

## Considérations géomorphologiques sur le dépôt de colmatage des vallons du bassin supérieur de la Luafi au Shaba méridional (Zaire)

MBENZA Muaka, MITI Tseta et ALONI Komanda

### Résumé

Les auteurs ont étudié des dépôts de comblement partiel de ravins qui sont incisés dans d'anciennes surfaces d'aplanissement du bassin versant de la Luafi. Actuellement, à l'exception des *plunge-pools*, l'évolution latérale par sapement à la base et par mouvement de masse sur les versants est la seule active.

Les caractéristiques sédimentologiques ainsi que les remaniements subis par les matériaux semblent inscrire leur mise en place au cours d'épisodes morphoclimatiques quaternaires qui ont évolué de l'équatorial à l'aride. L'essai de corrélation effectué à partir des observations conforte les hypothèses déjà émises dans ce sens au Shaba, plus particulièrement dans le site voisin de Mangombo, par ALEXANDRE et STREEL-POTELLE (1979) et MBENZA (1983).

L'étude du schéma évolutif a aussi fait apparaître la complexité des phénomènes dont il faut tenir compte dans la reconstitution des milieux morphoclimatiques, notamment la possibilité d'occurrence d'un même phénomène dans des types de climats différents comme du concours de plusieurs processus dans l'élaboration de formes réputées spécifiques d'un type de climat donné.

### Abstract

*The partial filling of ravines cut in ancient flattened surfaces of the Luafi area has been studied. Nowadays, except for plunge-pools, only lateral evolution by basement trench and mass movement is active.*

*Sedimentological specifications and changing materials seem to indicate that they were deposited in morphoclimatic quaternary periods under conditions which evolved from equatorial to arid. The attempt to establish a correlation made on the basis of those observations confirms the assumptions already made by ALEXANDRE and STREEL-POTELLE (1979) and MBENZA (1983), particularly about the neighbouring site of Mangombo.*

*The study of the evolutive diagram also shows the complexity of the phenomena to be considered when reconstituting morphoclimatic environments, more particularly the possibility of identical occurrences in different climatic types or the coming together of a number of processes in the elaboration forms known as specific to particular climates.*

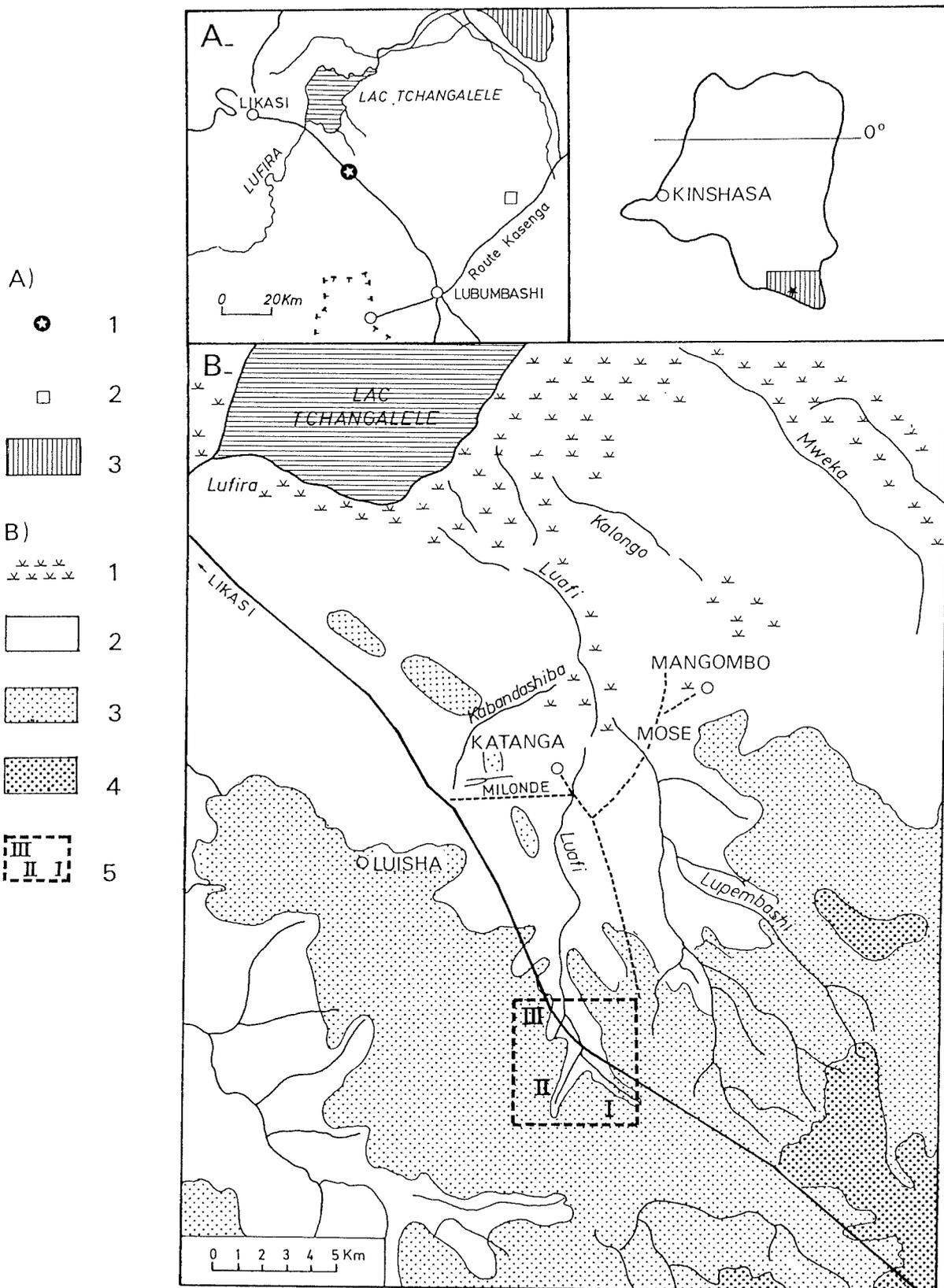
## I. INTRODUCTION

### A. Les ravins du bassin supérieur de la Luafi

Le bassin supérieur de la Luafi contraste par la densité de son réseau hydrographique avec le reste des bassins du degré carré de Lubumbashi. Dans ces derniers, les cours d'eau prennent naissance à partir des "dembo" : vallées évasées en forme de raquette, à fond plat, saisonnièrement inondées et couvertes d'une végétation graminéenne dense. Dans le bassin supérieur de la Luafi, par contre, les secteurs amont proches des sources incisent des vallons plus ou moins profonds, à écoulement intermittent et colonisés par une végétation forestière sempervirente dense, "forêt de ravin" (STREEL, 1963). Sur photos aériennes, cette végétation facilite le repérage du

réseau de ravins au sein de la forêt claire qui couvre la plus grande partie du paysage.

La présence de ces ravins paraît incompatible avec les conditions morphoclimatiques actuelles. Les vallons sont incisés dans une topographie de surfaces aplanies et de collines résiduelles. Or des valeurs de pente entre 12 et 16° minimum sont nécessaires à l'apparition d'un ravinement (ALEXANDRE et ALEXANDRE-PYRE, 1964; SAVAT et DE PLOEY, 1982) en zones de gros élevage telles que les hauts plateaux sableux (ALEXANDRE-PYRE, 1978). En outre, le climat (SOYER et NTOMBI, 1981) est d'une érosivité plutôt faible (ALEXANDRE, 1977), malgré la faible résistance des sols, de la lithomarge et d'une grande partie du substratum schisto-gréseux altéré.



**Figure 1 :** Carte de localisation.

**1A :** (1) site d'études; (2) observations occasionnelles; (3) plateau de Kundelungu.

**1B :** (1) zone marécageuse; (2) zone où l'altitude est inférieure à 1 200 m; (3) zone où l'altitude est comprise entre 1 200 et 1 300 m; (4) zone où l'altitude est supérieure à 1 300 m; (5) Vallon du km 70.

Ces ravins suscitent depuis peu un intérêt écologique et géomorphologique. Du point de vue géomorphologique, l'intérêt porte sur les conditions de leur formation et de leur dynamique actuelle. LOOTENS (1983) qui, le premier, a décrit un de ces vallons, a postulé leur genèse sous un climat plus sec que l'actuel. Cette hypothèse s'appuie sur l'existence avérée des climats plus secs dans la région au cours du Quaternaire récent (ALEXANDRE et STREEL-POTELLE, 1979; MBENZA et ROCHE, 1980; MBENZA, 1983).

Toutefois, il est malaisé de corrélérer, fût-ce pour un même cours d'eau, une érosion verticale vers l'amont avec le faciès cumulatif en aval surtout en milieu tropical (ALEXANDRE et ALEXANDRE-PYRE, 1964).

C'est ainsi qu'il s'est révélé utile d'entreprendre de nouvelles investigations dans ces ravins à la recherche d'éventuels indices susceptibles d'identifier et de préciser les processus intervenus dans leur formation et leur évolution.

## B. Procédé d'étude

Des recherches détaillées ont été faites dans quatre vallons assez voisins aux environs du km 70 de la route de Lubumbashi vers Likasi, où des coupes naturelles mettent en affleurement des lambeaux d'un dépôt ancien. Trois de ces vallons (Fig. 1) formant les sources de la rivière Luafi ont fourni les exemples.

Une attention particulière a été accordée aux ruptures de pente de la partie inférieure des parois afin de bien différencier les dépôts anciens des formations altérées en place, le tout ayant une apparence homogène du fait de la présence d'un tapis presque continu de mousses et lichens sur les parois et le fond du vallon.

Une fois identifié, le dépôt a été étudié quant aux caractéristiques sédimentologiques : nature lithologique, couleur, dimension, forme, disposition, structure. Les échantillons prélevés ont été traités suivant les techniques classiques de la granulométrie et de la morphométrie (émoussé et aplatissage sur la fraction supérieure à 12,5 mm de diamètre). La détermination pétrographique et l'analyse morphométrique des sables ont été faites à l'aide d'une loupe binoculaire WILD 2000 (500 X).

Les profils longitudinaux et transversaux ont été levés à l'aide d'un clisimètre et d'un triple décimètre. Les témoins de la dynamique actuelle ont été examinés aussi tout le long des profils.

## II. MORPHOLOGIE DES VALLONS

### A. Contexte général

Il y a coïncidence entre le contexte général dans lequel s'inscrivent ces vallons. Ils sont tous colonisés par une forêt dense sempervirente et commencent toujours de façon abrupte. Dans la forêt claire environnante, le vallon est souvent prolongé vers l'amont par un sillon de quelques décimètres de profondeur qui le relie à un *Dembo*.

Dans certains cas cependant, il n'existe aucun signe perceptible annonçant le début de l'incision.

### B. Profils longitudinaux

Presque tous les ravins principaux ont un tracé en ligne brisée avec parfois des angles droits bien marqués. Quand le lit atteint le bed rock, son tracé suit généralement les bancs schisteux. Toutefois, sa direction change brusquement, à angle presque droit, lorsqu'il doit traverser ces bancs. Les vallons secondaires, souvent subrectilignes, se raccordent quasi perpendiculairement aux vallons principaux. Cette influence de la lithologie et de ses accidents tectoniques a déjà été soulignée par LOOTENS (1983). De fait, l'orientation des sections rectilignes laisse apparaître une direction dominante nord est et une composante non négligeable du secteur est, qui est identique aux linéaments relevés par cet auteur à partir des photos aériennes.

Le profil du vallon I (Fig. 2) réunit la plupart des caractères observés dans les vallons. Il montre une succession de sections de pente faible et de sections plus courtes de pente très accusée, souvent suivie de *plunge-pools* profonds (1 à 7 m). A certains endroits, le ravin peut atteindre 25 mètres de profondeur. La pente du profil varie entre 5 et 26°. Des sections de pente inverse (2 à 4°) ont été observées en rapport avec des loupes de glissement ou des éboulis. Dans presque tous les cas, la pente décroît jusqu'au niveau d'affleurement de la nappe. A partir de ce point, la pente et la profondeur du ravin diminuent de concert jusqu'à la plaine de la Luafi sauf, chose curieuse, à Milonde où l'incision disparaît malgré l'augmentation de la pente du terrain raccordant le plateau à la plaine.

### C. Profils transversaux

Les vallons (Fig. 3) peuvent présenter un profil asymétrique. Les parois sont irrégulières avec des ruptures de pente. Le fond a une largeur et une forme variables. Certaines sections sont étroites avec une allure en V typique; d'autres sections, par contre, sont élargies avec un fond plat montrant une allure en U avec des épaulements (banquettes ou terrassettes) qui, s'ils ne sont en rapport avec des lambeaux du dépôt ou des éboulis érodés, traduiraient un enfoncement par étapes successives.

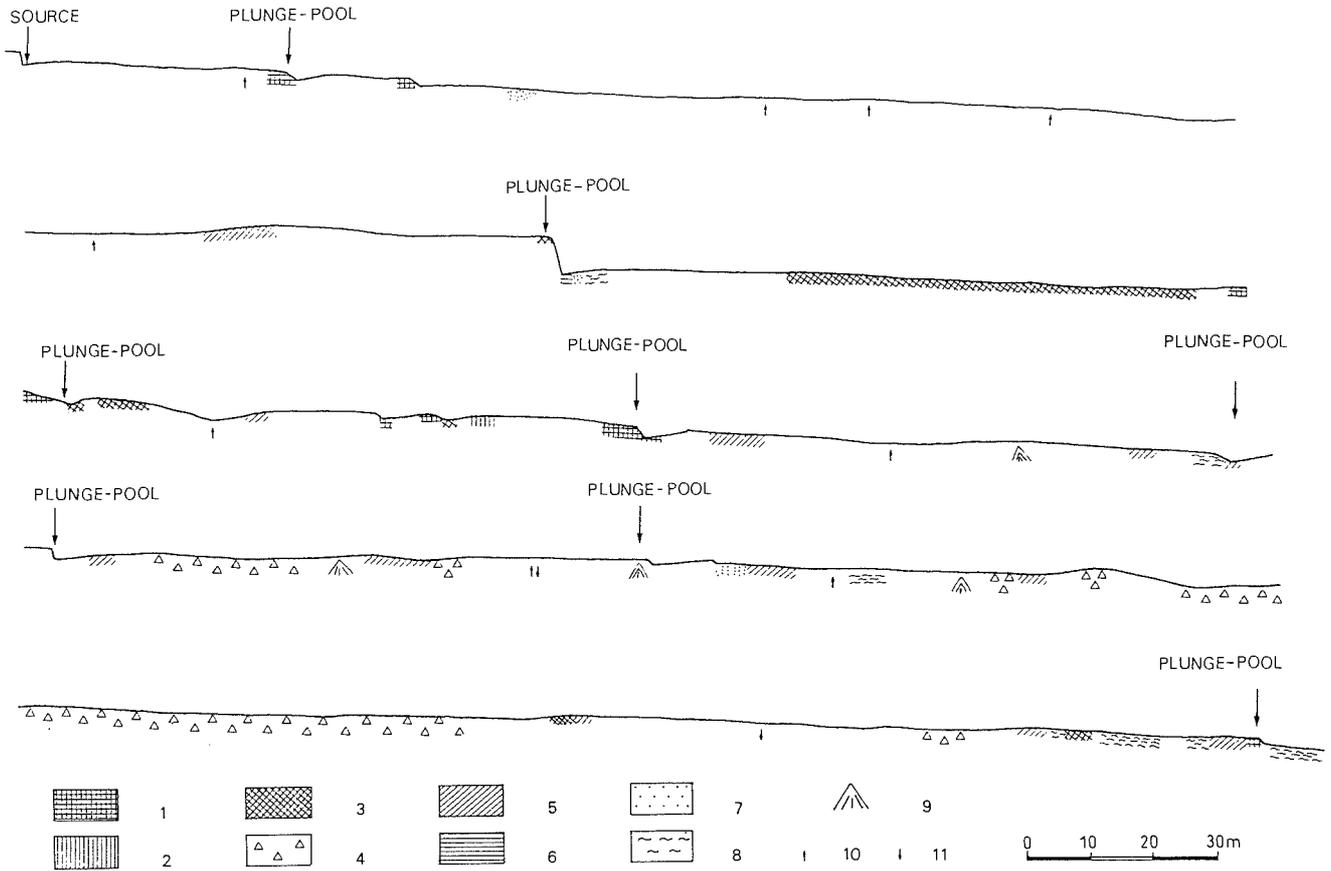
## III. ETUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

### A. Observations de terrain

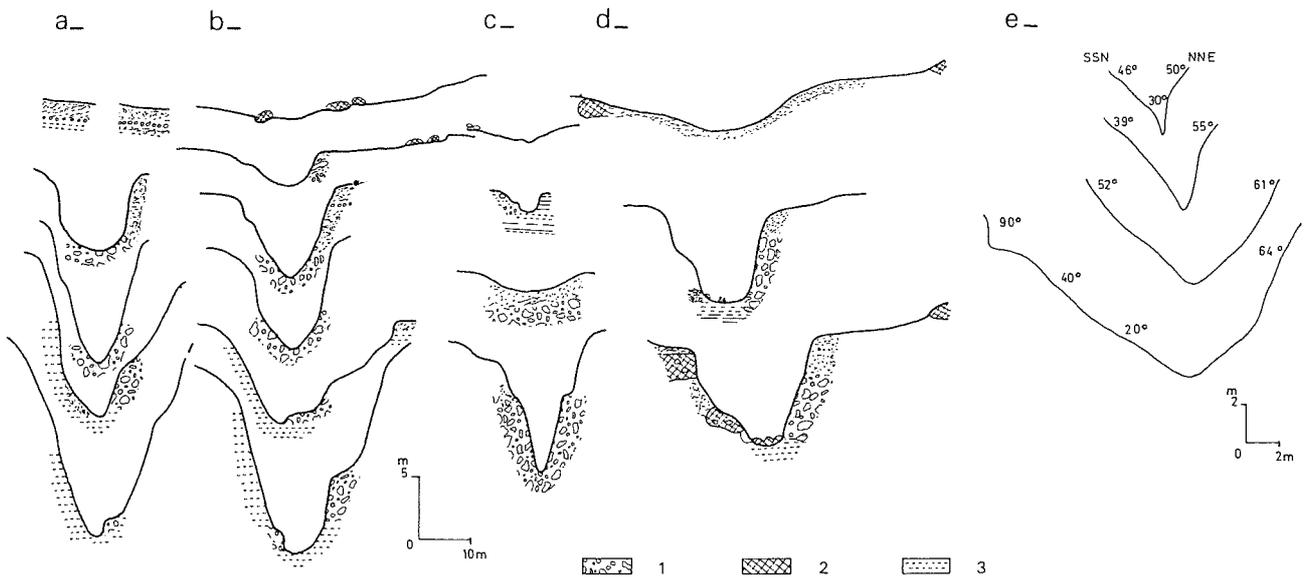
#### 1. Le dépôt des vallons du km 70

Les coupes ont été choisies parmi les plus caractéristiques du dépôt. A l'exception de la coupe de Milonde décrite séparément, les autres ont été regroupées en une description unique.

Les dépôts peuvent s'étendre jusqu'à une dizaine de mètres de longueur sur 3 mètres d'épaisseur. Ils sont hétérogènes et constitués de matériaux de taille, de forme



**Figure 2 :** Profil longitudinal du Vallon I (km 70). 1. lambeau du dépôt de colmatage; 2. dépôt du fragment des cuirasses; 3. affleurement de la roche en place (altérée); 4. dépôt de fragments schisteux; 5. loupe de glissement; 6. stagnation d'eau; 7. dépôt de sables; 8. débris organiques; 9. cône de déjection; 10. vallon secondaire en rive droite; 11. vallon secondaire en rive gauche.



**Figure 3 :** Coupes transversales schématiques des ravins. 1. cailloutis; 2. cuirasse latéritique; 3. altérites de la roche en place. (d) et (e) ravin de la Milonde.

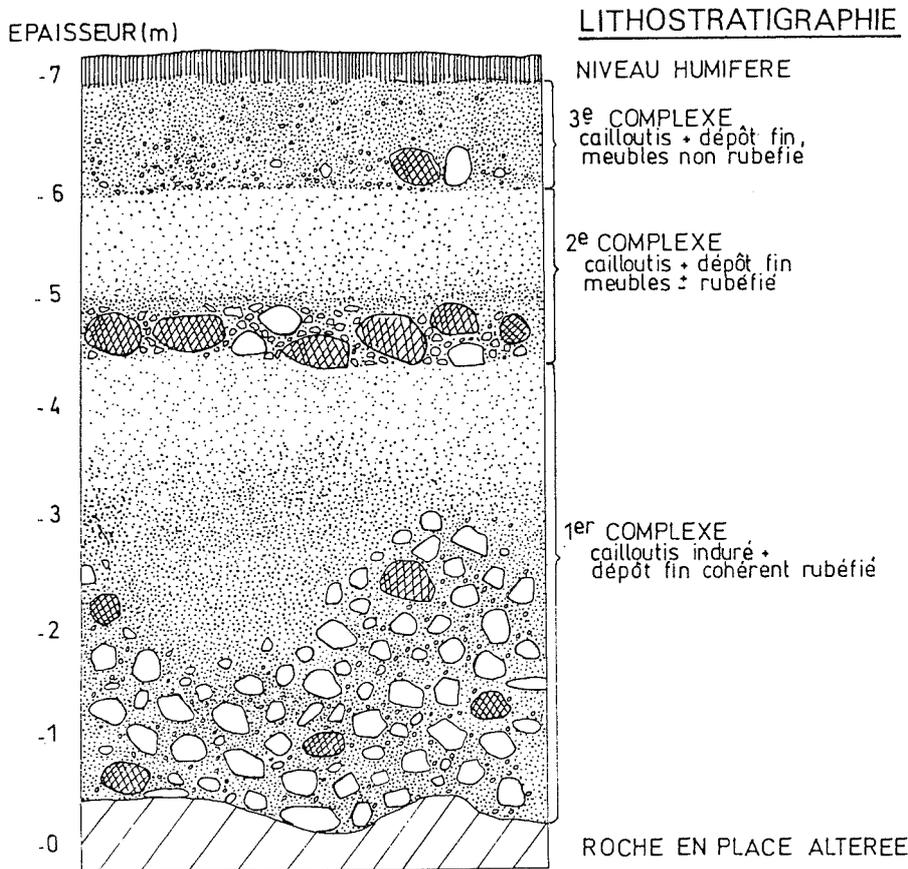


Figure 4 : Coupe schématique du dépôt du vallon de Milonde.

et de nature variables. Une matrice sablo-limoneuse englobe des éléments grossiers, non jointifs, posés à plat, allant du gravier au bloc décimétrique. L'ensemble de couleur rougeâtre est mal classé. Dans le vallon III, la partie supérieure du cailloutis, visible sur environ 50 centimètres, montre un appauvrissement progressif en éléments grossiers vers le haut.

Les matériaux du dépôt sont partout soudés et indurés par un ciment ferrugineux venu ultérieurement se déposer dans les interstices entre les éléments. Dans les dépôts épais, cette induration est plus prononcée dans la partie inférieure. Des galeries verticales, semblables à celles aujourd'hui creusées par des termites, avec des parois ferruginisées, ont été observées dans la partie supérieure du cailloutis.

## 2. Le dépôt du vallon de Milonde

Le dépôt présente un affleurement visible sur environ 10 mètres de longueur et 7 mètres de profondeur situé à 80 mètres du début du vallon. La coupe révèle trois complexes formés chacun d'un cailloutis à la base et d'un niveau d'éléments fins dans la partie supérieure (Fig. 4). De bas en haut, ces complexes se caractérisent de la manière suivante :

### a. Le premier complexe

Le cailloutis présente des caractéristiques analogues à celles du dépôt des vallons du km 70 quant au classe-

ment, à la structure, à l'induration et à l'appauvrissement en éléments grossiers vers le sommet. Seules des traînées de gleyification le différencient quelque peu des autres. Le premier dépôt fin, d'une épaisseur de 1 à 2 mètres, est assez homogène et cohérent. La pelle et même le marteau de géologue y pénètrent avec une certaine résistance. L'ensemble présente une couleur rouge jaunâtre ponctuée de taches rouge vif.

### b. Le deuxième complexe

Le cailloutis repose en discordance sur le niveau fin du premier complexe. Il est hétérogène avec des blocs décimétriques plus ou moins jointifs, emballés dans une matrice sablo-limoneuse. Plus concentrés à la base, sur quelque 50 centimètres, les éléments grossiers soulignent une surface d'érosion. L'épaisseur du niveau fin surincombant est d'environ 1 m. On y décèle, éparpillées, des taches de rouille ou de petites traînées décolorées. La limite avec le complexe sus-jacent est nette et régulière.

### c. Le troisième complexe

Il débute aussi par un niveau de cailloutis d'environ 30 centimètres où les blocs sont moins nombreux mais, par contre, presque jointifs. Le niveau fin qui le surmonte contient localement quelques éléments grossiers éparpillés de la taille de gravier. L'ensemble jaune-brunâtre, d'environ 1 m, est surmonté de 20 à 30 centimètres de l'horizon humifère actuel.

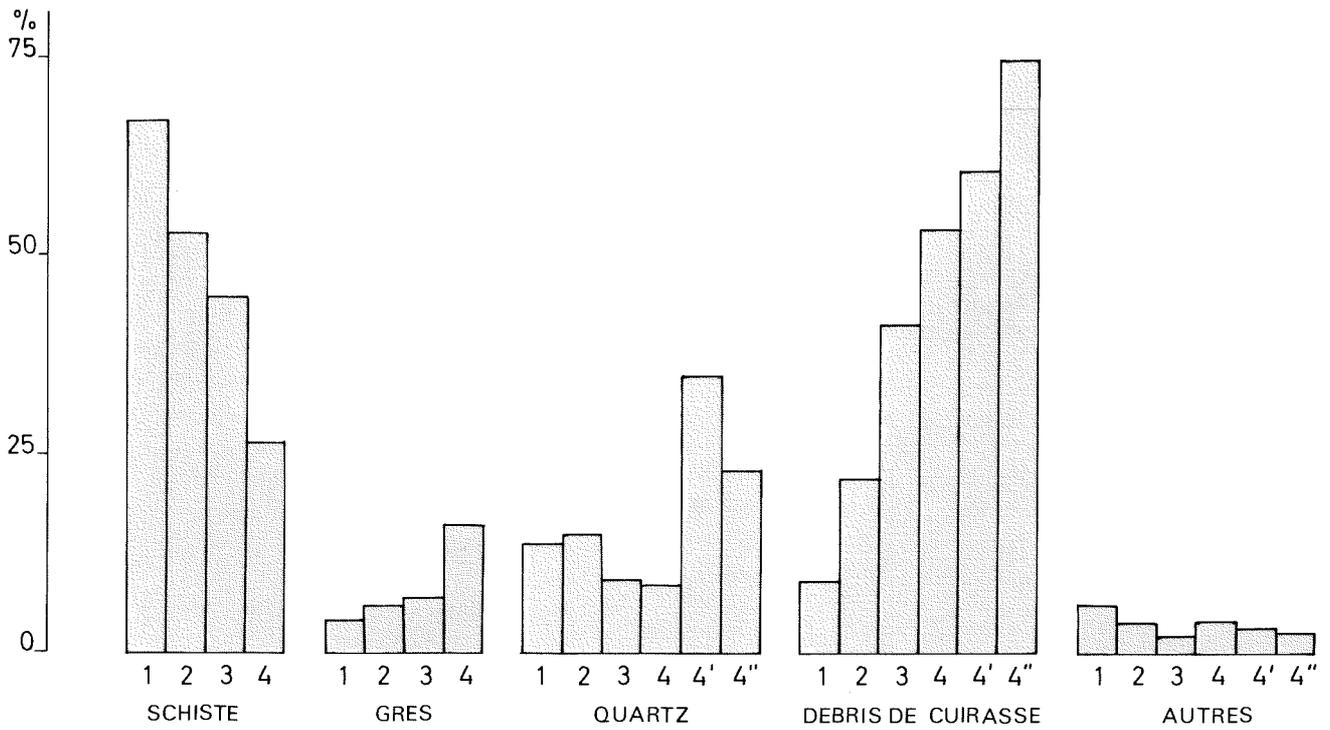


Figure 5 : Composition pétrographique du cailloutis de base dans les différents sites et du dépôt fin du ravin de Milonde (4', 4'').

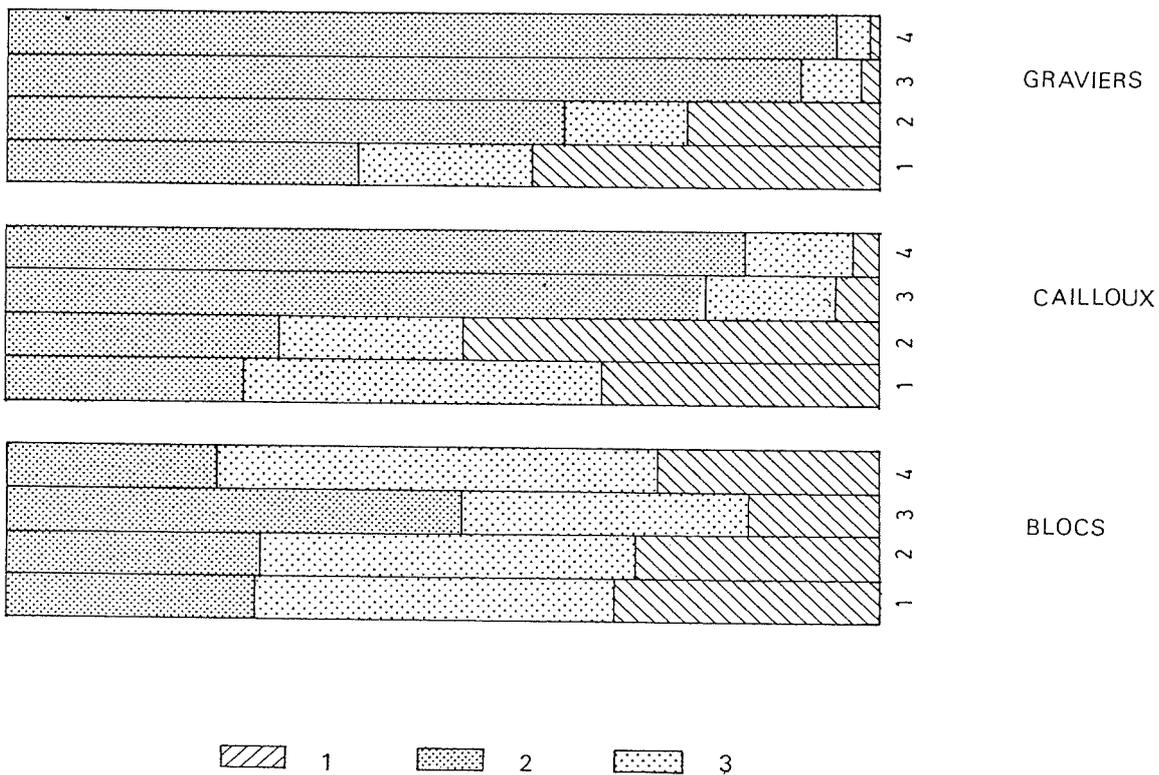


Figure 6 : Etat de conservation des éléments schisteux par site et par classe granulométrique : 1. schiste frais; 2. schiste durci; 3. schiste altéré.

## B. Données granulométriques

Les matériaux ont été subdivisés selon les classes suivantes :

- blocs : diamètre supérieur à 5 cm,
- cailloux : diamètre compris entre 1,25 et 5 cm,
- gravier : de 2 mm à 12,5 mm,
- sable : de 105  $\mu$ m à 2 mm,
- éléments fins : diamètre inférieur à 105  $\mu$ m.

Pour les cailloutis indurés, les résultats (Tabl. 1) varient peu d'une station à l'autre d'un même vallon et d'un vallon à l'autre. La moyenne est de 9 pour les blocs, 20 pour les cailloux, 20 pour les graviers, 30 et 21 % pour les sables et les fins. Aucun gradient dans la taille en fonction de la distance n'a pu être décelé. Il en est de même des dépôts fins des trois complexes.

Pour les cailloutis non indurés, la différence ne s'observe que pour le troisième complexe de la coupe de Milonde, pauvre en blocs (6 %).

Echantillon	Classes granulométriques				
	B	C	G	S	F
RI1	8	18	30	20	24
RI2	9	20	28	22	21
RI3	9	21	20	18	22
RII1	9	22	29	19	21
RII2	7	20	32	21	20
RII3	7	19	30	23	21
RIII1	9	17	33	20	21
MC1	11	20	29	21	19
Moyenne cailloutis	9	20	30	21	22
MC2	6	16	32	31	15
MC3	1	6	28	16	49
MF1	0	0	5	38	57
MF2	0	0	12	40	48
MF3	0	1	10	42	47

**Tableau 1 :** Granulométrie des matériaux (en %).

**B :** Bloc; **C :** Cailloux; **G :** Gravier; **S :** Sable; **F :** Fins (poudre); **RI, RII, RIII :** vallons I, II et III du km 70; **MC1, MC2, MC3 :** cailloutis; **MF1, MF2, MF3 :** niveaux éléments fins pour le 1er, 2e et 3e complexe dépôt du vallon de Milonde.

## C. Données pétrographiques

Cinq groupes pétrographiques ont été retenus, à savoir : les schistes, le quartz et les quartzites, les grès, la cuirasse latéritique et les "autres".

En moyenne 53 % des éléments des cailloutis sont des schistes et 21 % des cuirasses, sauf à Milonde où les blocs et les cailloux sont riches en grès. Le schiste domine également (+ 45 %) dans toutes les classes granulométriques (Fig. 5).

La différence s'explique par le fait que la Milonde traverse une crête où affleure le Grand Conglomérat, une formation gréseuse de la base du Kundelungu. De même, les dépôts fins de la coupe de Milonde, voisine de versants où affleurent d'épaisses cuirasses en voie de démantèlement, contiennent jusqu'à 80 % de ces éléments.

Bien que faiblement représentés, quelques éléments du groupe les "autres" présentent un certain intérêt. Environ la moitié des éléments de cette nature sont constitués d'agrégats de forme contournée ou arrondie, d'aspect de terre cuite, qui rappellent les particules de "ndaga" signalées dans les alluvions de la Lupembashi à Mosé (ALEXANDRE et STREEL-POTELLE, 1979; MBENZA et ROCHE, 1980; MBENZA *et al.*, 1984).

Des restes de charbon de bois ainsi que des paillettes d'hématite qui forment le chapeau de fer des collines résiduelles (ALEXANDRE et ALEXANDRE-PYRE, 1970) et qui en renforcent la résistance à l'érosion (SOYER et KAKISINGI, 1981) font également partie du cortège granulométrique des classes de graviers et de sables.

## D. Etat de conservation

Une attention particulière a été accordée à l'état de conservation, spécialement des schistes, considérés comme la catégorie la moins résistante à l'altération chimique sous les conditions climatiques humides actuelles. Trois catégories de schistes ont été distinguées (Fig. 6) :

- schiste frais : teinte rouge à rouge violacé, consistance tendre, non friable et pas mou,
- schiste altéré : auréole décolorée ou de couleur jaunâtre pulvérulente,
- schiste durci : par imprégnation ferrugineuse, consistance dure à très dure.

Pour l'ensemble des cailloutis indurés, toutes classes granulométriques réunies, les valeurs peu variables sont cependant riches en schiste. Considéré par classe granulométrique, le pourcentage d'éléments indurés est inversement proportionnel au diamètre, passant de 29 % dans les blocs à 68 % dans les graviers. Deux hypothèses sont envisageables pour expliquer cette observation. Une induration préférentielle *in situ* favorisée par leur taille plus petite qui faciliterait leur imprégnation par les oxyhydroxides de fer. Cependant, le poli que présente la surface de ces graviers schisteux, ne pouvant être acquis en profondeur, exclut cette hypothèse. Par contre, l'altération sur place est affirmée par le pourcentage élevé des blocs de schistes altérés. C'est donc vers un enrichissement relatif dû à l'élimination d'une partie de cette fraction qu'il convient de chercher l'explication du pourcentage élevé du gravier induré.

## E. Données morphoscopiques

Ici aussi, le pourcentage de l'émoissé augmente de manière inversement proportionnelle à la taille des fractions granulométriques. Dans l'ensemble, les indices mor-

phométriques sont faibles, excepté dans les sables et les schistes (Fig. 7 et Fig. 8). De toute façon, quelles qu'en soient les valeurs, elles ne sont que d'un secours géomorphologique restreint et délicat pour plusieurs raisons. La plupart de ces classes, y compris les sables, comprennent une proportion élevée de grenaille latéritique. Ces éléments, de même que le schiste, peuvent acquérir l'émoissé par altération chimique *in situ*, par ressilicification et aussi par ferruginisation et enrobage d'enduits qui finissent par adoucir les arêtes; ou encore, ce qui est vraisemblable dans le cas présent, hérité d'une pédogenèse antérieure.

A Milonde, le doute n'est pas possible : la proximité du conglomérat fluvio-glaciaire (ALEXANDRE et ICART, 1980) est responsable des meilleurs indices enregistrés dans ce site, même pour les éléments résistants tels que les grès. Les quelques éléments contournés contenus dans les dépôts fins ne peuvent être assimilés à de la grenaille

interne (ALEXANDRE, 1978; ALONI *et al.*, 1989), l'enduit jaune qui les enrobe ne pouvant s'acquérir qu'en surface.

**IV. ETUDE DE LA DYNAMIQUE ACTUELLE**

L'évolution actuelle des vallons procède des processus qui ont leur siège surtout sur les parois. Les plus fréquents sont les glissements de terrain, les éboulements, le ravinement et la reptation, l'érosion latérale par sapement à la base des versants et, dans une moindre mesure, l'érosion linéaire.

**A. Les glissements de terrain**

Les parois sont affectées par des échancrures, des cicatrices, des déchirures et bosselures dues aux loupes

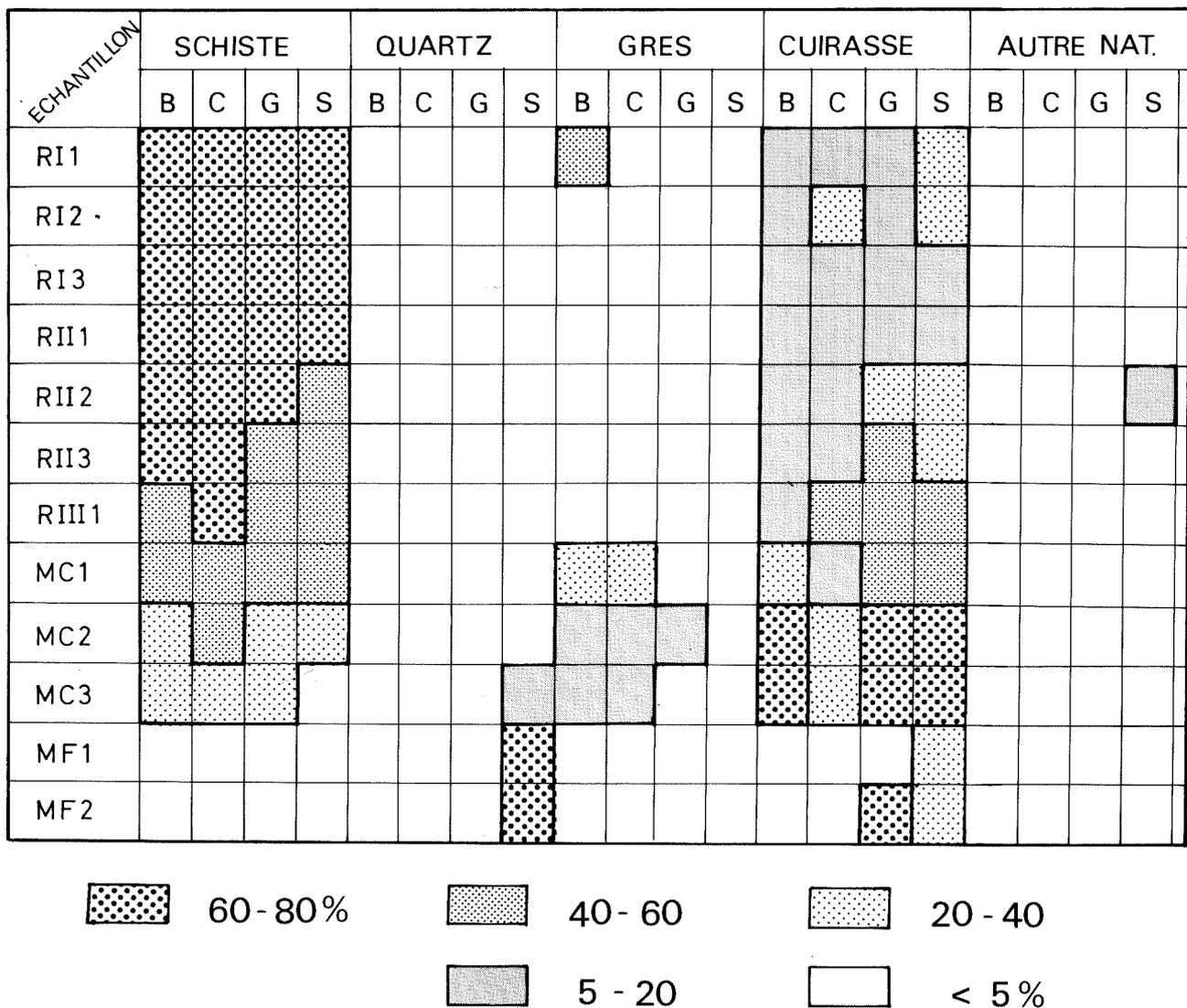
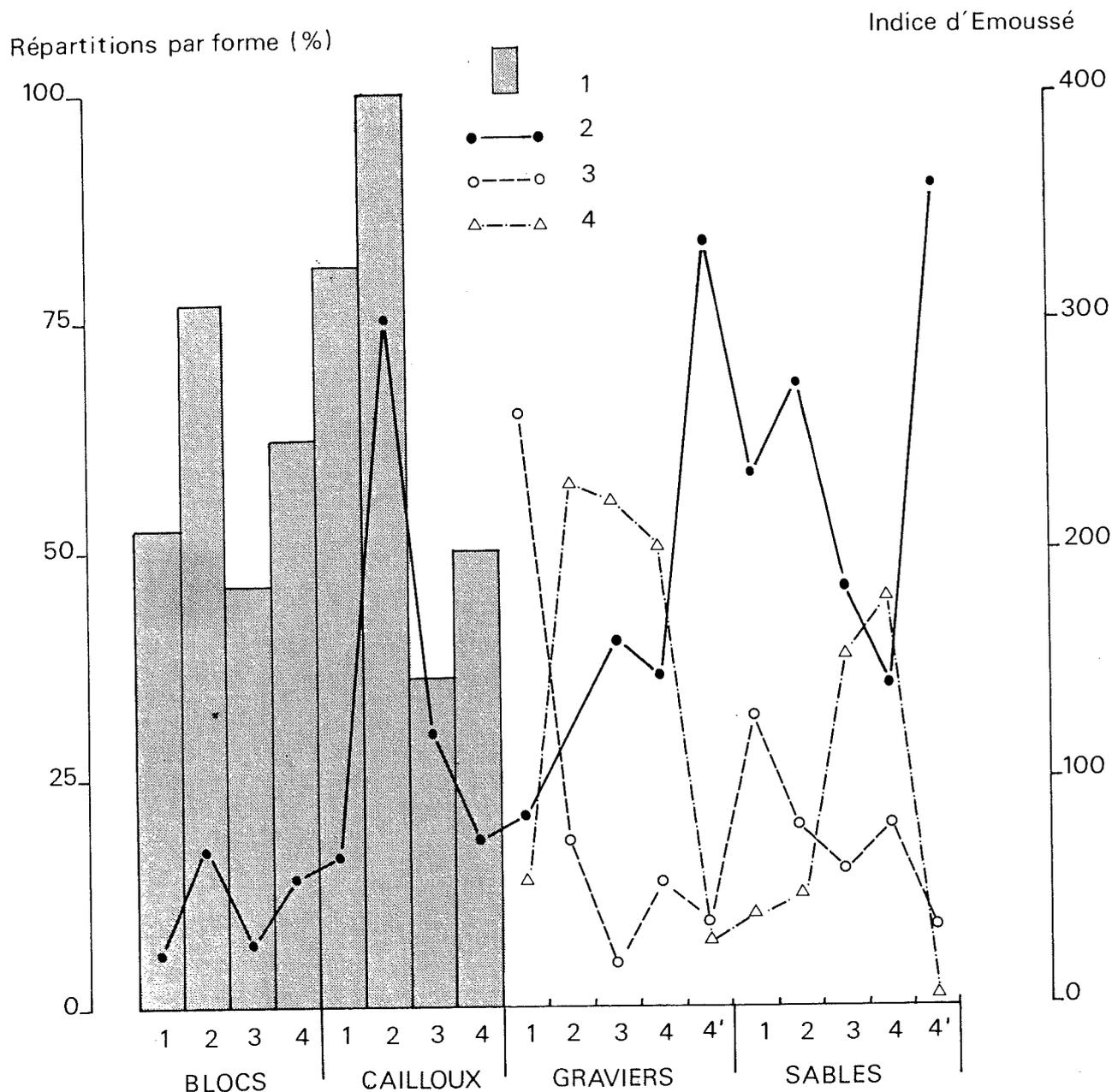


Figure 7 : Pourcentage des émoissés par classe granulométrique et par type pétrographique.



**Figure 8 :** Analyse morphoscopique par classe granulométrique des dépôts des différents ravins (1 à 4); 4' éléments fins du ravin Milonde (4).

de glissement. En considérant la physionomie de la végétation et la taille des arbres, il a été possible de distinguer plus d'une génération de glissements. Si l'on se réfère aux dimensions moyennes des loupes et cicatrices, les quantités concernées peuvent varier entre 75 et 400 m<sup>3</sup> par glissement. Les plus grands glissement s'observent entre décembre et avril, c'est-à-dire un à deux mois après le maximum du creep (SOYER, 1985).

Les matériaux des anciens glissements, parvenus au fond du lit, sont généralement éliminés par les eaux du ravin.

Lorsqu'il en subsiste, ils forment des banquettes ou terrassettes sur les parois. Pour les glissements récents dont les cicatrices sont nues ou à peine colonisées par une végétation pionnière d'*Harungana madagascariensis*, les matériaux glissés encombrant le fond qu'ils exhausent de 1 à 2 m. Ils entravent ainsi la circulation des eaux qui sont alors obligées soit de se ménager un passage au travers du barrage en écoulement hypodermique, soit de creuser un tunnel, préparant ainsi l'apparition de futures terrassettes.

Les hautes termitières, dont des flancs entiers peuvent se laisser aller lors de la saison des pluies (ALONI, 1975), contribuent pour beaucoup à l'envasement du lit du ravin.

### B. Les éboulements

Des éboulis anciens ou récents ont été observés à plusieurs endroits dans les lits des vallons. Ils proviennent des écroulements après sapement des berges à la base, et des parties supérieures des parois. Ils sont souvent constitués de matériaux rocheux, essentiellement de fragments anguleux de schistes qui tapissent le lit sur plusieurs mètres.

A Milonde, des blocs et des cailloux de cuirasse, provenant de la destruction de l'épaisse cuirasse qui surplombe en corniche la paroi droite (Fig. 3d), jonchent le fond du vallon. Cette cuirasse sans enduit, probablement du Quaternaire, renferme cependant de nombreux gros fragments d'une cuirasse antérieure couverte d'un enduit brun foncé, probablement d'âge tertiaire d'après les critères de datation relative d'ALEXANDRE et ALEXANDRE-PYRE (1987). Certains de ces éléments arrondis, libérés après fragmentation des blocs qui les contenaient, ne subissent visiblement plus, aujourd'hui, aucun déplacement.

### C. Le ravinement

Des vallons secondaires sont incisés dans les parois des deux plus importants vallons (I et II). Les plus longs ont des tronçons parallèles aux vallons principaux. Ils débute par des cirques d'érosion. Le plus souvent, ils résultent du recul des entailles occasionnées par les éboulements.

Des formes plus modestes de ravinement, telles que des griffes d'érosion, affectent également les parois. Leur densité peut être localement élevée. Ces formes sont créées et entretenues par les impacts des gouttes de pluie sur des parois raides, qui ne peuvent fixer la litière, ou récemment ébouleées.

Le dégarnissement du sous-bois et la grande hauteur de la strate arborescente qui recalibre les gouttes interceptées, renforcent l'efficacité du splash même sous forêt dense (MITI *et al.*, 1984). De la sorte, sur une pente aussi raide recouverte de matériaux meubles, ce processus doit déplacer vers le bas de la pente une quantité non négligeable de matériaux.

### D. La reptation

Elle se déduit au nombre élevé d'arbres avec des troncs recourbés à la base. Favorisée par les pentes élevées et la grande épaisseur des altérites, la reptation est responsable de nombreux chablis que l'on observe fréquemment dans ces vallons.

### E. L'incision du lit

Au niveau des *plunge pools* où stagnent pendant longtemps des eaux riches en matières organiques mal décomposées, l'énergie cinétique des eaux courantes chargées de

cailloux a un effet plus spectaculaire. Celui-ci reste toutefois local et prépare plutôt la voie à l'érosion latérale. Partout ailleurs, le lit présente par endroits des sillons étroits (de la largeur d'un pied humain) et profonds d'environ un demi mètre, ancrés soit dans la roche en place soit dans le dépôt de comblement (Fig. 3).

En période sans écoulement, les parois de ces entailles sont recouvertes d'un tapis de mousse ou d'une sorte de glu vert foncé, très glissante. La présence d'une telle glu, observée sur les chutes et les rapides de la Lufira, a été interprétée comme la preuve de l'inefficacité érosive actuelle de cet important cours d'eau (ALEXANDRE, 1974; ALEXANDRE et LEQUARRÉ, 1978). On peut par conséquent en conclure que l'érosion verticale, même sans l'entrave des éboulis, n'agit guère sur le bed rock ou sur le dépôt de colmatage dans les conditions actuelles.

### F. Elargissement du lit

Le plus souvent, le lit offre plutôt un fond plat dont la largeur peut à certains endroits atteindre une dizaine de mètres. L'élargissement est favorisé par le pavage d'éboulis qui bloque l'érosion verticale, par l'affleurement de la nappe et par la faible capacité des eaux à creuser.

L'érosion latérale procède essentiellement par le sapement des berges. A Milonde, cet élargissement est surtout lié aux gros éboulis qui tapissent le fond du vallon. L'érosion latérale est aussi sous le contrôle de la végétation. Les arbres, dont les racines traçantes sont parfois complètement déchaussées, continuent néanmoins à s'opposer à l'écroulement des parois, contribuant ainsi à l'accroissement de la pente. C'est aussi par le mécanisme de sapement à la base qu'évolue la tête des vallons. Un ressaut est entretenu par affouillement des eaux du ruissellement, alimentées notamment par la décharge du dembo (lorsqu'il existe) (ALEXANDRE, 1977; LOOTENS et BIHUNDA, 1985) qui s'y précipite. Le matériau mis en porte-à-faux finit par s'affaisser.

## V. CONSIDÉRATIONS GÉOMORPHOLOGIQUES ET MORPHOCLIMATIQUES

Dans les différents ravins, les caractéristiques sédimentologiques des dépôts montrent une succession de séquences comprenant un cailloutis de base (plus de 60 % d'éléments de plus de 2 mm) et un niveau fin (plus de 80 % d'éléments inférieurs à 2 mm). Des séquences similaires ont été décrites au Shaba (DE DAPPER, 1978; ALEXANDRE et STRÉEL-POTELLE, 1979; MBENZA et ROCHE, 1980; MBENZA *et al.*, 1984) et ailleurs, notamment par, DE PLOEY (1965), SCHWARTZ et LANFRANCHI (1991), SCHWARTZ (1991). Devant un tel ordonnancement, tous les auteurs suggèrent une évolution morphoclimatique dans les conditions de leur mise en place.

A partir de la coupe de Milonde qui est la plus complète, il est possible de constater que : divers ravins ont été incisés dans des surfaces d'aplanissement, puis partiellement comblés au cours de plusieurs épisodes d'érosion et d'accumulation. Les trois complexes formés ont subi après leur mise en place une ferruginisation dont l'intensité est allée en diminuant du bas vers le haut. Un nouvel épisode est venu, par la suite éroder, l'ensemble des trois complexes jusqu'au bed rock.

### A. La première incision

L'ouverture d'une incision aussi profonde implique une préparation préalable des matériaux afin de permettre leur ablation et ensuite leur évacuation par les agents d'érosion. Le mécanisme le plus efficace pour assurer une pareille préparation est une altération pédogénétique importante, en l'occurrence une ferrallitisation.

Un seul milieu permet de réaliser une telle exigence, la forêt dense et humide. Une telle éventualité est soulignée par TRICART (1961, p. 163; 1965) qui révèle qu'en forêt dense, un écoulement continu et permanent en rapport avec un réseau hydrographique peut faire apparaître un début d'incision. La première incision se serait donc produite sous un climat de forêt dense humide. Le contrôle par le niveau de la nappe même temporaire (QUEIROZ NETO, 1978) du processus de ravinement est souligné aussi par ALEXANDRE-PYRE (1978) et ILUNGA (1978).

### B. Le dépôt de comblement

#### 1. Dépôt du premier complexe

La sédimentation grossière est par contre plus efficace sous climat sec. Bien que peu fréquentes, des précipitations violentes y occasionnent une intense érosion des versants, des écoulements très chargés, sans tri et de courte distance (FABRE, 1991; MICHEL, 1991). L'hétérométrie du dépôt, l'absence de gradient de taille suivant la distance, la faible proportion de l'émoissé acquis, l'origine locale des matériaux, le bon état de conservation des schistes de ce cailloutis et leur altération sous le climat actuel permettent de suggérer, lors du dépôt, des conditions climatiques plutôt sèches, vraisemblablement à tendance aride permettant une alternance de phases très tranchées d'humidité avec une prédominance de sécheresse pour justifier l'induration par des sels de fer qui a suivi la mise en place du dépôt. En effet, la libération, la mise en circulation puis l'immobilisation des sels de fer et leur cristallisation assurant l'induration sont tributaires de climats secs plus ou moins humides (ALEXANDRE, 1978).

Le climat actuel à saisons alternées suffit cependant pour mobiliser une quantité suffisante d'oxyhydroxides de fer. Une aération importante (macroporosité comme on en trouve précisément dans le cailloutis) suffit aussi à provoquer le dépôt du fer. Son induration exige par contre des conditions plus arides ou semi-arides. La présence

dans ce climat d'une couverture végétale bien que clairsemée pouvant encore jouer un effet de peigne justifierait l'enrichissement en éléments fins de la dernière phase de ce complexe.

#### 2. Dépôt du deuxième complexe

L'enduit brun foncé des gravillons latéritiques sur lesquels se superpose parfois une patine jaune, la présence de cette même patine sur une seule face des éléments posés à plat, la limite nette du cailloutis avec le premier complexe permettent de penser que le niveau grossier souligne une ancienne surface d'érosion et qu'il séjourne à un moment donné à l'air libre. Le niveau d'éléments fins de ce complexe a donc été mis en place postérieurement au cailloutis. Dans les dépôts fluviaux, ALEXANDRE-PYRE et SERET (1969) attribuent la rubéfaction des niveaux d'éléments fins à des phases humides sous climat à saisons contrastées.

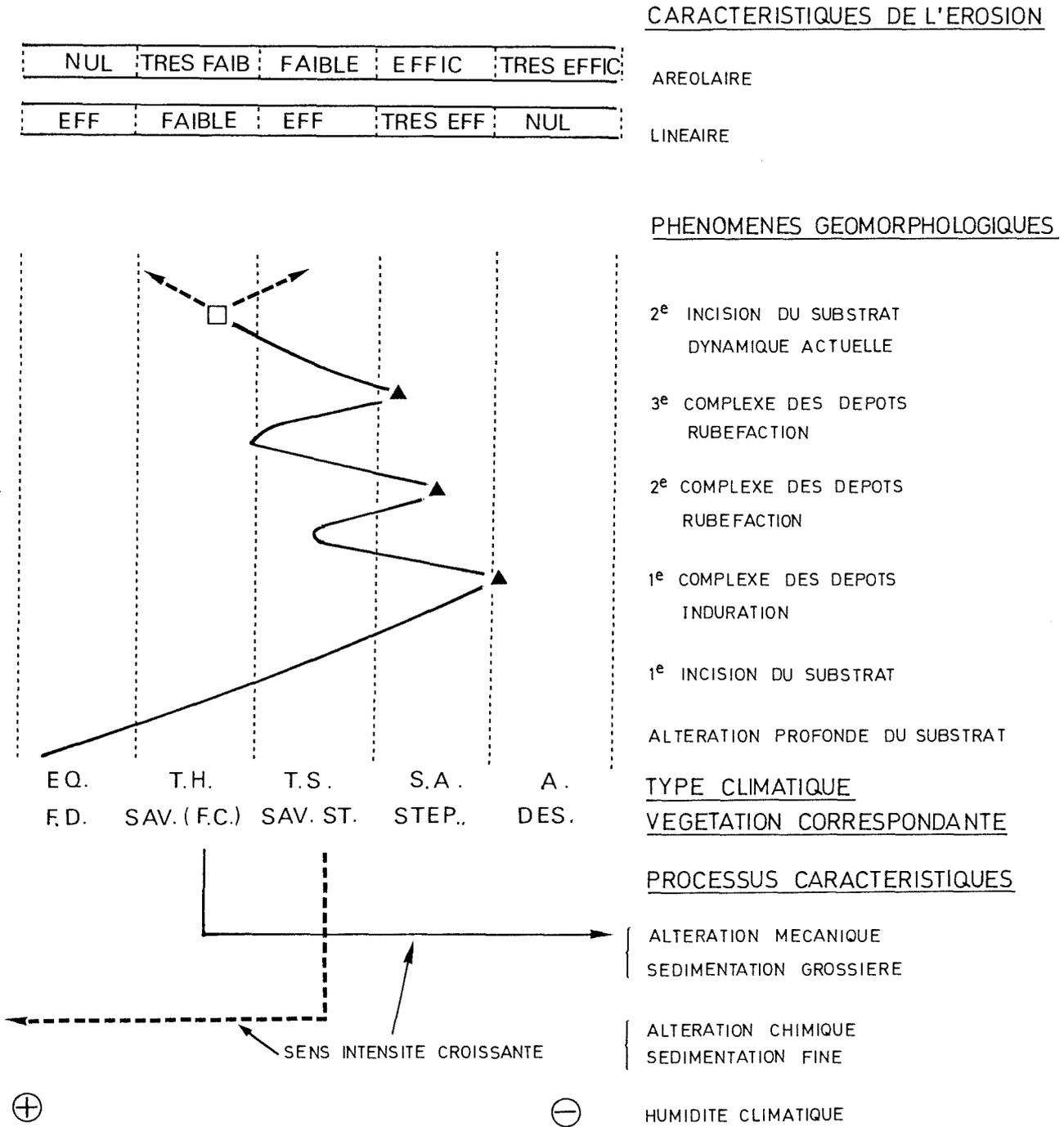
Au moment de la mise en place de ce complexe, le climat devait être sec mais moins sévère que précédemment, probablement semi-aride, la patine jaune qui imprègne le cailloutis s'accommodant de conditions moins arides que les enduits plus brillants (ALEXANDRE, 1978; ALEXANDRE et TSHIDIBI, 1984). Le climat se serait ensuite rapproché progressivement du climat actuel pour justifier les taches de rubéfaction et l'action de la pédofaune (ALONI 1975, 1978) présentes dans ce niveau.

#### 3. Dépôt du troisième complexe

Le deuxième et le troisième complexes, malgré la différence d'abondance en blocs, présentent une grande similitude. On peut attribuer à leur genèse des mécanismes semblables. Il faut toutefois souligner l'absence de phénomènes de ferruginisation prononcée que nous avons interprétée comme une tendance vers un climat de type semi-aride à tropical sec.

### C. L'incision du dépôt de comblement

Sa grande profondeur laisse supposer une érosion linéaire importante qui contraste avec une activité érosive dans l'ensemble peu efficace du climat actuel. Au cours de son évolution, l'entaille a pu s'approfondir par étapes successives chaque fois que le climat favorable s'est produit. Les parois révèlent des ruptures de pente qui en témoigneraient. Le type d'écoulements intermittents et discontinus qui se produisent dans les ravins pourrait paraître insuffisamment agressif pour justifier l'entaille. Pour cette raison, il semble que les conditions de forêt dense favorables à l'amorce de la première incision ne puissent être invoquées ici malgré la présence actuelle d'une telle forêt sur les parois. *A priori*, il ne resterait plus que la savane steppique, réputée particulièrement efficace à l'occurrence du processus d'érosion linéaire. Avec des précipitations intenses et des matériaux grossiers, fournis par les pavages résiduels, ce milieu présenterait une meilleure garantie.



**Figure 9 :** Courbe probable de l'évolution du climat au Shaba méridional. Signification des symboles: EQ: Equatorial; TH: Tropical humide; TS: Tropical sec; S.A.: Semi aride; A: Aride; F.D.: Forêt dense; SAV: Savane; F.C.: Forêt claire; STEP: Steppe; DES: Désert.

Au maximum de la deuxième incision, le climat devait donc être moins humide que l'actuel (1 200 mm de pluies annuelles). La phase de telles conditions la plus proche de l'actuelle déduite des observations du dépôt de Mose dans la plaine voisine (6 km) de Mangombo remonterait entre 3 000 et 2 000 B.P. (MBENZA, 1983).

Néanmoins, des conditions locales particulières pourraient ramener le processus au climat actuel ou proche de l'actuel. On se souviendra que les ravins se prolongent en général vers l'amont par un sillon qui les met en connexion avec un "dembo" au moins contemporain du ravin. Pendant la saison des pluies, cette vaste dépression fonctionne comme un collecteur des eaux qui dévalent des versants et qu'il canalise ensuite sous forme de ruissellement concentré dans le ravin. LOOTENS et BIHUNDA (1985) expliquent de cette façon le grand retard des crues dans la rivière Mituka, affluent de la Kafubu.

Le cas de la Milonde est intéressant sur ce point encore. Au maximum de la saison des pluies (janvier à mars), l'écoulement alimenté par le dembo devient continu. Lors de gros orages, on peut vérifier que le ravin en crue est le siège d'écoulements de type torrentiel dont les eaux en furie arrivent jusqu'au village de Katanga (2 km). La présence d'une forêt dense, en maintenant une grande humidité et en fournissant de la matière organique dont l'humus attaque le ciment ferrugineux du dépôt, faciliterait alors l'action érosive. S'expliquerait alors la relégation à plus de 40 m vers l'aval de tous les dépôts par la poursuite de l'érosion des vallons après la deuxième incision.

## VI. ESSAI DE CHRONOLOGIE ET DE CORRÉLATION

Bien qu'aucune datation absolue ne soit disponible, le fait que le vallon de Milonde soit aujourd'hui suspendu au-dessus du pédiment raccordant la crête à la plaine, le fait que l'ancien glacis d'accumulation dont les matériaux ont colmaté la première incision soit enfoui sous le complexe actuel de la stone-line et de la couverture fine, lui-même taillé en glacis, ces deux éléments permettent de supputer une origine très ancienne du ravinement dans le bassin supérieur de la Luafi.

Cette formation remonterait au moins au Pléistocène inférieur si l'on se réfère à l'âge de la cuirasse, déterminé d'après les critères de datation d'ALEXANDRE (1984), qu'incise le vallon de Milonde et si l'on prend en compte le temps nécessaire à l'érosion d'imposer à la morphologie sa ligne horizontale actuelle.

Les dépôts les plus vieux étudiés jusqu'alors dans la région à Magombo dateraient de l'Holocène (ALEXANDRE et STREEL-POTELLE, 1979; MBENZA et ROCHE 1980). Deux datations au  $^{14}\text{C}$  y ont été obtenues (MBENZA, 1983). L'une de 7 000 B.P. dans un dépôt riche en matières organiques, l'autre de 3 000 B.P. dans un dépôt de limon rubéfié. Le premier a été interprété, d'après les données palynologiques et la détermination

du bois, comme l'indice d'un climat plus humide que l'actuel. Le second a été interprété comme l'indice d'un climat plus sec (MBENZA *et al.*, 1984). ALEXANDRE (communication orale) signale par ailleurs un dépôt de terrasse à environ 10 m au-dessus de la coupe datée dont les matériaux, par l'état de leur conservation (grès ferruginisé, par exemple), suggèrent une certaine ancienneté. On pourrait, malgré l'absence de repères stratigraphiques datables, le faire correspondre au dépôt de colmatage des vallons du bassin supérieur de la Luafi, tout au moins du premier complexe de Milonde. Si l'on tient compte du type d'induration, la coupe de Milonde s'apparente plutôt au cailloutis de la coupe Mose.

Quant à l'épisode de forêt dense entre 7 000 et 5 000 B.P., attribué à un climat humide de type équatorial, il ne semble avoir à première vue aucune possibilité de rapprochement avec les phénomènes observés dans les vallons. Néanmoins, en admettant le rôle de refuge de la forêt dense assuré par la plaine), on peut comprendre que la pulsation humide enregistrée dans la partie supérieure de la courbe d'évolution climatique (Fig. 9), à peine proche du climat actuel pour le plateau raviné, puisse se traduire dans la plaine par une extension marquée de la forêt galerie.

Quant à la phase d'oscillation des conditions des climats plus secs, l'étendue des aplanissements actuels, élaborés après la phase très humide qui a connu l'amorce des vallons, permet de mesurer l'importance de la durée pendant laquelle les conditions favorables à ces aplanissements ont régné.

Plusieurs phénomènes, liés aux conditions de climats plus secs, ont été décrits un peu partout au Shaba. Leur datation et corrélation d'un site à l'autre ne sont pas aisées. Certains d'entre eux sont attribués facilement au Quaternaire. C'est le cas notamment des niveaux de terrasses de Lubumbashi qui se seraient formés au cours des phases pluviales et interpluviales définies en Afrique de l'Est (CAHEN, 1954). Il en est de même des dépôts récents, tels ceux décrits à la Kafubu par LOOTENS (1985), à la Lupembashi par ALEXANDRE et STREEL-POTELLE (1979), MBENZA et ROCHE (1980), MBENZA *et al.*, (1984) ou encore sur le plateau de Manika par DE DAPPER (1978), MOEYERSONS et ROCHE (1978) et sur le plateau des Bianco par ALEXANDRE-PYRE (1967).

D'autres, par contre, ont une formation pouvant s'étendre sur différentes ères géologiques. Parmi eux se trouvent les cuirasses largement étudiées par ALEXANDRE (1978), ALEXANDRE et ALEXANDRE-PYRE (1987), ALEXANDRE et TSHIDIBI (1984). Celles qui ne portent pas d'enduit ou n'ayant qu'une patine jaune mat seraient quaternaires (ALEXANDRE, 1978, 1987). Celles qui portent divers enduits se seraient formées au cours du Tertiaire. L'idée soutenue par ces observations est que les conditions de climats arides n'ont plus régné au Shaba depuis la fin du Tertiaire (ALEXANDRE-PYRE, 1971). En soutien de cette thèse, on associe généralement les

phénomènes comme les dunes sur le plateau des Bianco (ALEXANDRE-PYRE, 1971) et les *mena* sur le plateau de Manika (DE DAPPER, 1978), qui sont effectivement des évidences de conditions de climats arides et qui ne s'observent généralement que sur les surfaces les plus élevées des plateaux d'âge tertiaire (CAHEN, 1954) et dont les blocs de grès polymorphe portent aussi un verni désertique typique (ALEXANDRE-PYRE, 1971).

## VII. BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE, J., 1974. L'érosion des seuils fluviaux sous différents climats intertropicaux. *Akad. Wissensch. Göttingen. Math.-Phys. Kl.*, 3, 29 : 174-184.
- ALEXANDRE, J., 1977. Le bilan de l'eau dans le miombo (forêt claire tropicale). *Bull. Soc. géogr. Liège*, 13 : 107-126.
- ALEXANDRE, J., 1978. Les stades de la formation des cuirasses latéritiques en Haut Shaba (Zaïre) et leur signification géomorphologique. *Trav. Doc. Géogr. trop., C.E.G.E.T.*, Bordeaux, 33 : 133-149.
- ALEXANDRE, J., 1984. Critère pour une datation relative des cuirasses latéritiques. *Bull. Ac. roy. Sc. O-M*, 30 : 159-167.
- ALEXANDRE, J. et ALEXANDRE-PYRE, S., 1964. Action linéaire ou en surface du ruissellement dans une région de savane (Katanga méridional). *Publ. univ. Elisabethville*, 7 : 105-114.
- ALEXANDRE, J. et ALEXANDRE-PYRE, S., 1970. Les surfaces d'aplanissement d'une région de savane (Haut Katanga). *Z. Geomorph.*, Suppl. Bd. 9 : 127-137.
- ALEXANDRE, J. et ALEXANDRE-PYRE, S., 1987. La reconstitution à l'aide des cuirasses latéritiques de l'histoire géomorphologique du Haut Shaba depuis la fin du Secondaire. *Z. Geomorph.*, Suppl. Bd. 64 : 119-131.
- ALEXANDRE, J. et ICART, J.C., 1980. Les cailloutis superficiels du plateau des Kundelungu. *Bull. Soc. belge Géol.*, 89 (4) : 277-289.
- ALEXANDRE, J. et LEQUARRÉ, A., 1978. Essai de datation des formes d'érosion dans les chutes et les rapides du Shaba. *Géo-Eco-Trop.*, 2 (2) : 279-286.
- ALEXANDRE, J. et STREEL-POTELLE, A., 1979. Les alluvions anciennes de la Lupambashi inférieure (Shaba, Zaïre) et l'évolution d'une plaine alluviale de région tropicale à saison sèche pendant la fin du Quaternaire. *Géo-Eco-Trop.*, 3 (3) : 169-184.
- ALEXANDRE, J. et TSHIDIBI, N. ya B., 1984. Les enduits ferrugineux associés aux cuirasses latéritiques successives du Haut Shaba. In : ALEXANDRE, J. et SYMOENS, J.J. (Eds) *Les processus de latérisation*, Bruxelles, 37-46.
- ALEXANDRE-PYRE, S., 1967. Les processus d'aplanissement de piémont dans les régions marginales du plateau des Bianco. *Publ. univ. off. du Congo (Lubumbashi)*, 16 : 3-50
- ALEXANDRE-PYRE, S., 1971. *Le plateau des Bianco (Katanga). Géologie et Géomorphologie.* ARSOM, Cl. Sc. nat. méd., 18, 3, Bruxelles, 147 p.
- ALEXANDRE-PYRE, S., 1978. Stades d'évolution des ravinements sur les plateaux sableux du Haut Shaba. *Géo-Eco-Trop.*, 2 (2) : 155-160.
- ALEXANDRE-PYRE, S. et SERET, G., 1969. Etude comparative des dépôts de fonds de vallée dans trois régions de la zone de savane. *Bull. soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 78 (1) : 49-55.
- ALONI, K., 1975. Le sol et l'évolution morphologique des termitières géantes du Haut Shaba (Rép. Zaïre). *Pédologie*, 25, 1 : 25-39.
- ALONI, K., 1978. Le rôle des termites dans la mise en place des sols de plateaux dans le Shaba méridional. *Géo-Eco-Trop.*, 2 (1) : 81-93.
- ALONI, K., MBENZA, M. et ALEXANDRE, J., 1989. Composition, profondeur et répartition spatiale des stone lines du Sud Shaba (Zaïre). *Géo-Eco-Trop.*, 11 (1-4) : 109-126.
- CAHEN, L., 1954. *La géologie du Congo belge.* Vaillant-Carmanne, Liège, 577 p.
- DE DAPPER, M., 1978. Couverture limono-sableuse, stone line, induration ferrugineuse et l'action des termites sur le plateau de Manika (Kolwezi, Shaba, Zaïre). *Géo-Eco-Trop.*, 2 (2) : 265-278.
- DE PLOEY, J., 1965. Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental. *Quaternaria*, 7 : 131-154.
- FABRE, J., 1991. Le lac holocène de Taoudenni-Agorcott (Mali), cadre géologique et environnement. In : *Paléoenvironnement du Sahara*, C.N.R.S. : 117-130.
- ILUNGA, L., 1978. L'érosion dans la ville de Bukavu. *Géo-Eco-Trop.*, 2, 2 : 221-228.
- LOOTENS, M., 1983. Le réseau fluvial raviné dans le bassin de la Lufira supérieure (Shaba, Zaïre). *Géo-Eco-Trop.*, 7 (1-4) : 125-135.
- LOOTENS, M. et BIHUNDA, B., 1985. Les caractères hydrologiques d'un dembo partiellement défriché au Shaba méridional (Zaïre). *Géo-Eco-Trop.*, 9 (1-2) : 9-27.
- MBENZA, M., 1983. *Evolution de l'environnement géomorphologique de fonds de vallée au cours du Quaternaire dans une région tropicale humide.* Thèse de doctorat, Univ. de Liège, 380 p.
- MBENZA, M. et ROCHE, E., 1980. Exemple d'évolution paléoclimatique au Pléistocène terminal et à l'Holocène au Shaba (Zaïre). *Mém. Mus. nation. Hist. nat.*, Paris, nsB 27 : 137-148.
- MBENZA, M., ROCHE, E. et DOUTRELEPONT, H., 1984. Note sur les apports de la palynologie et de l'étude

des bois fossiles à la géomorphologie de vallées de la Lupembashi (Shaba, Zaïre). *Rev. Paléobiol.*, vol. spéc., 149-154.

MICHEL, R., 1991. *Le massif du mont Hoyo (N.E. Zaïre). Karst et paléoenvironnement*. Mém. maîtrise en Géol. Ter. Sup., Univ. Liège, 120 p.

MITI, T. SOYER, J. et ALONI, K., 1984. Splash en milieu subnaturel de la région tropicale (Shaba-Zaïre). *Z. Geomorph.* N.F., Suppl. Bd., 4 : 75-86.

MOEYERSONS, J. et ROCHE, E., 1978. Evolution paléogéographique et phytosociologique en Afrique centrale durant le Pléistocène supérieur. *Etudes d'histoire africaine*, 9-10 : 37-48.

accélérée dans l'Etat de Sao Paulo (Brésil). *Géo-Eco-Trop.*, 2 (2) : 205-220.

SCHWARTZ, D., 1991. Les podzols de "Lousseke" : une pédogenèse quaternaire sur sable Bateke. In : LANFRANCHI, R. et SCHWARTZ, D., (Eds) *Paysage quaternaire de l'Afrique centrale atlantique*, ORSTOM : 183-192.

SCHWARTZ, D. et LANFRANCHI, R., 1991. Remanie-

ment des sols sur sable Bateke dans la région de Brazzaville (Congo) : Une mise au point. In : LANFRANCHI, R. et SCHWARTZ, D. (Eds) : *Paysage quaternaire de l'Afrique centrale atlantique*, ORSTOM : 167-182.

SOYER, J., 1985. Variation saisonnière du creep superficiel en région tropicale humide (Lumpuma, Shaba-Zaïre). *Géo-Eco-Trop.*, 9 : 133-169.

SOYER, J. et KAKISINGI, M., 1981. Inselberg des environs de Lubumbashi. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 31 : 85-97.

SOYER, J. et NTOMBI, M., 1982. Variabilité spatiale des pluies à Lubumbashi (Zaïre). *Géo-Eco-Trop.*, 6 : 1-20.

STREEL, M., 1963. *La végétation tropophile de la plaine alluviale de la Lufira moyenne*. FULREAC, Liège, 242 p.

TRICART, J., 1961. Les caractéristiques fondamentales du système morphogénétique des pays tropicaux humides. *Inform. géogr.*, 25 : 155-169.

TRICART, J., 1965. *Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes*. SEDES, Paris, 322 p.

Adresse des auteurs : MBENZA Muaka, MITI Tseta et ALONI Komanda  
 Département de Géographie  
 Université de Lubumbashi  
 B.P. 1825  
 LUBUMBASHI (Zaïre)