus gros pores biologiques.

c) Dynamique saisonnière de l'humidité.

Les horizons du haut des profils et du haut des versants restent constamment aérés, et la dynamique de l'eau y est donc essentiellement verticale. L'humidité s'établit rapidement, en saison des pluies, au voisinage d'une valeur

liée principalement à la capacité de rétention . Au contraire, le dessèchement est inégalement accentué d'une saison sèche à l'autre. Le drainage est nettement excédentaire, quoiqu'il diminue notablement du sud vers le plateau de l'Adamaoua. Dans les sols de ce plateau, il semble se produire, pendant la saison sèche, une redistribution verticale de l'eau retenue : on ne peut donc y définir simplement une quantité et une profondeur de variation saisonnière de l'humidité.

Dans les horizons profonds ou de bas de versant, la saturation est atteinte : la dynamique de l'eau y est vraisemblablement latérale et à l'origine d'une différenciation toposéquentielle. Dans certains cas, il existe aussi, en saison des pluies, un horizon subsaturé dont le débit latéral est peu important par rapport au drainage vertical.

d) *Evolution des écosystèmes ferrallitiques du Cameroun.*

L'organisation des sols forestiers du sud, vue à travers leurs caractéristiques physiques et hydriques, paraît déterminée, en surface, principalement par des influences biologiques qui lui confèrent une grande hétérogénéité et une grande fragilité. Son évolution est donc très dépendante des conditions externes actuelles, et notamment du maintien de la forêt. L'influence des conditions passées a paru plus discrète, du moins sur les caractères étudiés ici.

Dans l'Adamaoua, où le bioclimat ne permet plus la conservation des sols ferrallitiques, le démantèlement de ceux-ci est retardé par la formation continue, en surface, d'un horizon compact et cohérent, de quelques centimètres d'épaisseur, et surtout par la planité de cette région.

La différenciation zonale qui a été mise en évidence au sein du domaine ferrallitique camerounais, présente des caractères originaux dus à l'épirogenèse récente de ce plateau et à son climat particulier (saison des pluies de type océanique et saison sèche sévère). Le contraste avec le domaine soudanien est ainsi beaucoup plus accentué que dans d'autres régions d'Afrique.

Bibliographie

Première partie : *Données sur le milieu*

ANNALES DES SERVICES METEOROLOGIQUES DE LA FRANCE D'OUTRE-MER, 1955.

AUBERT (G.), 1962 - Cours de Pédologie . Inédit.

AUBERT (G.), 1965 - Classification des sols. Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes de sols utilisés par la Section de Pédologie de l'O.R.S.T.O.M. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol III, n°3, pp 269-288.

AUBERT (G.), SEGALEN (P.), 1966 - Projet de classification des sols Ferrallitiques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol IV, n°4, pp 92-112.

AUBREVILLE (A.), 1948 - Etude sur les forêts de l'Afrique Equatoriale Française et du Cameroun. Sect. tech. Agric. trop. Bull. Sci., n°2, 132 p.

AUBREVILLE (A.), 1950 - Flore forestière soudano-guinéenne AOF. Cameroun AEF Soc. Ed géogr. mar. colon., Paris, 523 p.

BACHELIER (G.), 1957 - Etude pédologique de la zone du volcanisme récent au sud-est de Ngaoundéré. Agron. trop., n°5, pp 551-575.

BACHELIER (G.), 1963 - La vie animale dans les sols. Init. Doc. Techn. ORSTOM, n°3. Paris, 279 p.

BARBERY (J.), VALLERIE (M.), 1970 - Notice explicative. Cartes pédologiques et d'aptitudes culturales : FOUMBAN - DSCHANG 3d et 4c à 1/50 000 ORSTOM, Yaoundé, 112 p multigr.

BEAUDOU (A.G.), 1972 - Expression micromorphologique de la microagrégation et de l'illuviation dans certains horizons de sols ferrallitiques centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. X, n°4, pp 357-371 .

BOCQUIER (G.), 1973 - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad - Interprétation biogéodynamique - Thèse Sci. 1971, Strasbourg. Mém. ORSTOM n°62, PARIS XX - 351 p.

BOCQUIER (G.), NALOVIC (Lj.), 1972 - Utilisation de la microscopie électronique en pédologie Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol X, n°4, pp 411-434.

BOISSEZON (P. de), MOUREAUX (C.), BOQUEL (G.), BACHELIER (G.), 1973 - Les sols ferrallitiques, tome IV. La matière organique et la vie dans les sols ferrallitiques. Init. Doc. Techn. ORSTOM n° 21 - Paris, 146 p.

- BRABANT (P.), HUMBEL (F.X.), 1974 - Carte pédologique à 1/200.000 POLI. ORSTOM. Notice explicative n° 51, Paris, 107 p.
- BREWER (R.), 1964 - Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley et Sons, New York, London, Sidney, 470 p.
- CENTRE ORSTOM de YAOUNDE, 1971 - Liste des rapports et publications de la section de Pédologie ORSTOM, Yaoundé, 19 p. multigr.
- CHAMPETIER de RIBES (G.) et REYRE (D.), 1959 - Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à 1/500.000 - Yaoundé Ouest feuille et notice. Paris, Imprim. Louis-Jean, 28 p.
- CHAMPETIER de RIBES (G.) et AUBAGNE (M.), 1956 - Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à 1/500.000. Yaoundé Est. Feuille et notice. Paris H.Ribon, 35 p.
- CHATELIN (Y.), 1972 - Les sols Ferrallitiques, tome I. Historique. Développement des connaissances et formation des concepts actuels. Init. Doc. Techn. ORSTOM n° 20. Paris, 98 p.
- CHATELIN (Y.), 1974 - Les sols Ferrallitiques, tome III. L'altération. Init. Doc. Techn. ORSTOM n° 24., Paris, 144 p.
- CHAUVEL (A.), 1972 - Observation micromorphologique de la partie supérieure des sols rouges Ferrallitiques de Casamance (Sénégal). Essai d'interprétation de la dynamique actuelle sous couvert forestier. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. X, n°4 pp, 343-356.
- CLAISSE (G.), CURIS (M.), 1956 - Etude pédologique de la Station de Nkoemvone. ORSTOM, Yaoundé, 11 p. multigr.
- C.P.C.S., 1967 - Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols. Classification française, Document provisoire de l'Ecole Nat. Sup. Agron., Grignon, 87 p.
- DELVIGNE (J.), 1965 - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. Mém. O.R.S.T.O.M. n° 13, 177 p.
- D'HOOORE (J.), 1964 - La carte des sols d'Afrique à 1/5.000.000, C.C.T.A. Publ. n°93. Lagos, 209 p.
- DIPPOLD (M.F.), 1971 - Une bibliographie du Cameroun. Les écrits en langue allemande. Impr. OTTO-BOECK, Burgau, références 1442 à 1459.
- DUBREUIL (P.), GUICAFRE (J.), NOUVELOT (J.F.), OLIVRY (J.C.), 1975 - Le bassin de la rivière Sanaga. Monogr. hydrol. ORSTOM n°3, Paris, 350 p.
- DUCHAUFOUR (Ph.), 1972 - Processus de formation des sols. Biochimie et géochimie. Centre régional de recherche et de documentation pédagogiques Nancy, 182 p.
- DUMORT (J.C.), 1968 - Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à 1/500.000. Douala-Ouest. Impr. nat. Yaoundé, 71 p.
- GAZEL (J.), GERARD (G.), 1954 - Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à 1/500.000. Batouri-Est, Paris, Impr. nat., 43 p.
- GLOSSAIRE de PEDOLOGIE, 1969 - Description des horizons en vue du traitement informatique. Init. Doc. techn. ORSTOM n°13, Paris 82 p.

- GUIRAUDIE (Ch.), 1955 - Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à 1/500.000. Ngaoundéré Ouest feuille et notice, Paris, Impr. nat. 23 p.
- HAWKINS (P.), BRUNT (M.), 1965 - The soils and Ecology of West-Cameroun. F.A.O., Rome, 2 vol. 285 p. + 516 p.
- HERVIEU (J.), 1968 - Le quaternaire du Nord-Cameroun. Schéma d'évolution géomorphologique et relations avec la pédogenèse. ORSTOM, Yaoundé, 32 p. multigr.
- HUMBEL (F.X.), 1966 - 1 Etude de certains sols rouges à sables quartzeux de l'Adamaoua. ORSTOM., Yaoundé, 20 p. multigr.
- HUMBEL (F.X.), 1966 - 2 Contribution pédologique à l'étude géomorphologique de l'Adamaoua. ORSTOM, Yaoundé, 27 p. multigr.
- HUMBEL (F.X.), 1966 - 3 Etude pédologique du secteur d'extension de la palmeraie de Kompina (Mungo, Cameroun). ORSTOM, Yaoundé, 65 p. multigr.
- HUMBEL (F.X.), 1967 - Notice explicative de la carte pédologique à 1/50.000 Ngaoundéré 1d. ORSTOM, Yaoundé, 118 p. multigr.
- HUMBEL (F.X.), BARBERY (J.), 1972 - Notice explicative de la carte pédologique à 1/50.000. Feuilles NKAMBE 1b et 2a, (partielles). ORSTOM, Yaoundé, 140 p. multigr.
- HUMBEL (F.X.), BARBERY (J.), 1974 - Carte pédologique de reconnaissance. Feuilles GAROUA à 1/200.000. ORSTOM, notice explicative n° 53, Paris 114 p.
- HUMBEL (F.X.), MULLER (J.P.), RIEFFEL (J.M.), 1974 - Quantités de matière organique dans et sur quelques sols du domaine ferrallitique au Cameroun. ORSTOM, Yaoundé, 21 p. multigr.
- HURAULT (J.), 1971 - L'érodibilité des sols surpâturés des hauts plateaux de l'Adamaoua. Bull.Ass. fr.Et.Sol, n°1 pp 23-56.
- JACQUES-FELIX (H.), 1950 - Géographie des dénudations et dégradations du sol au Cameroun. Conditions physiques et humaines. Nogent sur Marne, C T A T, 128 p.
- LASSERRE (M.), 1962 - Carte géologique de reconnaissance à 1/500.000 du Cameroun. Ngaoundéré-Est, feuille et notice. Gap, Impr. Louis-Jean, 52 p.
- LETOUZEY (R.), 1958 - Phyto-géographie camerounaise. in Atlas du Cameroun. ORSTOM, Yaoundé.
- MAIGNIEN (R.), 1966 - Intensité de la ferrallitisation. Caractérisation des différents stades.Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol.IV, n°4, pp.21-24.
- MAIGNIEN (R.), 1969 - Les sols Ferrugineux Tropicaux. Unités pédogénétiques. ORSTOM Bondy, 34 p. multigr.
- MARTIN (D.), 1966 - Etudes pédologiques dans le Centre-Cameroun, Nanga-Eboko à Bertoua, Mém. ORSTOM, n°19, Paris 92 p.
- MARTIN (D.), 1969 - Les sols Hydromorphes à pseudo-gley lithomorphes du Nord-Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol.vol VII, n°2 pp.237-279, n°3 pp 311-343.

- MARTIN (D.), 1970 - Quelques aspects des zones de passage entre surfaces d'aplanissement du Centre-Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol.vol VIII n°2, pp 219-239.
- MARTIN (D.), SEGALEN (P.), 1966 - Carte pédologique du Cameroun oriental à 1/1.000.000 ORSTOM. Notice explicative. ORSTOM, Paris, 134 p.
- MARTIN (D.), SIEFFERMANN (G.), 1966 - Le département du Mungo (Ouest-Cameroun) : étude des sols et de leur utilisation. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol IV, n°2, pp 27-49.
- MULLER (J.P.), MOUKOURI-KUOH (H.), BARBERY (J.), 1972 - Etude pédologique à 1/50.000. Feuille Bafoussam 3c. ORSTOM, Yaoundé, 368 p. multigr.
- MUNSELL, 1954 - Soil color chart.
- NALOVIC (Lj), HUMBEL (F.X.), 1971 - Contribution à l'étude de la localisation des différentes formes de composés du fer au sein de quelques sols du Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. vol IX, n°3, pp 271-306.
- PEDRO (G.), DELMAS (A.B.), SEDDOH (F.K.), 1975 - Sur la nécessité et l'importance d'une distinction fondamentale entre type et degré d'altération. Application au problème de la définition de la ferrallisation. C.R.A.S. Paris t 280, sér.D, pp 825-828.
- PELLIER (J.L.), 1969 - Données générales sur la répartition des principaux types de sols de la région de Yaoundé. ORSTOM, Yaoundé, 24 p. multigr.
- REYRE (D.), 1966 - Histoire géologique du bassin de Douala (Cameroun). Symposium : Bassins sédimentaires du littoral africain. Ass. Serv. Géol. Africains Paris, pp 143 - 161.
- SEGALEN (P.), 1967 - 1. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. vol V, n°2, pp 137-187.
- SEGALEN (P.), 1967 - 2. Les sols de la vallée du Noun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. vol V, n°3, pp 287-349.
- SIEFFERMANN (G.), 1969 - Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Thèse Sci.nat. Univer. Strasbourg. mém. ORSTOM n°66, Paris 183 p.
- SIEFFERMANN (G.), MILLOT (G.), 1969 - Equatorial and Tropical weathering of recent basalts from Cameroun. Int. Clay. Conf. Tokyo, vol.1, pp 417-430.
- SUCHEL (J.B.), 1972 - La répartition des pluies et les régimes pluviométriques au Cameroun. Travaux et documents de Géographie Tropicale n°5 CEGET, Talence, 287 p.
- TURENNE (J.F.), 1975 - Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises, Paris, ORSTOM, 180 p.
- VALLERIE (M.), 1973 - Contribution à l'étude des sols du Centre-Sud Cameroun. Trav. et Doc. ORSTOM n°29. Paris. 111 p.
- YALLERIE (M.), 1968 - Notice explicative. Carte pédologique du Cameroun Occidental à 1.000.000. O.R.S.T.O.M., Yaoundé, 70 p.

Deuxième partie : Propriétés physiques et hydriques.

- AUDRY (P.), 1968 - Observations sur le régime hydrique comparé d'un sol ferrugineux tropical faiblement lessivé sous savane et sous culture (arachide et pénicillaire). Colloque sur la fertilité des Sols Tropicaux 1967. Tananarive IRAT, Paris pp 1591-1614.
- AUDRY (P.), COMBEAU (A.), HUMBEL (F.X.), ROOSE (E.J.), VIZIER (J.F.- 1972-1973 - Essai sur les études de dynamique actuelle des sols. ORSTOM Comité Technique de Pédologie. Bulletin du groupe de travail sur la dynamique actuelle des sols. N°1 18 p., multigr. n°2 126 p. multigr. + 18 fiches techniques.
- BEAR (J.), ZASLAVSKY (D.), IRMAY (S.), 1968 - Physical Principles of water percolation and seepage, UNESCO Arid zone research Paris 465 p.
- BOUMA (J.), ANDERSON (J.L.), 1973 - Relationships between soil structure characteristics and hydraulic conductivity : Field soil Water Regime. Soil Science Society of America. Special public.n°5, Madison, wisc., pp 17-105.
- BOURRIER (J.), 1965 - La mesure des caractéristiques hydrodynamiques des sols par la méthode Vergière. Bull. techn. Gén. rur. n°73, 96 p.
- BRUHAT (G.), 1967 - Mécanique, Masson et Cie Paris pp 460-514.
- BRUN (A.), MARTINOT LAGARDE (A.), MATHIEU (J.), 1960 - Mécanique des fluides, tome 1 fasc. 2 : Ecoulements à une dimension. Conduites. DUNOD, Paris, pp 267-577.
- CARY (J.W.), HAYDEN (C.W.), 1973 - An index for pore size distribution. Geoderma, vol 9, pp.249-256.
- CASSEL (D.), 1969 - Soil water movement in response to imposed temperature gradients. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 32, 4, pp.493-500.
- CHAUVEL (A.), MONNIER (G.), 1967 - Sur la signification générale de l'analyse granulométrique en pédologie, examen des problèmes posés par la caractérisation de la texture de certains sols tropicaux. C.R. Acad. Sc. Paris, t.264 pp.1969-1972.
- CHAUVEL (A.) PEDRO (G.), 1967 - Considération sur l'analyse granulométrique et le problème de la constitution minéralogique élémentaire de certains sols tropicaux; nécessité et limites de la déferrification. C.R. Acad. Sc. Paris, t.264, pp 2089-2092.
- COMBEAU (A.), 1964 - Remarques sur les facteurs de variation des limites d'Atterberg. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol II, n°4, pp 29-39.
- COMBEAU (A.), QUANTIN (P.), 1963 - Observations sur la capacité au champ de quelques sols Ferrallitiques. Rapprochement avec les courbes pF/humidité. Sci.Sol, n°1, pp 5-11.
- DEMOLON (A.), 1960 - Dynamique du sol. DUNOD, Paris, 520 p.

- DUBREUIL (P.), 1967 - Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol IV, n°1 pp 3-27.
- DUBREEUIL (P.), COLOMBANI (J.), 1970 - Mesures d'humidité et de perméabilité des sols dans les bassins représentatifs et expérimentaux : ORSTOM Service Hydrol. Note techn. n°21, revisée, Paris, 18 p multigr.
- FEODOROFF (A.), 1965 - Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante. Cas d'un sol initialement sec et d'un arrosage sans formations de plan d'eau en surface. Thèse, Ann. agron. vol.16, pp 127-155 pp 231-263.
- FEODOROFF (A.), 1970 - Une méthode pour l'étude de l'infiltration au champ. Sci. Sol, n°1, pp 19-30.
- FEODOROFF (A.), BETREMIEUX (R.), 1964 - Une méthode de laboratoire pour la détermination de la capacité au champ. Sci. Sol Paris, n°2, pp 109-118.
- FHEYEN (J.), BELMANS (C.), 1973 - Comparison of five methods for the determination of saturated hydraulic conductivity. Agriculture, vol 21, n°3, pp 163-183.
- FIES (J.C.), 1971 - Recherche d'une interprétation texturale de la porosité des sols. Ann. Agron. vol 22 n° 6, pp 655-685.
- FIES (J.C.), HENIN (S.), MONNIER (G.), 1972 - Etude de quelques lois régissant la porosité de matériaux meubles. Ann. agron., vol 23, n°6, pp 621-653.
- GARDNER (W.R.), 1974 - The permeability problem. Soil Sci.vol 117, n°5, pp 243-249.
- GRAS (R.), 1969 - Les mesures de densités apparentes en sol caillouteux. Bull. Ass. fr. Et. Sol, pp 9 -11.
- GRAS (R.), 1969 - Considérations sur la porosité et l'étude des milieux poreux. Sci. Sol, n°2, pp 79-90.
- GRAS (R.), 1972 - Effets des éléments grossiers sur la dynamique de l'eau dans un sol sableux. Comportement des éléments grossiers poreux vis à vis de l'eau. Ann. agron., vol 23 n°2 pp 197-239.
- GRAS (R.), 1974 - L'emprisonnement d'air lors de l'humectation des corps poreux. Bull. Ass. Fr. Et. Sol n°1, pp 49-59.
- HALLAIRE (M.), 1953 - Diffusion capillaire de l'eau dans le sol et répartition de l'eau en profondeur sous sols nus et cultivés. Ann. Agron., vol 4, n°2, pp 143-244.
- HALLAIRE (M.), HENIN (S.), 1958 - Dessèchement du sol et évolution des profils hydriques. CR. Acad. Sci. Paris t. 246, pp 2151-2153.
- HALLAIRE (M.), HENIN (S.), 1958 - Sur la non validité de l'équation de conductivité pour exprimer le mouvement de l'eau non saturante dans le sol. CR Acad. Sci., Paris, t.246, pp 1720-1722.
- HENIN (S.), 1962 - Cours de physique du sol. Inédit.

- HENIN (S.), 1971 - Conceptions des agronomes concernant les états de l'eau dans les sols Bull. Gr. fr. Argiles t. XXIII, n°1; pp.9-17.
- HENIN (S.), GRAS (R.), MONNIER (G.), 1969 - Le profil cultural. L'état physique du sol et ses conséquences agronomiques 2e ed. Masson et Cie. 332 p.
- HILLEL (D.), 1974 - L'eau et le sol. Principes et processus physiques. Vander Louvain, Paris, Bruxelles, 288 p.
- HUMBEL (F.X.), 1970 -Etude de la densité apparente mesurée in situ dans quelques sols du Cameroun. ORSTOM, Yaoundé, 49 p. multigr.
- HUMBEL (F.X.), 1974 - La compacité de sols ferrallitiques du Cameroun ; une zonalité dans ce milieu en relation avec la dessication saisonnière. Cah. ORSTOM sér. Pédol. vol XII n°1, pp 73-101.
- HUMBEL (F.X.), 1975 - Etude de la macroporosité des sols par des tests de perméabilité. Application d'un modèle de filtration aux sols ferrallitiques du Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol XIII, n°2. pp 3-27.
- HUMBEL (F.X.), PELLIER (J.L.), 1969- Porosité, densité et perméabilité de sols ferrallitiques rouge et jaune près de Yaoundé. ORSTOM, Yaoundé, 28 p. multigr.
- LABOTEST (Sté), 41, av. A. Bartholomé Paris 15e. Densitomètre à membrane notice AM 924 A et correspondance.
- MAASLAND (M.), KIRKHAM (D.), 1955 - Theory and measurement of anisotropic air permeability in soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. n° 19, pp 395-400.
- MAERTENS (C.), 1965 - Deux méthodes de détermination de la densité du sol en place. Leurs possibilités d'utilisation. Bull. Ass. fr. Et. Sol n° 8 pp 283-292.
- MILLINGTON (R.J.), QUIRK (J.P.), 1959 - Permeability of porous media, Nature vol. 183, pp 387-388.
- M.INTYRE (S.D.), LOVEDAY (J.), 1968 - Problems of determination of soil density and moisture properties from natural clods. Soil Sci. vol 105, pp 232-235.
- MONJALLON (A.), 1961 - Introduction à la méthode statistique. Librairie Vuibert, Paris, 278 p.
- MONNIER (G.), STENGEL (P.), FIES (J.C.), 1973 - Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse de systèmes de porosité du sol. Ann. agron. vol.24 n°5 pp 533-545.
- MOREL-SEYTOUX (H.J.), 1973-1974 - Pour une théorie modifiée de l'infiltration. Cah. ORSTOM sér. Hydrol., vol X, n°2 pp 185-194; vol X, n°3, pp 199-209; vol XI, n°1, pp 51-59.
- MULLER (J.P.), HUMBEL (F.X.), 1975 - Etude d'une toposéquence de sols Ferrallitiques rouges près de Goyoum (Centre Cameroun) ORSTOM-Yaoundé,
1ère partie : Organisation macromorphologique par J.P.MULLER, 75p multigr.
2ème partie : Caractéristiques physiques et hydriques par F.X. HUMBEL 44 p multigr.

- NIELSEN (D.R.), BIGGAR (J.W.), ERH (K.T.), 1973 - Spatial variability of field - measured soil water properties. *Hilgardia*, vol 42, n°7, pp 215-259.
- PELTIER (R.), 1969 - Manuel du laboratoire routier. Dunod, Paris, 291 p.
- RENNIE (P.J.), 1957 - Routine determination of the solids, matter and air volumes within soils clods of natural structure. *Soil Sci*, vol. 84, n°5, pp 351-365.
- RIOU (Ch.), 1972 - Etude de l'évaporation en Afrique Centrale. *Cah. ORSTOM* sér. *Hydrol.* vol IX, n°2, pp 39-51.
- RIOU (Ch.), CHARTIER (R.), 1968 - Etude du bilan d'énergie à Brazzaville. *Cah. ORSTOM* sér. *Pédol.*, vol V, n°4, pp 25-42.
- ROOSE (E.J.), 1968 - Erosion en nappe et lessivage oblique dans quelques sols Ferrallitiques de Côte d'Ivoire. Comm. 6e Conf. Biennale de la WASA / ASOA, Abidjan, ORSTOM Adiopodoumé, 19 p.multigr.
- ROOSE (E.J.), 1970 - Importance relative de l'érosion, du drainage oblique et vertical dans la pédogenèse actuelle d'un sol Ferrallitique de moyenne Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM*, sér. *Pédol.*, vol VIII, n°4, pp 469 - 482.
- SCHEIDECKER (A.E.), 1974 - The physics of flow through porous media. 3rd ed. University of Toronto Press, Toronto and Buffalo, 353 p.
- TERCINIER (G.), 1969 - Modifications apportées par la préparation conventionnelle des échantillons de terre à leurs propriétés physiques et hydriques. *Cah. ORSTOM*, sér. *Pédol.* vol VII, n°4, pp 585-601.
- TESSIER (D.), 1975 - Recherches expérimentales sur l'organisation des particules dans les argiles. Application à l'étude de 4 pâtes argileuses "calciques" en voie de dessiccation. Thèse conservatoire nationale des Arts et Métiers. Laboratoire de géologie appliquée. Paris 231 p.
- TOPPING (J.), Errors of observation and their treatment. Chapman and Hall London, 119 p.
- VIZIER (J.F.), 1971 - Etude des variations du volume spécifique apparent dans les sols hydromorphes au Tchad. Allure des phénomènes. *Cah. ORSTOM*, sér. *Pédol.*, vol IX, n°2, pp 133-145.
- WACQUANT (J.P.), 1968 - L'analyse au laboratoire de la densité apparente des terres en vue de l'interprétation volumique des résultats d'analyses édaphiques. *Sci. Sol.*, n°2, pp 119-135.

A N N E X E I

Porosités totales globales : moyennes par tranches métriques

Tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	4-5m	5-6m	6-7m	7-8m	8-9m
I-KOM	49,8	47,0	46,6	45,3	46,4	45,8	(44)		
I-KOM2	44,9	45,1	44,2	45,8	48,3	41,8	(39)		
3-KOM	40,5	42,2	43,3	(42)					
I-EBOL	55,8	52,6	53,4	50,7					
3-EBOL	59,2	55,6	33,6	29,0					
I-NGAT	53,6	55,3	50,6	44,7	(26)				
2-NGAT	54,9	45,7	44,3	40,7					
4-NGAT	36,8	(32)							
I-OTT	51,3	51,4	51,1	45,0	45,1				
I-OTT2	57,0	54,2	53,0	50,8	50,2				
3-OTT	52,7	44,2	50,4	51,0					
4-OTT	41,9	51,8							
I-MEKA	50,6	50,6	50,2	48,5					
3-MEKA	47,0	49,4	52,8						
I-MEDAL	58,1	61,6	61,2	60,9	58,8	51,6	55,9	56,7	57,2
2-MEDAL-S	58,4	59,7	59,0	57,8	58,0	(55)			
2-MEDAL-F	60,8	58,5	60,2	61,2	47,2				
I-GOY	54,2	59,5	59,2	55,9	53,8	53,7			
3-GOY	57,2	55,3	49,0	48,1					
4-GOY	40,5								
I-RM	60,2	60,9	59,6	55,8	52,9	52,7	53		
I-RM2	59,8	60,2	46,5	54,5	48,2	48,9	54		
2-RM	48,4	50,6	46,5	(48)					
3-RM	54,5	51,3	39,8	50,2					
4-RM	65,9	57,8							
NGD-RB1	63,7	67,1	59,0	64,6	65,7				
NGD-RB2	62,8	62							
NGD-RG	54,4	59,4	56,6	52,1	52,2				
NGD-R	57,7	61,1	57,3	(46)					
NGD-C1	44,9	48,8	50,0						
NGD-C2	40,9	47,3	50,7	53,6					
NGD-C3	40,7	41,0	44,2						
BALI-RB	65,4	63,4	61,0	59,7	59,4				
BALI-RG	53,2	54,2	50,6						
BALI-J	50,2	45,4							
KOTI-F	41,1	35,9	36,8	32,6	(33)				
KOTI-H	40,6	37,3							
KOTI-D	35,8	39,8	41,1	(42)					
DJOLA-F	37,5	36,6							
DJOLA-B	39,2	29,0							
GM-F	39,9	38,6							

A N N E X E II

Quantités d'eau dans le sol aux extrema saisonniers.

La présentation par tranches métriques qui a été adoptée privilégie l'influence du paramètre profondeur, par rapport à celle de l'horizon. Elle réunit ainsi des couches de caractéristiques physiques et hydriques différentes : par exemple la tranche 0 - 1 m englobe les horizons A et la partie supérieure des horizons B, et certaines des tranches suivantes encadrent le passage d'horizons argileux à des horizons caillouteux. Une présentation par horizon serait intéressante mais ceux-ci n'ont pas la même épaisseur dans les différents sols étudiés. L'humidité volumique moyenne (quantité contenue dans un horizon divisée par l'épaisseur de celui-ci) n'a guère de signification dans les horizons B épais où l'humidité varie notablement de haut en bas. Enfin la distinction entre humidité de saison sèche et humidité de saison des pluies n'est valable que pour des tranches suffisamment épaisses : dans les horizons supérieurs minces, des variations se produisent à l'échelle diurne ou à l'échelle de l'avverse.

Les tableaux ci-dessous présentent les principaux résultats par tranches métriques obtenus à différents extrema saisonniers dans les sols étudiés :

- tableau n°1 pour les sols jaunes des paysages forestiers humides,
- tableau n°2 pour les sols à dominante rouge du centre,
- tableau n°3 pour les différents sols de l'Adamaoua et de l'ouest.

Pour chaque sol, l'apport pluvial A_p en mm depuis le début de la saison des pluies est indiqué. Dans le sud et le centre où il n'y a pas interruption totale des pluies en saison sèche, ce début de saison des pluies a été apprécié subjectivement en fonction de la fréquence et de la régularité des averses.

Le calage des dates de prélèvement sur les extrema saisonniers n'a pas toujours été réussi. C'est ainsi qu'en mars 1972 les sols MEDAL et GOY avaient déjà reçu 100 et 150 mm d'apport pluvial, qui majorent les humidités de la tranche 0-2 m.

Quantités d'eau, en mm, par tranches métriques de sol.

Tableau N°1 : sols jaunes du sud

profil	Ap	tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	4-5m	5-6m	6-7m	7-8m
		date								
1-KOM (sommets)	1670	oct 71	284	320	327	322	334	335	330	334
	0	fev 72	208	242	271	300	278	271		
	800	jul	287	315	320	318	340			
	2700	nov	300	308	316	348	305			
1-KOM 2 (pente)	1670	oct 71	307	324	324	379	346	334	346	408
	0	fev 72	219	242	282	316	270	295		
	800	jul	302	330	298	345	295	314		
	2700	nov	350	365						
3-KOM (cultures)	0	fev 72	202	258	270					
	800	jul	317	318	348					

Profil 1 - EBOL						Profil 3 - EBOL			
Ap	tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m
900	jun 70	394	424	408	403	375	379	318	325
0	aou	299	299	297		262	274		
710	oct	317	321	314		302	302		
0	fév 71	255	274	275	286	241	262		
640	jun	414	400	382	358	404	398		
70	sept	349	388	382	384	347	350		
520	nov	412	407	402	427	406	395		
0	fev 72	334	355	350	360	320	350		
650	oct	400	418	-	-	-	-		

Profil 1 - NGAT						Profil 2 - NGAT			
Ap	tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m
700	jun 70	381	417	428	440	372	356	402	
0	aou	286	266	272		263	290		
480	oct	305	292	302		257	280		
0	fév 71	236	260	262		212	236		
560	jun	322	409	373		343	470		
0	sept	325	360	359	488	338			
450	nov	354	400	422	421				

Profil 1 - OTT						Profil 3 - OTT			
Ap	tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	4-5m	0-1m	1-2m	
620	jun 71	365	394	402	400	406	372		
0	sept	372	375	367	386		335		
580	nov	361	388	389	398		350		
0	fév 72	288	333	328	339	336	302		
620	jun	337	383	387	432	427	372	426	
0	aou	317	331	336			350		
770	oct	394	388	414			403		

Profil 1 - OTT2						Profil 2 - OTT2			
Ap	tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	4-5m	0-1m	1-2m	
620	jun 71	338	378	335	381	411			
0	sept	358	363	382	386				
580	nov	356	397	406	392				
0	fév 72	302	334	349	347	355			
620	jun	346	378	374	387	389			
0	aou	333	358	374	382				
770	oct	385	404	409	410				

Tableau n°2 : sols rouges du centre

1-MEKA	Ap	tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	4-5m	5-6m	3-MEKA (jaune)	0-1m	1-2m
	0	fev 70	273	288	295				302		
700		jun	339	358	342				304		
0		aou	246	254	252				266		
680		oct	304	290	286				312		
0		fev 71	234	238	230				239		
470		avr	365	309	294				348		
160		sept	366	342	344				374		
800		nov	360	356	365	374					

1-MEDAL

(100)	mar	72	386	344	370	387	406	416
590		jun	362	366	378	400	419	432
0		aou	328	336	350	352	357	
460		oct	338	370	390	373	365	349

3-MEDAL (savane)

(100)	mar	72	333	322	363	400	394	403
590		jun	334	374	415	437	437	418
0		aou	343	351	392	414	424	442
460		oct	394	387	424	446	429	454

3-MEDAL (forêt)

(100)	mai	72	325	317	296	317		
590		jun	294	335	338	323		
0		aou	267	294	298	317		
460		oct	338	373	362	366	347	

1-GOY

150	aou	71	370	340	361	406			2-GOY	
670		nov	322	339	366	395			373	353
130		mar	72	370	295	313	353	349		—
380		jun	366	342	357	362	330		334	274
0		aou	312	288	308	332	328		362	344
480		oct	408	370	378	424	429		333	—
									373	353

3-GOY

150	aou	71	285	375	368					
130		mar	72	286	298	330	323	326		
380		jun	308	412	450	414	357			
0		aou	248	330	350	312	325			
480		oct	284	338	350	362	360			

Tableau n°3 : sols de l'Adamaoua et de l'ouest

	Ap	tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	4-5m	4-5m
1-RM (sommets)	0	fev 72	206	285	340	376	379	422
	520	jun	328	374	373	390	384	
	860	aou	337	380	400	435	451	
	1250	oct	349	367	394	440	435	427

- 305 -

	Ap	tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	4-5m	5-6m	6-7m	7-8m
1-RM2	-	sept 71	306	354	350					
(pente)	0	fev 72	201	249	289	371	358			
	520	jun	311	317						
	860	aou	313	351						
	1250	oct	322	352	372	395	427			
2-RM	-	sept 71	284	379						
	-	oct	302	340	417					
	0	fev 72	170	314	398	440				
	520	jun	294	340	433	435				
	860	aou	351	352	400					
	1250	oct	238	309	422					
3-RM	0	fev 72	214	320	396	483	528	560		
	520	jun	332	375	310	447	512	522		
	860	aou	346	388	454	486				
	1250	oct	308	340	344	416	499			
4-RM	0	fev 72	316	450						
	520	jun	430	422						
	860	aou	526							
	1250	oct	272	322						
NGDRB1	0	avr 70	262	275	433	530				
	0	mar 71	202	234	256	322	309	339	366	389
	1250	aou	382	390	374	485	530			
	1550	oct	336	354	367	456	502	523	549	
	0	fev 72	260	270	302	402	462	493	538	629
	830	aou	410	383	390	509	514	515	555	
	1420	oct	392	332	374	443	474	512	525	532
NGDRB2	0	avr 70	267	371						
	100	mai 71	190	253	284	305				
	1250	aou	360	435						
	1550	oct	399	493						
	0	fev 72	261	414	500					
	830	aou	449	540						
	1420	oct	408	422						
NGDRG		jun 71	310	304	346	325				
	1250	aou	334	346	420	482	421			
	1550	oct	293	(340)	(420)	480	456			
	0	fev 72	221	291	341	300	448			
	830	aou	338	370	410	469	400	381		
	1420	oct	344	380	406	488	384	430	392	376
BALI B	-	dec 69	336	408	454	483				
	100	mar 72	262	351	400	432				
	850	aou	394	416	422	448				
BALI T		dec 69	292	394	429	435				
	100	mar 72	244	342	438					
	850	aou	414	417	478	470				
BALI J	-	dec 69	168	269						
	100	mar 72	240	340						
	850	aou	408	441						

	Ap	tranche	0-1m	1-2m	2-3m	3-4m	4-5m	5-6m	6-7m
NCDR	0	avr 70	206	274	324				
	100	mai 71	180	234	268	277	289		
	1250	aou	368	388	420	433	407		
	1550	oct	302	360	422	450			
	0	fev 72	210	304	350	398	410		
	830	aou	358	368	390	364	375		
NGDC	1420	oct	319	314	334	346	348	190	
	1200	jun 71	248	321	364				
	1250	aou	275	366	412				
	1550	oct	275	348	390				
	0	fev 72	198	230	329	350	339	375	418
	830	aou	307	361	367	382	398	396	434
1420	oct		295	359	388	377	401	428	382

Tableau n°4 : Sols ferrugineux tropicaux

KOTI-F	0	avr 72	81	134	208	251			
	960	aou	192	242	292	280			
	1300	oct	198	266	477	536			
DJOLAF	0	avr 72	107	201	330				
	660	aou	166	420					
	830	oct	204	180	154				
GM-F	0	avr 72	102	108					
	750	aou	214	226					
	-	oct	242	251					

Table des matières

Introduction

PREMIERE PARTIE : LES SOLS ETUDES ET LES METHODES DE MESURE 5

Chapitre 1 : Le domaine ferrallitique au Cameroun. 5

1.1. La pédogenèse ferrallitique	7
1.2. Les facteurs externes	9
1.2.1. Oro-hydrographie	9
1.2.2. Géologie	11
1.2.3. Modelé	12
1.2.4. Climat	14
1.2.5. Milieu vivant	18

1.3. Les sols Ferrallitiques du Cameroun 20

1.3.1. Historiques des études pédologiques	20
1.3.2. Caractères généraux et régionaux des sols	21

1.4. Conclusions 23

Chapitre 2 : Caractères morphologiques et analytiques des sols étudiés.

2.1. Les emplacements choisis	27
2.2. Mode de description	29
2.3. Le sol jaune KOM du bassin sédimentaire côtier	31
2.4. Les sols jaunes EBOL, NGAT et OTT du Sud-Cameroun	38
2.5. Les trois sols rouges du centre-sud : MEKA, MEDAL et GOY	43
2.6. Les sols RM et NGD du plateau de l'Adamaoua	50

2.6.1. Les paysages pédologiques	50
2.6.2. Le sol RM	51
2.6.3. Les sols rouges NGD-R	55
2.6.4. Les sols de teinte claire NGD-C	57
2.6.5. Commentaire	59

2.7. Le sol BALI de l'ouest Cameroun 60

2.8. Les sols Ferrugineux Tropicaux et les sols Hydromorphes 60

2.8.1. Les sols choisis pour des comparaisons	60
2.8.2. Les sols Ferrugineux Tropicaux Lessivés	61
2.8.3. Les sols Hydromorphes du domaine ferrallitique	63
2.8.4. Les sols Hydromorphes du bassin de la Benoué	64
2.8.5. Commentaire	64

2.9. Conclusion 66

Chapitre 3 : Méthodologie des mesures effectuées. 67

3.1. Définitions et objectifs	69
3.2. Mesure de la porosité totale	71

3.2.1. Méthodes de mesure	71
3.2.2. Techniques utilisées	72
3.2.3. Précision et comparaisons	75
3.2.4. Mise en évidence de variations saisonnières	78
3.3. Analyse de l'espace poral	82
3.3.1. Fractions de porosité	82
3.3.2. Expressions partielles de porosité	83
3.3.3. Etude du réseau poral à l'aide de mesures	87
3.4. Etude du comportement de l'espace poral	93
3.4.1. Repères de comportement mécanique	95
3.4.2. Pression subie in situ	95
3.4.3. Retrait potentiel des sols	96
3.4.4. Mesures pénétrométriques	97
3.5. Etude de l'humidité totale et des flux	97
3.5.1. Obtention de l'apport pluvial	98
3.5.2. Mesure de l'humidité totale	98
3.5.3. Etude des variations saisonnières d'humidité	99
3.5.4. Etude d'un flux d'eau saturante	102
3.6. Conclusion	104
DEUXIEME PARTIE : LES RESULTATS OBTENUS ET LEUR DISCUSSION	106
Chapitre 4 : Etude de l'espace poral par l'observation	
4.1. L'étude des pores	109
4.1.1. Aperçu sur la porogenèse	109
4.1.2. La description des pores	110
4.1.3. Les moyens d'observation utilisés	111
4.2. Les systèmes poraux des principaux horizons	113
4.2.1. Les unités morphologiques et leur assemblage	113
4.2.2. Les horizons profonds des différents sols	114
4.2.3. Les horizons B homogènes des sols jaunes	116
4.2.4. Les horizons B homogènes des sols rouges	117
4.2.5. L'horizon compact des sols de l'Adamaoua	121
4.2.6. Les horizons A des sols de forêt du sud	122
4.3. L'espace poral des sols Ferrallitiques	125
Chapitre 5 : Etude de l'espace poral par des mesures de volumes	127
5.1. La porosité totale globale	129
5.1.1. Hétérogénéité spatiale	130
5.1.2. Variations saisonnières	133
5.1.3. Variations dans l'espace	137
5.1.4. Comparaisons avec d'autres sols intertropicaux	144
5.1.5. Conclusion	146
5.2. Fractions de porosité et expressions partielles	146
5.2.1. La porosité en air ou macroporosité	148
5.2.2. La porosité en eau au pF 4,2	148
5.2.3. Les porosités en expression hors squelette	150

5.3. Comparaison des porosités obtenues par différentes méthodes	152
5.3.1. Porosité mottière (calculée avec des densités)	152
5.3.2. Porosité de mottes (mesurée au pétrole)	155
5.3.3. Porosité d'une pâte après son dessèchement	155
5.3.4. Les différences obtenues et leur significations	156
5.4. Conclusion	
Chapitre 6 : Etude de l'espace poral par des tests de comportement	161
6.1. Comportements d'échantillons remaniés	163
6.1.1. Limites de retrait, de plasticité et de liquidité	163
6.1.2. Rétention d'humidité à différentes pressions	168
6.2. Comportements d'échantillons intacts ou du sol en place	169
6.2.1. Contraintes mécaniques	169
6.2.2. Retrait potentiel	180
6.2.3. Perméabilité en régime saturé	182
6.3. Conclusion	185
Chapitre 7 : Etude du réseau poral par des mesures de perméabilité et à l'aide d'un modèle de filtration	187
7.1. La démarche suivie	189
7.2. Elaboration du modèle	194
7.2.1. Inadaptation du modèle le plus simple	194
7.2.2. Complication du modèle initial	195
7.2.3. Le modèle bi-diamétrique	204
7.3. Application aux sols étudiés	208
7.3.1. Calcul des paramètres du modèle	209
7.3.2. Recherche d'indices globaux	212
7.3.3. Modèles adaptés aux horizons A	214
7.4. Conclusion	217
Chapitre 8 : Etude des variations d'humidité et des flux	221
8.1. Les termes du bilan hydrique	224
8.2. Variations d'humidité dans l'espace	229
8.2.1. Hétérogénéité spatiale	229
8.2.2. Variations verticales	232
8.2.3. Variations toposéquentielles	234
8.2.4. Variations avec le matériel-sol	236
8.2.5. Variations zonales	239
8.3. Variations d'humidité dans le temps	239
8.3.1. Variations à l'échelle de l'averse	239
8.3.2. Variations au cours de la saison des pluies	240
8.3.3. Variations pendant le cycle saisonnier	242
8.3.4. Variations au cours des cycles successifs	244
8.3.5. Les pF correspondant aux extrema saisonniers	248
8.3.6. Variations dans les sols Ferrugineux Tropicaux	250

<i>8.4. Dynamique saisonnière de l'eau et de l'air</i>	251
<i>8.4.1. Les domaines saturés d'humidité</i>	251
<i>8.4.2. Les principaux flux d'humidité</i>	257
<i>8.4.3. L'aération du sol</i>	260
<i>8.5. Conclusion</i>	261
TROISIEME PARTIE : INTERPRETATIONS GENERALES	263
Chapitre 9 : <u>L'espace poral et la dynamique saisonnière de l'humidité dans le domaine ferrallitique camerounais. Variations régionales et caractères généraux.</u>	265
<i>9.1. La différenciation pédologique dans le domaine ferrallitique</i>	266
<i>9.2. La variation zonale des caractères et du comportement des sols Ferrallitiques camerounais.</i>	267
<i>9.2.1. La zone forestière humide</i>	268
<i>9.2.2. La zone à bioclimat contrasté de l'Adamaoua</i>	275
<i>9.2.3. La zone intermédiaire, au contact forêt savane</i>	279
<i>9.2.4. Conclusion : l'évolution actuelle</i>	280
<i>9.3. Caractérisation de la pédogenèse ferrallitique par ses propriétés physiques et hydriques</i>	282
<i>9.3.1. Développement et organisation de l'espace poral</i>	282
<i>9.3.2. Organisation du réseau poral</i>	284
<i>9.3.3. Comportement de l'espace poral</i>	285
<i>9.3.4. Dynamique saisonnière de l'humidité</i>	286
<i>9.3.5. Conclusion : Les principaux caractères physiques et hydriques des sols Ferrallitiques étudiés.</i>	288
Chapitre 10 : <u>Conclusion.</u>	289
Bibliographie	293
Annexe	301