

Morphologie, genèse et sédimentologie des pédiments de versant de la région du Mont-Fébé (Cameroun méridional)

J. EMBRECHTS¹ et M. DE DAPPER²

RESUME : En Afrique tropicale l'évolution géologique du Quaternaire est caractérisée par l'occurrence de plusieurs cycles de pédimentation. En conditions climatiques tropicales à courte saison sèche et avec des sols à altération profonde, la pédimentation de fond de vallée est active. Ce type de pédimentation aboutit à la formation d'un relief en demi-oranges avec des fonds de vallée quasi-plans. Dans un relief montagneux, ou de collines, des pédiments de versant peuvent être formés : l'escarpement de pédimentation recule jusqu'à la ligne de séparation des eaux. La hauteur de l'escarpement diminue graduellement de la rivière vers la ligne de partage des eaux. Près de cette ligne, l'escarpement disparaît. Pendant le processus de pédimentation, l'argile est transportée sous forme d'agrégats de la dimension des silts et des sables. Ces micro-agrégats s'accumulent dans le recouvrement et constituent également la fraction de terre fine (< 2 mm de diamètre) de la nappe de gravats. Ils forment la composante majeure du matériau parental des sols actuels de la région. Le processus de pédimentation est confirmé par les études granulométrique et sédimentologique du pédiment.

Mots clefs : pédimentation - nappe de gravats - pédiment - micro-agrégats - tropiques humides - changements climatiques Quaternaires dans les tropiques.

I - INTRODUCTION

Le concept de pédiplanation — la genèse des pénélaines par le processus de pédimentation, c'est-à-dire par recul parallèle des versants et formation de pédiments* — a été introduit par Wood (1942 ; cité in Young, 1972) et a été développé par King (1951, 1957, 1962) pour l'Afrique méridionale (Moon et Dardis, 1988). Ruhe (1956) a appliqué cette théorie au paysage du Haut-Ituri (Zaïre).

Le terme de pédiment a été employé pour décrire une grande diversité de formes, sous différents environnements climatiques. Ce terme est utilisé ici dans le sens proposé par Whitaker (1979, p. 432)

"A pediment is terrestrial erosional footslope surface inclined at a low angle and lacking significant relief in all three dimensions. It usually meets the hillslope at an angular nickline and may be covered by transported material"

Cette définition a les avantages d'être non génétique et de proposer des critères morphologiques permettant de distinguer les pédiments des autres formes de relief (1).

Selon Ruhe (1956) et Segalen (1969), la pédimentation en Afrique est un processus qui devient actif sous un climat tropical à longue saison sèche. Dans ces conditions il se forme un pédiment à pente uniforme et très douce. Ceci n'est cependant pas confirmé par le relief en général ondulant des régions équatoriales et subéquatoriales.

Dans la région du Mont-Fébé la pédimentation affecte également les versants des collines. Un type spécial de pédimentation, la pédimentation de versant, affectant des pentes relativement raides (> 40%) était actif pendant les phases climatiques relativement sèches du Quaternaire avec une végétation moins dense et donc un sol moins protégé de l'érosion (Embrechts, 1985, 1986 ; Embrechts et de Dapper, 1985, 1987).

Moss et Walker (1978) ainsi que Moss et al. (1979) ont démontré que le mode de transport de particules solides par un courant d'eau à la surface du sol est analogue au mode de transport de ces particules dans les rivières, même si l'épaisseur de la nappe d'eau n'atteint que 1 mm et même sous l'impact de gouttes de pluie. Ces observations sont à la base de l'étude sédimentologique du pédiment du Mont-Fébé.

1. Université d'Etat de Gand, Institut Géologique, Laboratoire de pédologie régionale et d'évaluation des terres, Krijgslaan 281-S8, B-9000 Gand, Belgique.
2. Université d'Etat de Gand, Institut Géologique, Laboratoire de géographie physique, Krijgslaan 281-S8, B-9000 Gand, Belgique.

II - ENVIRONNEMENT NATUREL

1°) Cadre physique

La région étudiée est située entre le sommet et le pied du Mont-Fébé. Ce bornhardt* constitue la limite entre la région de collines situées au nord-ouest de la ville de Yaoundé et le plateau du Sud-Cameroun (fig. 1).

La région est comprise entre 3°55' et 3°58' de latitude nord et 11°29' et 11°32' de longitude est. Son altitude varie entre 1060 m au sommet du Mont-Fébé et 740 m au fond des vallées situées au pied des collines.

Le substrat géologique est une embréchite* à biotite et grenats (Champetier de Ribes et Aubague, 1956). Des différences locales de résistance à l'altération seraient à l'origine de la formation des bornhardts de la région (Kuete, 1977).

La pluviométrie moyenne annuelle à l'aéroport de Yaoundé situé approximativement à 9 km au sud du sommet du Mont-Fébé est de 1579 mm, la température moyenne de l'air est de 23,4°C (Direction de la Météorologie, 1962, 1972). Une longue saison sèche se situe entre mi-novembre et fin février, une courte saison sèche caractérise une partie de juillet et le mois d'août.

La forêt semi-décidue, la forêt dégradée avec jachères, les galeries forestières et les savanes boisées sont les principaux types de végétation de la région.

Les résultats de différentes recherches paléoclimatiques indiquent que la dernière phase climatique sèche importante en Afrique de l'Ouest (Michel, 1973 ; Fölster, 1969 ; Surke et Dorotoye, 1971) et en Afrique centrale (différents articles dans cet ouvrage) a eu lieu entre 30000 et 12000 ans B.P. Ceci correspond au maximum de la glaciation du Würm en Europe occidentale.

Les forêts pluviales de l'Afrique occidentale et centrale ont survécu pendant les périodes sèches du Quaternaire dans quelques zones côtières isolées, caractérisées par un climat de type mousson (Aubrville, 1962 ; Hamilton, 1976 ; voir également Maley et al., p. 242 de cet ouvrage).

2°) Géomorphologie et formations superficielles

Le paysage actuel du Mont-Fébé est le résultat de l'influence de cycles successifs d'érosion sur une roche massive et dure. Les couches superficielles constituent une mince couverture qui masque les formes de dégradation du paysage.

Le sommet du Mont-Fébé appartient probablement à la surface d'érosion Post-Gondwana (Crétacé) tandis que le plateau au pied de la colline appartient très probablement à la surface d'érosion Africaine I (mi à fin-Tertiaire) (Segalen, 1967 ; Petit, p. 20 de cet ouvrage).

Dans la région étudiée deux types de versants peuvent être distingués (Kuete, 1977) (fig. 2) :

— les versants de fracture caractérisent les versants raides des vallées des rivières qui exploitent le réseau de fractures présent dans la roche ;

— les versants substructuraux sont plus ou moins parallèles à la stratification de l'embranchite sous-jacente. Contrairement aux versants de fracture, la plupart des versants substructuraux se terminent par un plateau.

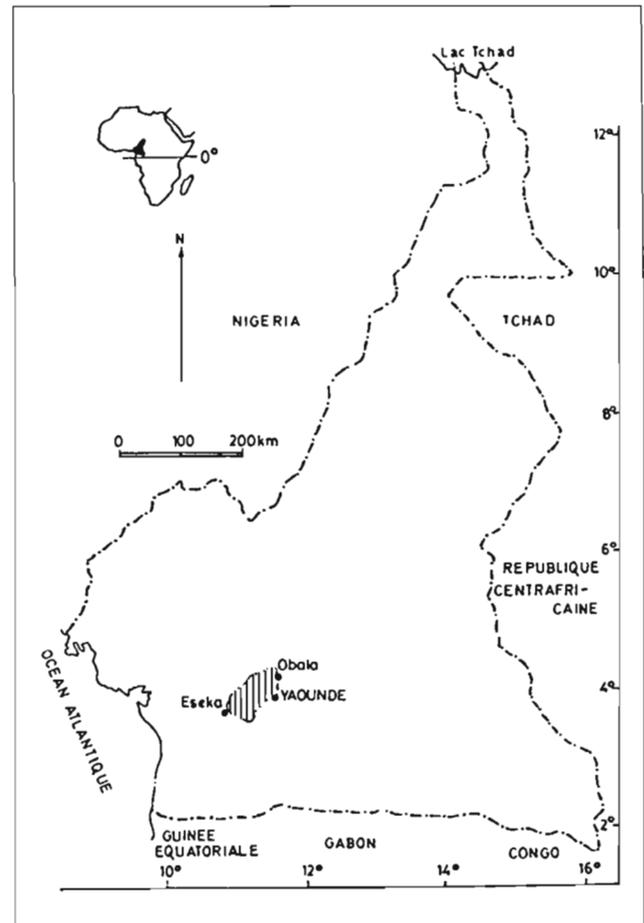


Figure 1 : Localisation de la région des collines au Cameroun.

(1) Une autre définition est donnée dans le lexique à la fin de cet ouvrage (note des éditeurs).

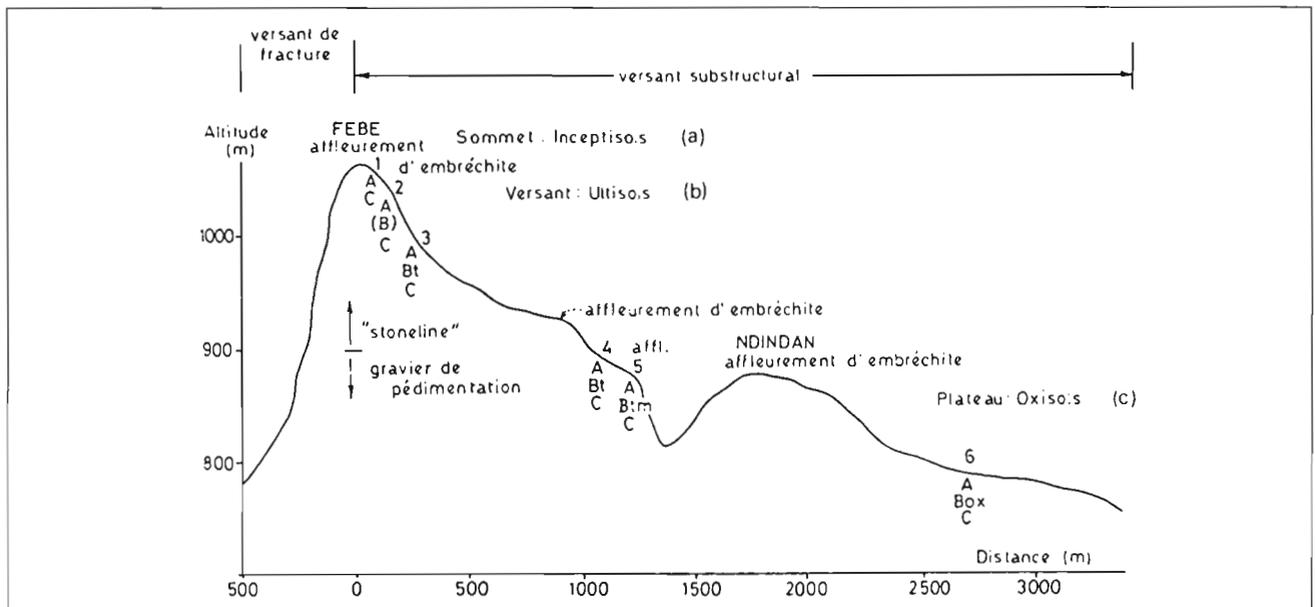


Figure 2 : Localisation des sols sur le versant substructural. Exagération des hauteurs : x5. Equivalence Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1975) — Classification française (CPCS, 1967) : (a) : sols peu évolués non climatiques d'apport colluvial ; (b) : sols ferrallitiques fortement désaturés en B, lessivés, modaux (remaniés) ; (c) : sols ferrallitiques fortement désaturés en (B), remaniés, modaux.

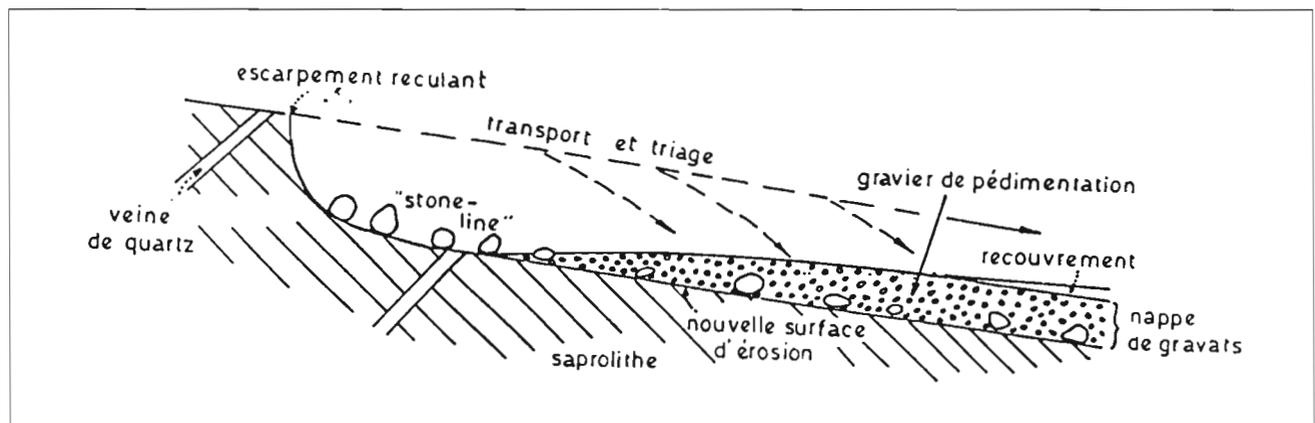


Figure 3 : Formation d'un pédisédimment (d'après Fölster, 1969).

Nous avons étudié les sols typiques de chaque unité géomorphologique. La situation de ces sols dans le paysage est illustrée par la figure 2.

Le saprolithe* est couvert d'une nappe de gravats ("stonelayer") composée principalement d'éléments grossiers (> 2 mm). Une couche composée d'éléments fins (< 2 mm) repose sur la nappe de gravats. Fölster (1964, 1969) distingue à l'intérieur de la nappe de gravats la "stoneline" et le gravier de pédimentation. La "stoneline" définie par Fölster est une couche mince et continue, formée sur un matériau parental fournissant d'importantes quantités d'éléments très grossiers, p.e. provenant d'intrusions quartzitiques. La "stoneline" dans une phase suivante, est ensevelie sous une couche de graviers de pédimentation plus fins (fig.3) Contrairement aux nappes de gravats décrites par de Heinzelin (1955), Stoops (1967), Segalen (1969), Riquier (1969), Lévêque (1969) ainsi que Gras (1970), la nappe de gravats du Mont-Fébé ne peut pas être subdivisée en une partie inférieure autochtone formée par concentration dans le saprolithe d'oxyhydroxydes principalement de fer et une partie supérieure partiellement allochtone.

La couche complète contenant principalement des éléments grossiers sera appelée nappe de gravats, la mince couche d'éléments très grossiers est la "stoneline" ; le gravier plus fin, qui dans le schéma de Fölster (fig. 3) repose sur la "stoneline" est appelée gravier de pédimentation ("pédiment gravel"). La couche d'éléments fins qui coiffe la nappe de gravats est le recouvrement ("hillwash cover").

Le recouvrement contient principalement de la terre fine (< 2 mm) érodée de l'escarpement et du versant en amont (fig. 3). Selon Nye (1955), Lévêque (1969) et Rohdenburg (1969) le recouvrement près des sommets pourrait également être le résultat de l'activité de termites ou de vers de terre.

III - METHODES D'ETUDES

1°) Emoussé et allongement des grains de quartz

Des lames minces pétrographiques (5 x 3 cm) ont été préparées à partir d'échantillons de sol non perturbés. Avec un agrandissement de x 40 on a procédé à une classification des grains de quartz selon l'échelle de Powers (1953). Cent à cent cinquante grains de quartz par lame mince ont été classés de cette façon.

2°) Analyse texturale

La composition granulométrique a été déterminée avec la méthode de la pipette de Robinson après des prétraitements avec H₂O₂ et HCl 0,2N et avec le métaphosphate de Na comme dispersant. Les sables ont été séparés avec les tamis standards de 47, 105, 250, 500, 1000 et 2000 µm.

3°) Texture "naturelle"

Les fractions argileuses et silteuses* sont séparées par sédimentations successives. L'échantillon de terre est mis dans un bécher avec de l'eau désionisée comme dispersant. Après un temps déterminé par la loi de Stokes* les particules argileuses et silteuses sont décantées, séchées et pesées. Les fractions sableuses sont séchées et séparées par tamisage à sec (Embrechts et Stoops, 1987).

4°) Indice de similarité

L'indice de similarité I (Langohr et al., 1976) peut être défini de la manière suivante. Si l'on considère 2 échantillons de terre A et B, fractionnés chacun en n classes granulométriques, alors :

$$I = \sum_{i=1}^n \inf. (A_i, B_i)$$

où A_i et B_i représentent les pourcentages pondéraux de la fraction i pour les échantillons A et B.

Cet indice est égal à 100 si les deux échantillons sont identiques (quel que soit i, A_i = B_i), et à 0 si les échantillons ont une composition granulométrique totalement différente, c'est à dire si toute fraction représentée dans l'échantillon A ne l'est pas dans B. Pour deux échantillons quelconques, I varie toujours entre 0 et 100.

L'indice de similarité a été déterminé sur les fractions sableuses et graveleuses d'horizons adjacents et entre la fraction sableuse de l'horizon de surface et les horizons successifs du sous-sol du même profil pédologique.

5°) Analyse sédimentologique de la courbe granulométrique

Krumbein (1938) observe que la granulométrie d'un sédiment montre souvent une distribution presque logarithmico-normale. Docglas (1946) ainsi que Spencer (1963) ont trouvé que la plupart des sédiments consistent

en un mélange d'au moins deux sous-populations chacune caractérisée par une distribution logarithmico-normale. Les caractéristiques de chacune de ces sous-populations sont déterminées par leur mode de transport.

Inman (1949) ainsi que Krumbein et Sloss (1963) distinguent trois modes de transport hydraulique :

- transport par traction : les particules se déplacent en roulant sur le fond du canal de transport,
- transport par saltation : les particules se déplacent par une série de sauts courts et interrompus sur le fond du canal de transport,
- transport en suspension : pendant leur déplacement les particules ne touchent pas le fond du canal de transport sur des longues distances.

Le mode de transport hydraulique est déterminé par la dimension et la forme des particules et par les caractéristiques hydrauliques du courant (Klovan, 1966 ; Visher, 1969). Les limites des populations (fractions) de traction, de saltation et de suspension sont donc déterminées par les circonstances de transport et de dépôt.

Les processus de transport influent surtout sur les extrêmes de la courbe de distribution normale (Mason et Folk, 1958). Des changements dans ces parties de la courbe sont mesurés par les coefficients de symétrie et d'aplatissement, respectivement le troisième et le quatrième moment de la distribution normale (Snedecor et Cochran, 1978).

Selon Visher (1969) une sous-population est caractérisée par la moyenne, la déviation standard et les coefficients de symétrie* et d'aplatissement* de sa distribution normale. La déviation standard est une mesure du triage du sédiment.

IV - RESULTATS

1°) Morphologie des nappes de gravats dans la région de Mont-Fébé

La nature des éléments grossiers présents dans la nappe de gravats constitue une différence morphologique importante entre les sols situés près du sommet du Mont-Fébé et ceux des élévations plus basses. Au dessus de 850 à 900 m d'altitude, on trouve une "stoneline" principalement composée de fragments d'embranchite plus ou moins altérés et de gravier quartzitique (fig. 2). En-dessous de cette limite on observe la présence d'un gravier de pédimentation contenant principalement des concrétions d'oxyhydroxydes de fer en mélange avec de petites quantités de graviers de quartz et des fragments d'embranchite en voie d'altération.

La "stoneline" est présente sur des pentes rectilignes ou légèrement convexes d'environ 40 %. La limite supérieure de la "stoneline" est située à une profondeur de 10 à 50 cm. Les éléments grossiers sont des fragments de roches et de graviers de quartz plus ou moins arrondis de 2 mm à environ 30 cm de diamètre. La forme arrondie de la plupart de ces fragments pourrait indiquer un transport préalable, mais l'aspect arrondi des fragments rocheux peut également s'expliquer par l'altération in situ de minéraux (Embrechts et de Dapper, 1987).

Les principaux constituants du gravier de pédimentation sont des nodules* de fer, des fragments de quartz et de roche et des blocs de pétroplinthite* (Embrechts et de Dapper, 1987) :

— Les nodules de fer sont les principaux composants du gravier de pédimentation. Ils ont un diamètre variant de 2 à 2,5 mm, ne peuvent pas être cassés à la main et ont une patine brun foncé ; ils sont noirs à l'intérieur. Quelques nodules contiennent des inclusions, principalement de quartz. La plupart de ces nodules correspond à des pseudomorphoses* de grenat formés par altération dans le saprolithe (Embrechts et Stoops, 1982). Les pseudomorphoses ont conservé la forme dodécahédrique des cristaux originaux et la forme légèrement arrondie de ces nodules n'indique donc pas nécessairement un transport. Les nodules composés d'oxyhydroxydes de fer isotropes sont assez rares, et peuvent être hérités du saprolithe.

— Des fragments de quartz et d'embranchite sont présents en petites quantités. Les fragments de quartz ont un diamètre ne dépassant généralement pas 2 cm. Ils sont souvent durs mais peuvent parfois être cassés à la main. L'aspect arrondi des fragments de quartz pourrait indiquer un transport. Les fragments d'embranchite présents dans le gravier de pédimentation ont un diamètre en général inférieur à 5 cm, mais des diamètres plus importants sont parfois observés. La plupart des fragments rocheux sont peu altérés et durs. Les minéraux individuels et la stratification sont nettement visibles. Beaucoup de fragments de roche sont imprégnés d'oxyhydroxydes de fer ou de manganèse. Les fragments de roche sont anguleux ou peu arrondis. L'arrondissement pourrait être dû à l'altération chimique. La plupart des fragments rocheux du gravier de pédimentation sont moins altérés que la roche du saprolithe sous-jacent.

— Dans le gravier de pédimentation on trouve également des blocs de pétroplinthite imparfaitement arrondis avec un diamètre variant de 0,25 à 3 m. Ces blocs sont composés de petits nodules de fer cimentés par des oxyhydroxydes de fer. Ce sont les résidus d'une (péto-)plinthite formée dans une période antérieure de pédogenèse. Actuellement une plinthite nodulaire secondaire se forme aux endroits où l'eau se concentre (Embrechts, 1985).

Le gravier de pédimentation a une épaisseur de 1 à 2 m sur les versants et de 3 à 4 m en position plane dans le paysage. Sur les versants le gravier de pédimentation commence à une profondeur de 120 à 200 cm ; au pied de la colline cette limite se situe à une profondeur de 150 à 300 cm. Sur les flancs des vallées récentes le sommet du gravier de pédimentation se trouve entre 10 et 20 cm de profondeur. Les limites supérieures et inférieures du gravier de pédimentation sont très ondulantes. Le caractère ondulant de ces limites est nettement visible dans les talus profonds le long des grandes routes (fig. 4).

En coupe latérale, les filons de quartz du saprolithe ne traversent pas la couche de gravier de pédimentation. Mais, il y a de nombreux fragments de quartz dans la partie inférieure de la couche de gravier au contact avec la veine de quartz.

Dans les dépressions de la partie supérieure du gravier de pédimentation on observe parfois un dédoublement local : une mince couche de matériau fin sépare deux couches de gravier de pédimentation (fig. 4). Parfois une couche de nodules plus fins est présente, les nodules plus fins étant séparés des nodules plus grossiers par une discontinuité lithologique nette (fig. 4).

A la proximité d'une roche relique (fig. 4) dans le saprolithe on observe la présence d'une quantité assez importante de fragments rocheux relativement frais en mélange avec d'autres constituants du gravier de pédimentation. Ces fragments de roche ont un diamètre habituellement inférieur à 5 cm. La quantité de ces fragments diminue en s'éloignant de la roche relique (Embrechts et de Dapper, 1987).

2°) Microscopie des fractions sableuse et silteuse

La classification des grains de quartz selon leur émoussé et leur allongement (Powers, 1953) indique que la fragmentation dans les horizons près de la surface du sol et l'altération chimique des grains de quartz de tous les horizons sont limitées. L'évolution de l'émoussé et de l'allongement indiquent qu'un transport éventuel a dû avoir lieu sur de faibles distances (Embrechts et de Dapper, 1985).

Des micro-agrégats ont été trouvés dans les fractions silteuses et sableuses de la texture "naturelle" (Embrechts et Stoops, 1987 ; Embrechts et Sys, 1988a, 1988b). Ces

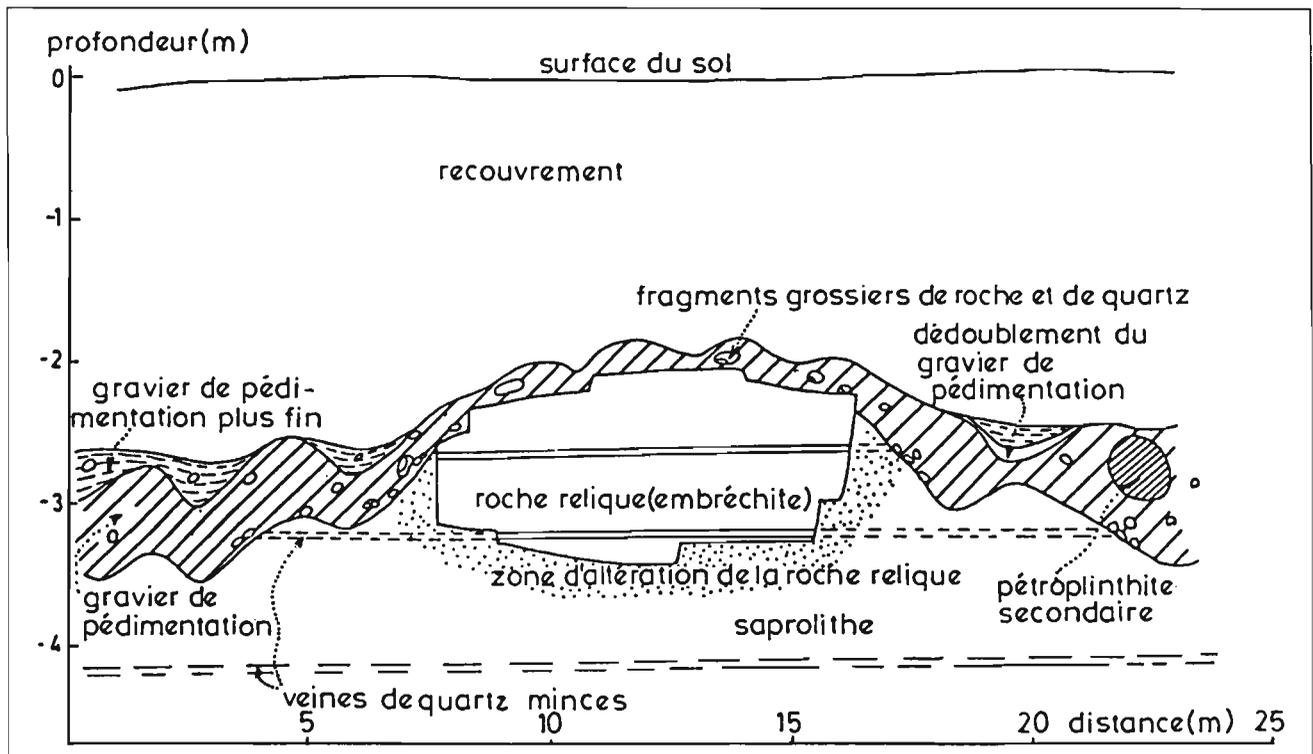


Figure 4 : Représentation schématique des éléments du gravier de pédimentation dans une section perpendiculaire à un versant substructural.

micropeds* sont composés principalement d'argiles et d'oxyhydroxydes de fer.

3°) Indice de similarité

L'indice de similarité calculé sur les fractions graveleuses d'un horizon appartenant au recouvrement et d'un horizon de la nappe de gravats se rapproche de 0 indiquant une discontinuité lithologique nette.

L'indice de similarité calculé sur les fractions sableuses d'horizons adjacents du même profil pédologique est élevé (tableau I). On note une diminution graduelle assez importante de l'indice de similarité des fractions sableuses calculé entre l'horizon de surface et des horizons de plus en plus profonds au sein d'un même profil pédologique (tableau I).

4°) Paramètres sédimentologiques de la population de traction

La distribution granulométrique du pédisédimment montre un point de rupture autour de 2 ϕ (250 μm). Ce point indique la limite inférieure de la population de traction.

Dans les horizons du recouvrement la limite supérieure de la population de traction correspond à la limite supérieure de la fraction sableuse grossière (-1 ϕ ou 2 mm) (fig. 5a). Dans les horizons de la nappe de gravats la limite supérieure de la population de traction est déterminée par la limite inférieure d'une population plus grossière (fig. 5b). Dans les deux cas -1 ϕ (2 mm) est une limite supérieure acceptable de la population de traction fine.

Dans le pédisédimment le diamètre moyen de la population de traction diminue de la base de la nappe de gravats vers les horizons de surface. Le triage est plus ou moins constant dans la nappe de gravats mais s'améliore de la base vers le sommet de la couche de recouvrement (fig. 6) (Embrechts et de Dapper, 1985).

Les horizons les plus fins et les mieux triés se trouvent près de la surface des profils situés aux distances les plus grandes par rapport à la ligne de partage des eaux. Il y a des relations linéaires entre les paramètres sédimentologiques de quelques horizons de référence et la distance jusqu'à la ligne de partage des eaux (tableau II).

Le calcul du diamètre moyen de la population de traction de la nappe de gravats indique que les matériaux

| Horizon | Profondeur (cm) | Indices de similarité entre | |
|---------|-----------------|-----------------------------|--|
| | | Horizons adjacents | A11 et horizons de plus en plus profonds |
| A11 | 0-5 | - | - |
| A12 | 5-17 | 95,0 | 95,0 |
| B1t | 17-32 | 92,0 | 87,5 |
| B21t | 32-56 | 98,1 | 86,3 |
| B22t | 56-91 | 96,0 | 89,4 |
| B23t | 91-122 | 97,8 | 90,4 |
| B31t | 122-160 | 96,6 | 87,6 |
| B32cn | 160-250 | 95,9 | 75,4 |
| B33cn | 250-300 | 89,9 | 82,0 |
| B34cn | 300-325 | 88,5 | 73,2 |

Tableau I : Indices de similarité calculés sur les fractions sableuses du pédisédimment d'un Paléhumult Orthoïque (Soil Survey Staff, 1975), ou sol ferrallitique fortement désaturé en B, lessivé modal. (CPCS, 1967).

| Horizon | Moyenne | Triage | Coefficients de | |
|--|----------------|----------------|-----------------|-----------------|
| | | | Symétrie | Aplatissement |
| Horizon de surface (n=10) | 0,93 P<0,1% | -0,9 P<0,1% | -0,88 P<0,1% | -0,95 P<0,1% |
| Base du recouvrement (n=10) | 0,93 P<0,1% | -0,6 P<10% | -0,92 P<0,1% | 0,62 P<10% |
| Sommet de la nappe de gravats (n=8) | 0,41 | 0,63 P<10 % | -0,69 P<10 % | -0,17 |

Tableau II : Coefficients de corrélation des relations linéaires entre les paramètres sédimentologiques et la distance jusqu'à la ligne de partage des eaux et niveaux de probabilité correspondants.

les plus grossiers se trouvent dans les parties plus profondes de la nappe de gravats (Embrechts et de Dapper, 1985). L'évolution des coefficients de symétrie et d'aplatissement confirme les observations faites sur le diamètre moyen et le triage (Embrechts et de Dapper, 1985).

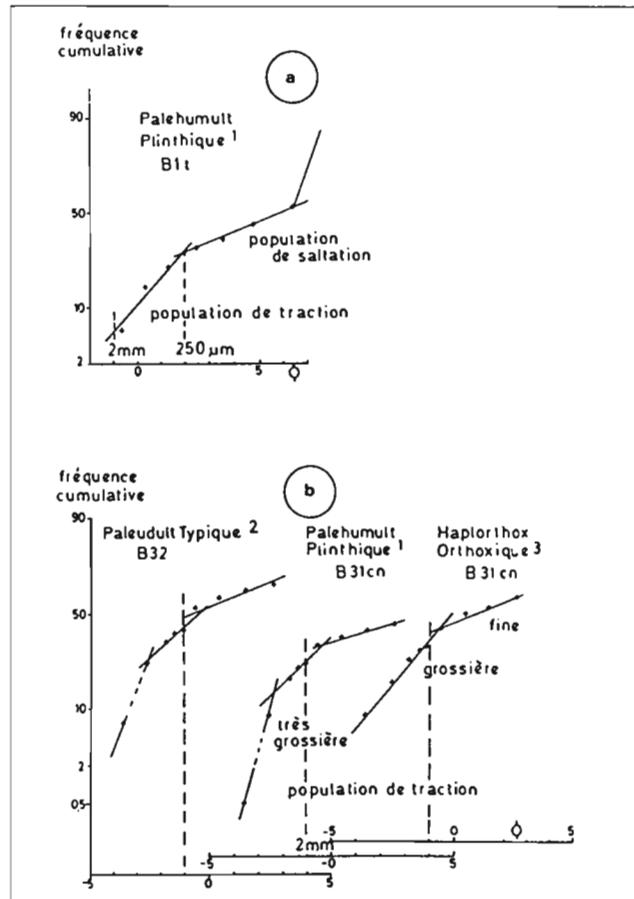


Figure 5 : Limites de la population de traction fine : (a) sans éléments grossiers, (b) éléments grossiers inclus. Les points du graphique marquent la moyenne arithmétique de la population ; 1,2 : Sols ferrallitiques fortement désaturés en B lessivés modaux (remaniés) ; 3 : Sol ferrallitique fortement désaturé en (B) remanié modal (CPCS, 1967).

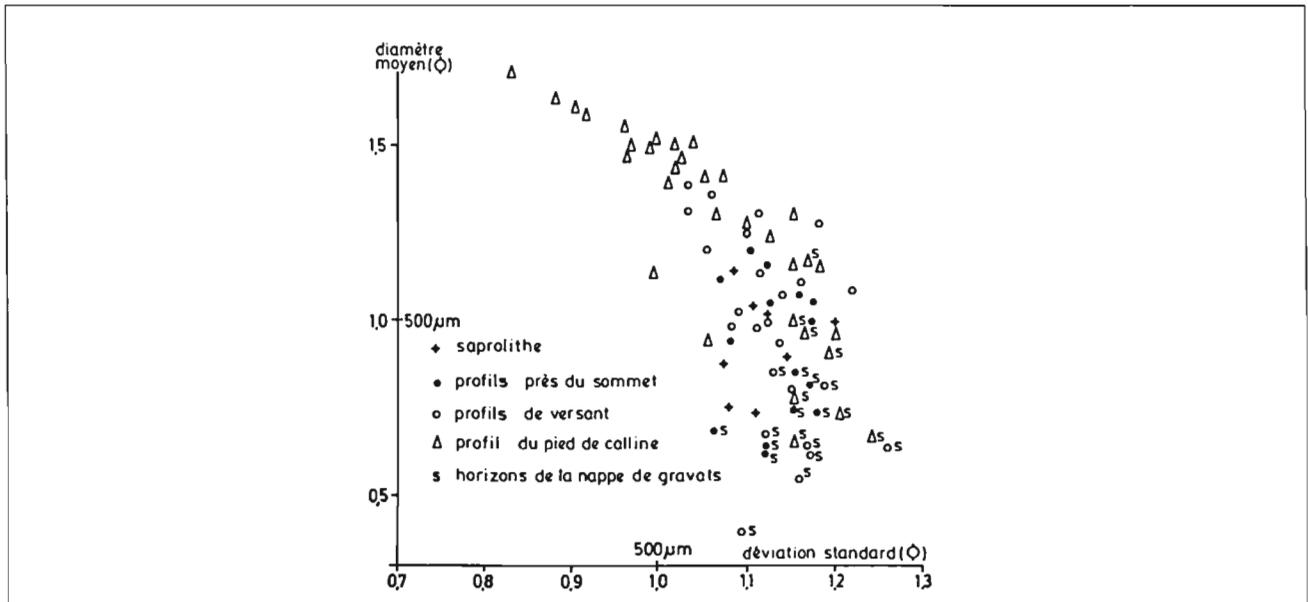


Figure 6 : Relation entre le diamètre moyen de la population de traction fine et de déviation standard.

V - DISCUSSION

1°) Indications macromorphologiques de transport

La présence de fragments rocheux près de la roche relique (fig. 4) peut être expliquée par une altération physique à la surface du sol. Les fragments détachés ont été transportés sur une courte distance et ont été mélangés avec d'autres constituants — pour la plupart des nodules de fer — provenant de plus haut sur le versant. Le dédoublement local du gravier de pédimentation et la présence de discontinuités lithologiques nettes à l'intérieur du gravier de pédimentation et aux contacts avec le saprolithe et avec le recouvrement indiquent également un dépôt après transport.

2°) Caractéristiques sédimentologiques du pédisément

La classification des grains de quartz selon leur émoussé et leur allongement indique que les grains de sable (85 à 95 % de grains de quartz) sont relativement peu atteints par des processus pédogénétiques agissant sur le pédisément. La population de traction fine comprend les sables plus grossiers que 250 µm. De ce fait elle est relativement peu atteinte par les processus pédogénétiques.

La valeur très faible de l'indice de similarité déterminée sur la fraction graveleuse d'un horizon appartenant à la nappe de gravats et un horizon du recouvrement indique une discontinuité lithologique très nette (déterminée par la granulométrie et par l'importance relative des différents composants, mais non déterminés par des différences minéralogiques) entre les deux horizons. L'indice de similarité calculé sur les fractions sableuses d'horizons adjacents du même profil pédologique indique l'absence de discontinuités lithologiques prononcées. L'évolution de l'indice de similarité de la fraction sableuse calculé entre l'horizon de surface et des horizons de plus en plus profonds dans le pédisément du même profil démontre l'existence d'un changement graduel dans la distribution granulométrique des fractions sableuses du matériau parental des sols. Ceci pourrait être dû à un dépôt en dessous d'un escarpement qui recule lentement et qui provoque ainsi un changement graduel des conditions de sédimentation (Embrechts et de Dapper, 1987).

Le changement graduel des diamètres moyens dans les horizons de la nappe de gravats (Embrechts et de Dapper, 1985) indique que les éléments les plus grossiers se trouvent vers la base de la nappe de gravats. Ceci est une confirmation analytique de l'observation de Fölster (1969).

Les conditions de dépôt du pédisément tenant compte des informations sédimentologiques collectées sont présentées dans la figure 7.

3°) Caractère cyclique de la pédimentation

La présence de grands blocs de pétroplinthite nodulaire secondaire dans le pédisédimment peut uniquement s'expliquer par une cimentation par des oxyhydroxydes de fer d'une couche pré-existante de gravier de pédimentation, suivie par un durcissement irréversible, fragmentation physique et transport. En conséquence le gravier de pédimentation actuel est constitué de matériel provenant d'au moins deux cycles de pédimentation.

Avant le dépôt d'une nouvelle nappe de gravats, le vieux recouvrement doit être érodé complètement, sinon ou devrait retrouver au moins deux nappes de gravats, séparées l'une de l'autre par un recouvrement. Pendant chaque cycle de pédimentation le recouvrement du cycle

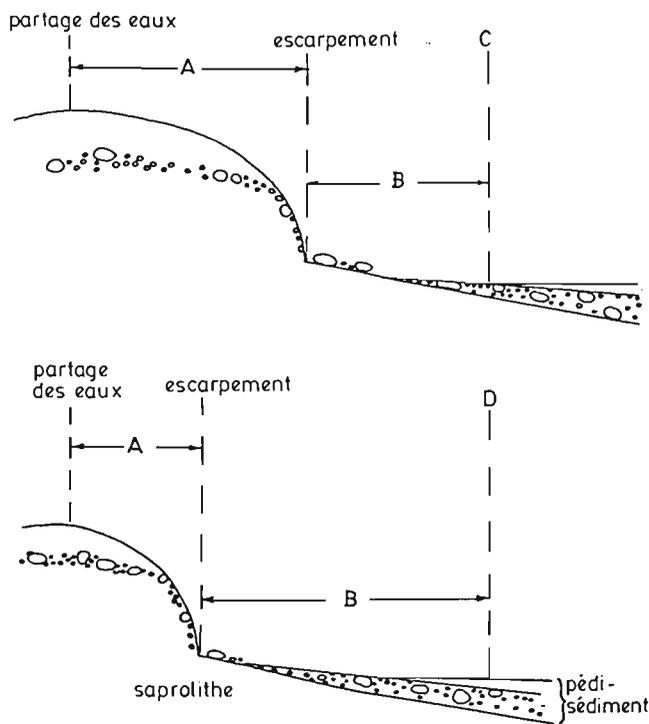


Figure 7 : Formation de la nappe de gravats (Embrechts et de Dapper, 1985) : A : transport par érosion en nappe et ravinement ; B : transport sur la nappe de gravats sans dépôt ou enlèvement important de particules ; C : début de formation du recouvrement après un transport sur un trajet court sur la nappe de gravats ; D : fin du dépôt du recouvrement après un transport sur un long trajet sur la nappe de gravats et sur le recouvrement et, par conséquent, 1) une augmentation relative de la quantité de grains fins et 2) une amélioration du triage par rapport à la situation C.

antérieur est probablement déplacé et évacué par le système hydrique. Cette conclusion avait également été formulée par de Dapper (1981, 1983, 1985, 1987) en Malaisie.

Le gravier de pédimentation est principalement composé de pseudomorphoses de grenat. La formation d'une couche de graviers de pédimentation d'une épaisseur de 4 à 5 m exige l'érosion d'un saproplithe d'une épaisseur considérable.

4°) "Stoneline"

A la base du gravier de pédimentation nous n'avons pas observé de "stoneline" nette. Pourtant nous avons observé fréquemment la présence de grands fragments de pétroplinthite dans le gravier de pédimentation. Ce faible triage peut avoir plusieurs causes (Fölster, 1969) :

- près de la ligne de partage des eaux seules des quantités restreintes d'eau sont disponibles, la distance de transport est courte et le triage du matériel est faible ;
- des zones contenant de la pétroplinthite s'effondrent après le recul de l'escarpement et les fragments de pétroplinthite sont déposés en même temps que le gravier de pédimentation ;
- sur un versant, des éléments très grossiers et très lourds ne peuvent se déplacer que par gravité.

5°) Type de pédimentation

En région tropicale Rohdenburg (1982) distingue trois types de pédiments (fig. 8) :

- les pédiments des déserts ("desert pediments") qui sont formés par le recul d'un escarpement d'une hauteur considérable avec une érosion latérale localisée ; ce type de pédimentation est actif sous un climat chaud et sec ;
- les pédiments de pente ("slope pediments") sont formés par le recul d'un escarpement de faible hauteur (micro-escarpement), formé après une incision du réseau hydrologique ; les escarpements peuvent disparaître par interception mutuelle aux environs de la ligne de partage des eaux ; la pédimentation de pente est active sous un climat tropical avec une longue saison sèche ;
- les pédiments de fond de vallée ("valley floor pediments") sont formés par le recul local d'un versant de vallée, précédé par une période d'incision profonde du système hydrique ; ce type de pédimentation se développe dans un climat tropical à une courte saison sèche.

L'épaisseur considérable du pédisédimment au pied du Mont-Fébé et sur le plateau ne peut pas s'expliquer par le recul d'un micro-escarpement de quelques mètres de hauteur, mais doit être attribuée au recul d'un escarpement

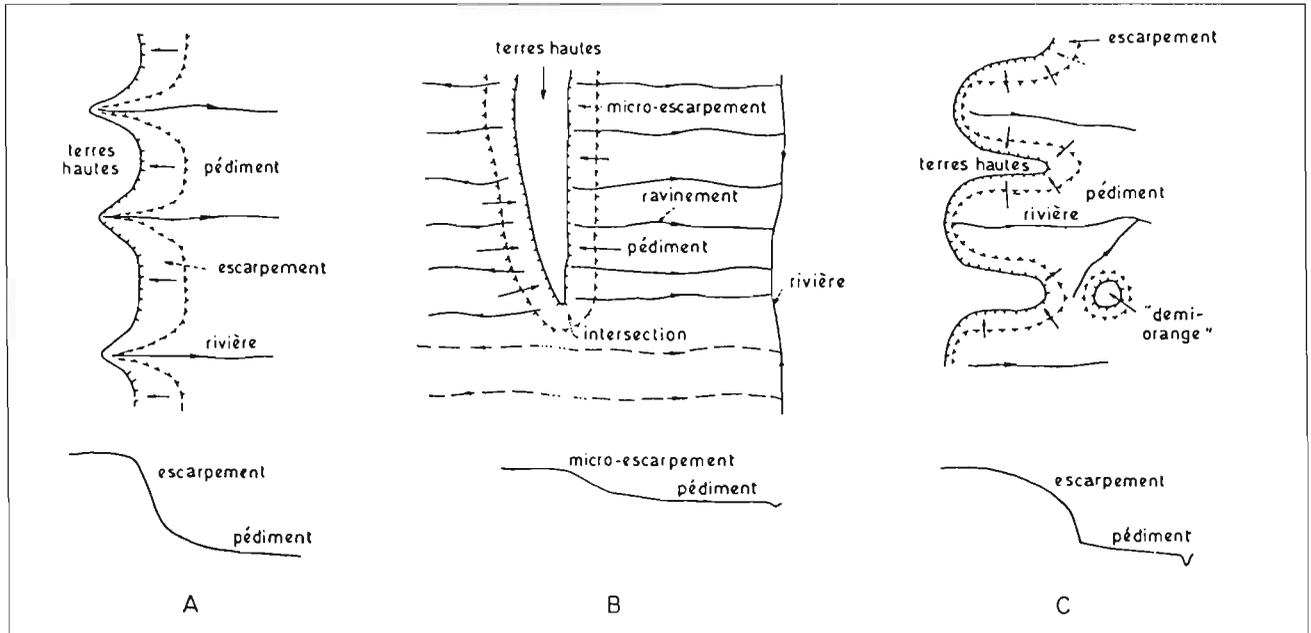


Figure 8 : Types de pédimentation (d'après de Dapper, 1981 et Rohdenburg, 1982) : A : pédiment des déserts ; B : pédiment de pente des régions tropicales à saison sèche prononcée ; C : pédiment de fond de vallée des régions tropicales à saison sèche prononcée ; C : pédiment de fond de vallée des régions tropicales à saison sèche peu prononcée.

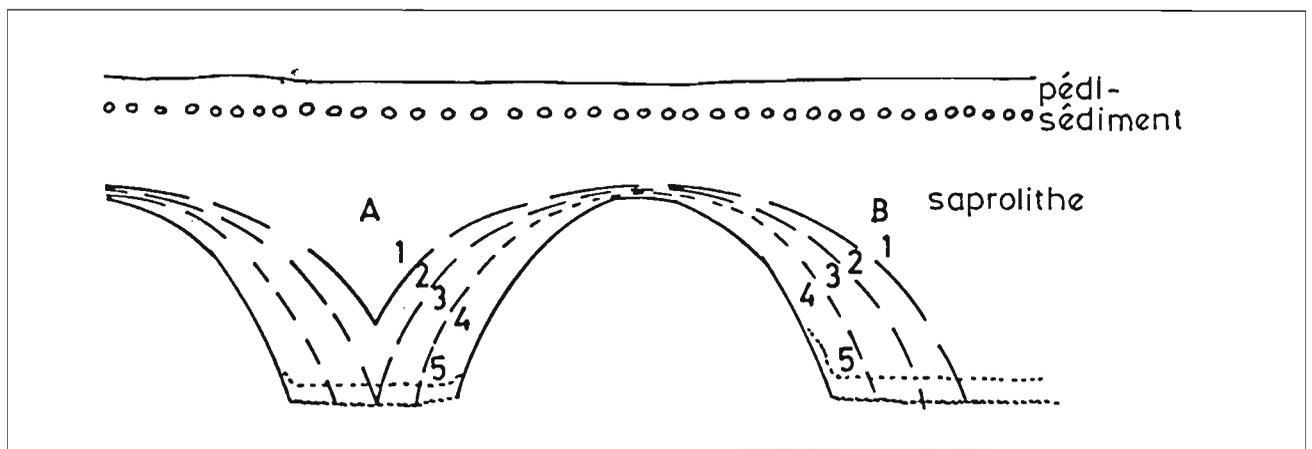


Figure 9 : Développement d'un relief en demi-oranges (d'après Rohdenburg, 1982) : 1-2 : par incision du cours d'eau (A) ou par érosion latérale (B) les flancs de vallée deviennent de plus en plus raides ; 3-4 : suivi par une phase de recul indépendante des flancs de vallée ; et 5 : développement de pédiments.

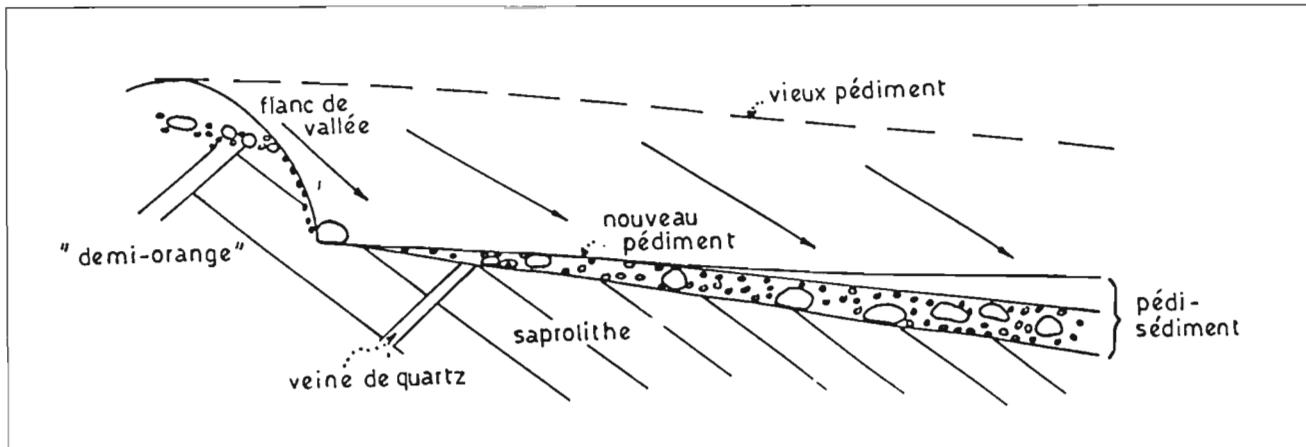


Figure 10 : Processus de pédimentation de versant à partir d'une ancienne pédiplaine. L'escarpement s'étend sur le recouvrement, la nappe de gravats et le saprolithe.

d'une hauteur de quelques dizaines de mètres. Dans les régions où l'altération est profonde la pédimentation de fond de vallée est active. Contrairement aux pédiments des déserts, les pédiments de fond de vallée contiennent beaucoup de matériaux fins (< 2 mm).

Selon Rohdenburg (1982) la pédimentation de fond de vallée donne lieu à la formation de versants de vallée convexes et d'interfluvés avec des sections latérales en forme de demi-orange, et de fonds de vallée larges avec une topographie quasi-plane (fig. 9).

Tenant compte de ceci le schéma proposé par Fölster (1969) a été légèrement modifié (fig. 10.)

6°) Caractéristiques particulières de la pédimentation de fonds de vallée en paysage montagneux ou de collines

Les profils des versants des Mont-Fébé et Ndindan montrent la morphologie typique des pédisésiments ; ils consistent en un saprolithe, une nappe de gravats et un recouvrement. L'épaisseur du pédisésiment augmente avec la distance du sommet de la colline. Ceci indique un escarpement dont la hauteur diminue en s'éloignant de la rivière. Finalement l'escarpement disparaît près de la ligne de partage des eaux.

Le processus de pédimentation actif dans une région plane aboutit à la formation d'une pédiplaine. En présence de montagnes ou de collines il se forme des pédiments de versant. Dans la région du Mont-Fébé des pédiments de versant ont été observés sur des pentes de plus de 40 %. Les couches superficielles des pédiments de versant montrent la morphologie typique d'un pédisési-

ment. Le pédiment du Mont-Fébé diffère des pédiments classiques définis par Whitaker (1979) par sa présence sur des pentes raides.

En raison de l'extension relativement faible du bassin versant à proximité de la ligne de partage des eaux, le débit d'eau descendant de l'escarpement est limité : le déplacement par voie hydrique des composants du pédisésiment en dessous de l'escarpement est faible. Ceci explique l'existence d'un recouvrement de faible épaisseur près du sommet des collines. Une contribution relativement importante de la faune du sol dans la formation du recouvrement près des sommets des montagnes ou des collines ne peut cependant pas être exclue.

Comparée au saprolithe en-dessous de 850 à 900 m d'altitude, l'altération du saprolithe près du sommet des collines est relativement peu avancée. Il contient une quantité élevée de fragments rocheux. La dominance de fragments d'embréchite dans la "stoneline" au-dessus de 850 m d'altitude résulte du stade d'altération récent du saprolithe.

7°) Rôle des micro-agrégats

Les micro-agrégats déterminés par la méthode de la texture "naturelle" ne se désagrègent pas dans l'eau désionisée et on peut accepter que dans la nature ils supportent un transport dans l'eau sur une faible distance. Ceci est illustré par la présence en beaucoup de régions tropicales humides de petits agrégats composés principalement d'argile et d'oxyhydroxydes de fer dans les colluvions trouvées à la base de certains talus artificiels ou naturels.

Les quantités relativement élevées d'argile (40 à 65 %) dans les horizons B épais (3 à 4 m) des sols des versants raides ne peuvent pas s'expliquer par une remontée biologique de matériaux d'en-dessous du gravier de pédimentation. Un tel remaniement aurait détruit au moins en partie la stratification du saprolithe sous-jacent, aurait provoqué des effondrements ou serait à l'origine d'une porosité considérable du saprolithe. Aucun de ces phénomènes n'a été constaté dans la région étudiée (Embrechts, 1985). Pour les mêmes raisons, la couche de 40 à 80 cm d'épaisseur composée d'un recouvrement de texture beaucoup plus sableuse (40 à 60 % de sables) et d'une "stoneline" située près du sommet du Mont-Fébé est également dans une mesure très importante le résultat d'un processus de pédimentation. On peut accepter que pendant le processus de pédimentation les particules argileuses sont transportées sous forme de micro-agrégats. Les micropeds sont à l'origine de la structure finement granulaire des Oxisols et des sols apparentés ; des micropeds sont également présents dans les sols peu altérés des tropiques humides (Embrechts et Stoops, 1987 ; Embrechts et Sys, 1988a, 1988b). Certains pseudonodules (Sys et al., 1961 ; Sys, 1961) trouvés dans les sols de plateau, également appelés "clay balls" ou "pédovites" sont probablement des agrégats composés principalement d'argile et d'oxyhydroxydes de fer, transportés et déposés tels quels pendant la pédimentation.

Sous l'influence de divers facteurs pédogénétiques les micropeds dans le sol subissent des transformations importantes (e.a. microstructurolyse) (Muller, 1977 ; Embrechts, 1985 ; Embrechts et Sys, 1988a). Pour cette raison la texture naturelle ne convient pas pour l'étude sédimentologique du pédiment.

8°) Relief en demi-oranges

Dans la région d'étude le pédiment de versant est fragmenté par une nouvelle incision du réseau hydrique. Ceci donne lieu à la formation d'un relief en demi-oranges. Dans la phase morphodynamique actuelle pourtant les flancs de vallée ne reculent pas. La forme du pédiment au pied du Ndindan est illustrée par la figure 11. La section longitudinale est une pente de pédimentation typique.

9°) Pédimentation de fond de vallée et paléoclimatologie

Selon Rohdenburg (1982), la pédimentation de fond de vallée est active sous climat tropical humide à courte saison sèche. Or les recherches paléoclimatiques ont montré que pendant les périodes du Quaternaire une des

zones refuge de la forêt équatoriale était située le long des côtes gabonaises et camerounaises (voir Maley, p. 393 de cet ouvrage). Durant ces périodes, la zone étudiée faisait probablement partie d'une région caractérisée par un climat tropical humide avec une saison sèche peu prononcée. Ces circonstances sont favorables à la pédimentation de fond de vallée.

VI - CONCLUSIONS

La dernière pédimentation qui a eu lieu dans la région du Mont-Fébé est du type décrit dans la littérature comme pédimentation de fond de vallée. Dans les régions montagneuses ou en présence de collines, ce processus peut donner lieu à la formation de pédiments de versant. Le pédiment est mis en place en-dessous d'un versant reculant parallèlement à lui-même. Au début du processus de pédimentation ce versant peut atteindre une hauteur de quelques dizaines de mètres ; cette hauteur diminue graduellement avec l'augmentation de l'inclinaison de la pente et en se rapprochant de la ligne de séparation des eaux. Des pédiments de versant peuvent être présents sur des pentes très raides de 40 % ou plus. La pédimentation dans la région du Mont-Fébé est cyclique. Le processus de pédimentation est confirmé par les études granulométrique et sédimentologique du pédiment.

Nous émettons l'hypothèse que la texture argileuse des sols actuels de la région résulte du transport et du dépôt, pendant le processus de pédimentation, d'argile sous forme d'agréats, principalement, des dimensions des silts et des sables.

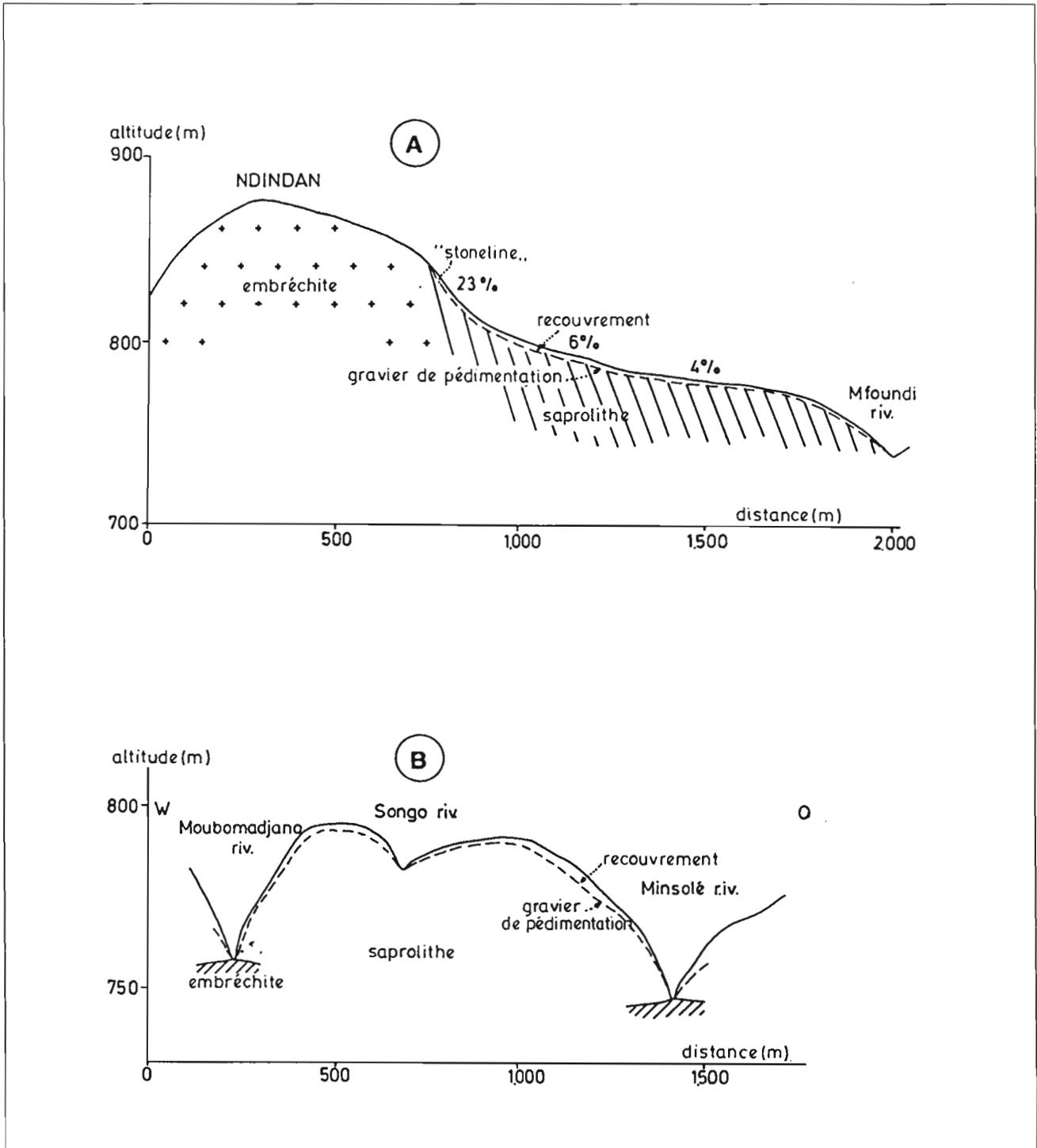


Figure 11 : Pédiment au pied du Ndindan : A : section longitudinale : concavité en amont, convexité au milieu de la pente et nouvelle incision du pédiment (exagération verticale 5/1) ; B : section latérale : incision récente du pédiment de versant avec formation d'un relief en demi-oranges. la pédimentation de fond de vallée n'est pas active dans la phase morphodynamique actuelle (exagération verticale 10/1).

BIBLIOGRAPHIE

- AUBREVILLE A., 1962.- Savanisation tropicale et glaciation quaternaire. *Adansonia*, 2, 16-84.
- CHAMPETIER DE RIBES G. et AUBAGUE M., 1956. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle de 1/500000, feuille de Yaoundé-Est, et notice explicative. BRGM, Paris, 31 p.
- BURKE K. et DOROTOYE B., 1971.- Geomorphology and superficial deposits related to Late Quaternary climatic variation in South-Western Nigeria. *Z. Geomorph.*, 15, 430-444.
- CPCS (Commission de Pédologie et de Classification des Sols), 1967.- Classification des sols, 96 p.
- DE DAPPER M., 1981.- Geomorphology of the Padang Terap district, Kedah State, peninsular Malaysia. Surveyed in view of the study of the soils. I. Results of the field observations. Université d'Etat, Laboratoire de Géographie Physique, Gand, 48 p.
- DE DAPPER M., 1983.- Geomorphology of the Kuala Pilah-Bahau Area, Negeri Sembilan, peninsular Malaysia. Surveyed with a view to the study of the soils. Université d'Etat, Laboratoire de Géographie Physique, Gand, 114 p.
- DE DAPPER M., 1985.- Pleistocene geomorphological evolution in Northwest peninsular Malaysia. In : M. Van Molle (éd.), *Recent trends in physical geography in Belgium. Study Series of the Vrije Universiteit Brussel, New Series n° 20*, 117- 142 .
- DE DAPPER M., 1987.- Landform development during the Late Quaternary in the upland area of peninsular Malaysia. In : F.W. Wesel et J.L. Rau (éds.), *Progress in Quaternary geology of East and Southeast Asia*, Bangkok, CCOP Technical Secretariat, 109-139.
- DE HEINZELIN J., 1955.- Observations sur la genèse des nappes de gravats. *Publ. INEAC, Bruxelles, Sér. Scient.*, 64, p. 9-37.
- DIRECTION DE LA METEOROLOGIE, 1962.- *Annales climatologiques*, Douala.
- DIRECTION DE LA METEOROLOGIE, 1972.- *Annales climatologiques*, Douala.
- DOEGLAS D. J., 1946.- Interpretation of the results of mechanical analysis. *J. Sed. Petrol.*, 16, 19-40.
- EMBRECHTS J., 1985.- Studie van de bodemgenese in verband met landschapsvorming in vochtig tropisch milieu (Zuid-Kameroen). Thèse de doctorat (en Néerlandais, résumés en Français et en Anglais), Université d'Etat, Faculté des Sciences Agronomiques, Gand, 225 p.
- EMBRECHTS J., 1986.- Pedogenesis in relation to landscape development in a humid subequatorial climate (Yaoundé, Cameroun). *Academiae analecta*, 48, 1-42 .
- EMBRECHTS J. et DE DAPPER M., 1985.- Sedimentological study of the hillslope pediment of the Fébé area (South Cameroon). *Géo-Eco-Trop*, 9, 3/4, 107-121.
- EMBRECHTS J. et DE DAPPER M., 1987.- Morphology and genesis of hillslope pediments in the Fébé area (South Cameroon). *Catena*, 14, 31-43.
- EMBRECHTS J. et STOOPS G., 1982.- Microscopical aspect of garnet weathering in a humid tropical environment. *J. Soil Sci.*, 33, 535-545.
- EMBRECHTS J. et STOOPS G., 1987.- Microscopic identification and quantitative determination of microstructure and of potentially mobile clay in a soil catena in a humid tropical environment. *Proc. Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology*, Paris, 157-162.
- EMBRECHTS J. et SYS C., 1988a.- Genesis of subsurface horizons of a soil catena in a humid tropical climate (Yaoundé, Cameroon). *Catena*, 15, 53-63.
- EMBRECHTS J. et SYS C., 1988b.- Characteristics of pseudo-silts of a soil catena in a humid tropical environment (South Cameroon). *Pédologie*, 38, 51-65.
- FÖLSTER H., 1964.- Die Pedi-Sedimente der Südsudanischen Pediplane. Herkunft und Bodenbildung. *Pédologie*, 14, 64-84.
- FÖLSTER H., 1969.- Slope development in SW-Nigeria during Late Pleistocene and Holocene. *Göttinger Bodenkundliche Berichte*, 10, 3-56.
- GRAS F., 1970.- Surfaces d'aplanissement et remaniement des sols de la bordure orientale du Mayombe (Rép. Pop. du Congo). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VIII, 3, 273-294.

- HAMILTON A., 1976.- The significance of patterns of distribution shown by forest plants and animals in tropical Africa for the reconstruction of the Upper Pleistocene environment : a review. *Palaeoecol. Africa*, 9, 63-97.
- INMAN D.L., 1949.- Sorting of sediments in the light of fluvial mechanics. *J. Sed. Petrol.*, 19, 51-70.
- KING L.C., 1951.- South-African scenery. Oliver and Boyd, Edinburgh, 379 p.
- KING L.C., 1957.- The uniformitarian nature of hillslopes. *Trans. Edin. Geol. Soc.*, 17, 81-102.
- KING L.C., 1962.- The morphology of the earth. Oliver and Boyd, Edinburgh, 726 p.
- KLOVAN J.E., 1966.- The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions. *J. Sed. Petrol.*, 36, 115-125.
- KRUMBEIN W.C., 1938.- Size frequency distributions and the normal phi curve. *J. Sed. Petrol.*, 8, 84-90.
- KRUMBEIN W.C. et SLOSS L.L., 1963.- Stratigraphy and sedimentation (2ème édition). Freeman et C°, San Francisco, 660 p.
- KUETE N., 1977.- Etude géomorphologique du massif de Yaoundé. Thèse de 3ème cycle, Université de Bordeaux II, 278 p.
- LANGOHR R., SCOPPA C.O. et VAN WAMBEKE A., 1976.- The use of a comparative particle size distribution index for the numerical classification of soil parent materials : application to Mollisols of the Argentinian pampa. *Geoderma*, 15, 305-312.
- LEVEQUE A., 1969.- Le problème des sols à nappe de gravats. Observations et réflexions préliminaires pour le socle granito-gneissique au Togo. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1, 43-69.
- MASON C.C. et FOLK R.L., 1958.- Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by grain size analysis, Mustang Island, Texas. *J. Sed. Petrol.*, 28, 211-226.
- MICHEL P., 1973.- Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Mémoire n° 26, ORSTOM, Paris, 751 p.
- MOON B.P. et DARDIS G.F., 1988.- Introduction. In: B.P. Moon et G.F. Dardis (éds.), *The geomorphology of Southern African*. Southern Book Publishers, Johannesburg, 1-11.
- MOSS A.J. et WALKER P.H., 1978.- Particle transport by continental water flows in relation to erosion, deposition, soils and human activities. *Sed. Geol.*, 20, 81-139.
- MOSS A.J., WALKER P.H. et HUTKA J., 1979.- Rain-drop-stimulated transportation in shallow water flows: an experimental study. *Sed. Geol.*, 22, 165-184.
- MULLER J.P., 1977.- La microlyse plasmique et la différenciation des épépédons dans les sols ferrallitiques rouges du Centra-Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XV, 4, 345-359.
- NYE P.H., 1955.- Some soil-forming processes in the humid tropics. IV. The action of the soil fauna. *J. Soil Sci.*, 6, 73-83.
- POWERS M.C., 1953.- A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sed. Petrol.*, 23, 117-119.
- RIQUIER J., 1969.- Contribution à l'étude des "stone-lines" en régions tropicale et subtropicale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VII, 1, 71-112.
- ROHDENBURG H., 1969.- Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus West-Afrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias. *Göttinger Bodenk. Ber.*, 10, 57-152.
- ROHDENBURG, H., 1982.- Geomorphologisch-bodenstratigraphischer Vergleich zwischen dem Nordostbrazilianischen Trockengebiet und immerfeucht-tropischen Gebieten Südbrasilien mit Ausführungen zum Problembereich der Pediplain-Pediment-Terrassentreppen. *Catena Suppl.*, 2, 74-122.
- RUHE R.V., 1956.- Landscape evolution in the High Ituri, Belgian Congo. *Publ. INEAC, sér. Sci.*, Bruxelles, n° 66, 91 p.
- SEGALEN P., 1967.- Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, V, 2, 137-187.

- SEGALEN P., 1969.- Le remaniement des sols et la mise en place de la stoneline en Afrique. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., VII, 1, 113-127.
- SNEDECOR G.W. et COCHRAN W.G., 1978.- Statistical methods. The Iowa State Univ. Press, Ames, 6ème édition, 593 p.
- SOIL SURVEY STAFF, 1975.- Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agriculture Handbook 436, Washington, 458 p.
- SPENCER D.W., 1963.- The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. J. Sed. Petrol., 33, 180-190.
- STOOPS G., 1967.- Le profil d'altération au Bas-Congo (Kinshasa). Pédologie, 18, 110-149.
- SYS C., 1961.- Het verband tussen morfologie en genetische opbouw van het bodemprofiel in de Hoge Katanga. Thèse Doct. (en Néerlandais). Faculté d'Etat des Sciences Agronomiques, Gand, 234 p.
- SYS C., VAN VAMBEKE A., FRANKART R., GILSON P., JONGEN P., PECROT A., BERCE J.M. et JAMAGNE M., 1961.- La cartographie des sols au Congo. Ses principes et ses méthodes. Publ. INEAC, sér. Techn., Bruxelles, n° 66, 149 p.
- VISHER G.S., 1969.- Grain-size distribution and depositional processes. J. Sed. Petrol., 39, 1074-1106.
- WHITAKER C., 1979.- The use of the term "pediment" and related terminology. Z. Geomorph. N. F., 23, 427-439.
- WOOD A., 1942.- The development of hillside slopes. Proc. Geol. Ass., 53, 128-140.
- YOUNG A., 1972.- Slopes. Geomorphology Text 3. Longman, London, 288 p.