

Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Classe des Sciences Naturelles et Médicales, N.S. XVIII-3, Bruxelles, 1971

Le plateau des Biano (Katanga)
Géologie et Géomorphologie

PAR

Sybille ALEXANDRE-PYRE

Docteur en Sciences Géographiques

450 F

Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen, N.R., XVIII-3 Brussel 1971



Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Classe des Sciences Naturelles et Médicales, N.S. XVIII-3, Bruxelles, 1971

Le plateau des Biano (Katanga) Géologie et Géomorphologie

PAR

Sybille ALEXANDRE-PYRE

Docteur en Sciences Géographiques

Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen, N.R., XVIII-3 Brussel 1971

Mémoire présenté à la Séance du 28 janvier 1969
Rapporteurs MM. J. LEPERSONNE, G. MORTELMANS
et P. RAUCQ

D/1971/0149/2

RESUME

Le plateau des Biano appartient, comme tous les hauts plateaux du Katanga méridional, à la zone des climats de savane. Les larges fragments de surface d'aplanissement qui le composent sont couverts d'un manteau herbeux, plus dru que celui de la steppe actuelle toutefois. L'altitude et la présence d'une couverture sableuse peu épaisse (rarement plus de 15 mètres) en sont les causes.

La plupart des formes de terrain ne sont pas actuellement fonctionnelles. Les dépôts qui leur sont associés révèlent l'existence ici aussi d'oscillations climatiques amples et présentent de nombreux témoignages de l'activité morphogénétique de chacune de leurs phases. Ces oscillations ont elles-mêmes varié au cours des temps géologiques. Un tournant climatique important, que par analogie avec les régions de latitude moyenne, nous avons assimilé à la limite Tertiaire-Quaternaire, sépare, en effet, l'époque où se formèrent les surfaces d'aplanissement supérieures de celle, plus proche de nous, qui est responsable des aplanissements périphériques et des encassemens profonds.

Au cours de l'époque plus ancienne (Tertiaire?), les phases morphoclimatiques d'un cycle ont été les suivantes:

a) climat subdésertique: modelé de dunes transversales, vernis désertique, dépôt de cuticules épaisses à la surface des cuirasses latéritiques avec fentes de dessication et sutures, ennoyage sédimentaire et même éventuellement silicification;

b) climat de type steppique: aplanissement sans altération concomitante;

c) climat de savane: altération chimique modérée, rubéfaction, concentration de fer préalable à la formation de cuirasses latéritiques autochtones.

A partir du tournant climatique, il s'est produit une humidification généralisée des climats à tel point que le climat aride a disparu. Les climats quaternaires (?) oscillent de part et d'autre du climat actuel:

a) climat plus sec (steppe) et probablement plus froid que l'actuel: érosion aréolaire du ruissellement, tendance au remblaiement des vallées et ravins par des sédiments souvent mal triés et qui ont conservé leur couleur originelle, aplanissement;

b) climat de savane: érosion linéaire généralisée (sédiments résiduels grossiers);

c) climat de forêt dense: altération chimique intense, remblaiement de vallées et de ravins (sédiments assez fins et de teinte sombre).

L'édification de nappes alluviales pendant les phases plus sèches d'une part et plus humides d'autre part, séparées l'une de l'autre par des périodes d'érosion, conduit à la formation de terrasses appartenant à deux types.

SAMENVATTING

De hoogvlakte van Biano behoort zoals al deze van Zuid-Katanga tot het savanneklimaat. Het bestaat uit talrijke grote resten van een planatieniveau, die bedekt zijn met een grastapijt, maar dichter begroeid dan de huidige steppe. De hoogte, en de aanwezigheid van een dunne zandbedekking (zelden meer dan 15 m) zijn hiervan de oorzaak.

Het merendeel van de terreinvormen zijn thans niet functioneel. De afzettingen die erop voorkomen getuigen ook hier van grote klimaatschommelingen en leveren talrijke bewijzen van morfogenetische aktiviteiten tijdens elke klimaatsfase. Deze schommelingen zelf wisselden nog in intensiteit. Een belangrijk keerpunt in het klimaat situeerden wij, naar analogie met streken van gemiddelde breedte, op de overgang Tertiair-Kwartair; het scheidt de periode, tijdens dewelke de hogere planatieniveaus gevormd werden, van een jongere periode tijdens welke de periferische planaties en diepe insnijdingen plaats vonden.

In het oudste tijdsperiode (Tertiair?) waren de morfoklimatische fasen van een cyclus de volgende:

1. subwoestijnklimaat: vorming van transversale duinen en woestijnvlies, afzetting van dikke cuticulas aan de oppervlakte

van de laterietpantsers, met droogtespleten en naden; andere cuticulas zijn soms verkiezeld. De vlakten zijn met sedimenten overdekt;

2. steppeklimaat: aplanatie zonder gelijktijdige verwering;
3. savanneklimaat: matige chemische verwering, rubificatie, ijzerconcentratie die de vorming van de oorspronkelijke laterietpantsers voorafgaat.

Na de limiet Tertiair-Kwartair heeft zich zulk een veralgemeende humidifikatie van de klimaten voorgedaan dat het arid klimaat verdwenen is.

De kwartaire(?) klimaten schommelen aan weerskanten van het huidig klimaat:

- a) een droger (steppe) en waarschijnlijk kouder klimaat dan het huidige: kringvormige erosie van de afvloeiing; tendens tot opvulling van valleien en ravijnen door slecht gesorteerde sedimenten die hun originele kleur bewaard hebben; aplanatie.
- b) een savanneklimaat: vertikale erosie (met grove residuele sedimenten).
- c) oerwoudklimaat: intense chemische verwering, opvulling van valleien en ravijnen (tamelijk fijne sedimenten met een donkere tint).

De opbouw van een alluviale vlakte tijdens de drogere fasen enerzijds als tijdens de vochtigere fasen anderzijds, en gescheiden door erosieperiodes, leidden tot vorming van twee verschillende soorten van terrassen.

SUMMARY

The Biano plateau belongs, as all plateaus in South Katanga, to the savanna climatic zone. The wide planation surfaces which form it are covered by a grassy mantle thicker, however, than the actual steppe, the causes being the altitude and the presence of a thin cover (rarely over 15 m) of sand.

Most of the landforms are not actually functional. The deposits which are associated to them reveal the existence here too, of ample climatic oscillations, and present several evidences

of morphogenetic activity of each of their phasis. These oscillations have themselves varied in the course of geological periods. An important climatic turning-point which, by analogy to the middle-latitude regions, we have assimilated to the Tertiary-Quaternary limit, separate, in fact, epochs in which were formed the upper planation surfaces and the time nearer to us, which is responsible for the outside degradation surfaces and the deep entrenched valleys.

During the earliest period — Tertiary? — the morphoclimatic phasis of a cycle are the following:

- a) subdesertic climate: formation of transversal dunes, desert varnish, deposit of thick coating of the surface of lateritic iron-stone with dessication cracks and sutures, aggradation and even silcrete.
- b) steppe climate: degradation without concomitant weathering.
- c) savanna climate: moderate weathering, rubefaction, concentration of iron previous to formation of autochtonal ironcrust.

From climatic turning-point onwards, the general humidification of climates is such that the arid climate disappears. The quaternary (?) climates oscillate on both sides of the actual climate.

- a) Climate, drier and probably colder than the actual: areal erosion of rain wash, aggradation of valleys and gullies by badly sorted sediments, which have kept their original color, degradation with planation.
- b) Savanna climate: linear erosion (residual coarse sediments).
- c) Rain forest climate: deep weathering, aggradation of valley and gullies (rather fine sediments darkly colored).

The formation of alluvial sheets during the drier or wetter phasis, limited one from the other by erosion periods, lead to the formation of two terraces different types.

INTRODUCTION

Cette publication expose les résultats de recherches qui se sont étalées de mars 1958 à juillet 1965 avec quelques courtes interruptions dues à des événements politiques.

Ces recherches ont été menées parallèlement sur le terrain et en laboratoire (examen de photos aériennes et analyses des formations corrélatives).

Ce travail constitue la majeure partie d'une thèse qui a été présentée à l'Université de Liège pour l'obtention du titre de docteur en sciences géographiques.

Nous avons été amené à choisir le plateau des Biano comme centre de nos recherches au Katanga parce que celui-ci formait une entité morphologique nette, constituant un excellent échantillon des hauts plateaux sableux du Katanga et susceptible de ce fait de permettre la résolution des problèmes qui leur sont spécifiques. En outre, le plateau des Biano était d'un accès plus rapide et d'une pénétration plus aisée que les autres hauts plateaux.

Dans cette présentation de nos résultats, nous nous sommes efforcé de ne décrire et de ne tenter d'expliquer les phénomènes locaux que dans la mesure où ils procédaient des principes généraux et où ils s'intégraient dans la connaissance des processus morphogénétiques propres aux régions de savane.



PRELIMINAIRES

SITUATION

Le plateau des Biano, immense étendue de près de 10 000 km² en grande partie recouverte de sable, est situé approximativement au centre du Katanga.

Une zone de failles radiales — d'une façon plus concise failles de l'Upemba — parcourt le Katanga méridional suivant une direction SW-NE et le divise en deux parties presqu'égales:

a) à l'est, la zone soulevée, le Haut-Katanga comprend le plateau des Kibara, le plateau des Biano et le plateau des Kundelungu (*fig. 1*). Ceux-ci forment respectivement le sommet et les côtés occidental et oriental d'un angle dont la partie centrale est occupée par la plaine de la Lufira et vers le sud par l'alignement des monts Koni et des monts Dipompa. Cet ensemble vient se raccorder plus au sud à la dorsale Congo-Zambèze par l'intermédiaire des plateaux de la Manika (sud-ouest de Kolwezi) de la Kando (sud-ouest de Likasi) et des surfaces élevées de Lubumbashi.

b) la zone occidentale abaissée: le plateau de Kamina forme l'essentiel de cette zone. Il est séparé de la zone des failles par la grande dépression du Kamolondo, allongée dans une direction parallèle à celle des failles.

LES GRANDS TRAITS DU RELIEF

I. LE PLATEAU DES BIANO

A. Le Haut-Plateau

Le voyageur qui traverse le plateau des Biano a l'impression de parcourir une immense surface plane. Rien n'arrête le regard si

ce n'est, dans le lointain, le sommet des arbres qui dissimulent une tête de vallée, végétation forestière dense, en relation avec l'humidité des sources.

Un observateur voit apparaître à côté de grandes superficies réellement planes, plus ou moins élevées, des surfaces en pente douce au centre du plateau, légèrement plus accentuée sur les rebords et, loin de la route, des vallées mollement dessinées ou brutalement encaissées, voire même de profondes et larges dépressions à fond plat et versants raides.

Sauf vers le sud, la *limite topographique du plateau* est toujours marquée par une pente très raide, souvent même par un abrupt:

vers l'est, du côté de la dépression de la Lufira, (*fig. 1*), cet abrupt vient tronquer brutalement les surfaces planes à une altitude qui se maintient entre 1 550 et 1 575 m depuis le versant de la Ninga jusqu'aux confins septentrionaux, y compris dans les échancrures de la Pande et de la Dipeta. Dans cette région, la hauteur de l'abrupt peut atteindre 450 m, et est couronné par une corniche;

vers l'ouest, c'est-à-dire vers le Lualaba, le haut plateau est aussi très bien individualisé: les vallées qui marquent sa limite suivant une direction SSW-NNE, ont des versants très raides, et se relayent depuis Nzilo jusqu'à la latitude de Lubudi (*fig. 1*). Le versant est interrompu par la vaste trouée de la Kalule Sud, puis réapparaît au N sous la même forme que du côté Lufira;

vers le sud, au contraire, le plateau se rattache par des pentes très douces à la dépression qui le sépare des plateaux de la Manika et de la Kando.

Des observations plus poussées, de même que l'analyse des cartes topographiques (1) et des photos aériennes, révèlent la complexité du relief.

(1) Cartes topographiques au 1/100 000e (agrandissement du 1/200 000e). La couverture du Katanga méridional a été établie par les soins du Comité spécial du Katanga. Elle est subdivisée en « degrés carrés ». Nous utilisons ici les degrés de Bukama, Mokabe, Ruwe, Kambove. Certaines de ces cartes (Ruwe et Kambove notamment) ont été revisées par photogrammétrie aérienne, et sont très précises. L'équidistance y est de 25 m.

L'incision vigoureuse de la Kalule Nord a donné naissance à une profonde vallée qui divise le plateau en deux parties au paysage assez peu différent, surtout sur les surfaces élevées.

a) *le plateau méridional*

Il est extrêmement large (plus de 100 km) et fort élevé (plus de 1 600 m) dans deux régions marginales: celle des sources de la Katentania et de la Muvumai à l'ouest et celle de la Haute Kalule Sud à l'Est.

Entre ces deux régions, s'étale un immense ensellement où le plateau est morcelé et abaissé par la Katentania et la Ditanto. Ce morcellement laisse subsister des fragments de surfaces assez vastes (20 km entre la Kalule Sud et la Katentania) où la pente est nulle ou extrêmement faible.

Vers l'Ouest, au-delà de la Muvumai, le plateau s'élève graduellement jusqu'à 1 650 m en une série de paliers (surfaces d'aplanissement qui seront analysées en un chapitre ultérieur p. 29).

Vers l'Est, le plateau se relève aussi: il atteint 1 700 m d'altitude en deux diverticules qui encadrent la vallée de la Pande. Ces diverticules offrent tous deux les mêmes sommets remarquablement plans, limités de trois côtés par des ruptures de pente.

La largeur de ces extrémités de plateau est très réduite par endroit par suite de l'entaille de la Dipeta et de ses affluents, des affluents de la Pande et de ceux de la Ninga.

L'érosion d'une de ces rivières a même réussi à isoler une butte (1 700 m) qui prolonge le plateau septentrional (secteur Kisiba Salabwe (1) et lui est rattaché par un col très étroit (jamais plus de 200 m de large).

b) *le plateau septentrional*

Ce plateau s'allonge d'un seul bloc, large en moyenne d'une douzaine de kilomètres, de direction SW-NE.

(1) Pour localiser les faits décrits et étudiés dans ces régions peu habitées, nous utilisons: soit les noms de « secteurs » des élevages Grelco, soit le nom de quelques rares colons (ferme Schools, carrière Moulaert), soit le nom de quelques petites localités (Lubudi, Tenke) ou missions (Mokabe, Kansenia).

Vers le nord, la Luingila, en s'encaissant, le divise en deux tronçons allongés et parallèles. Ces derniers sont limités vers le N-E par le versant raide de la basse Lufira.

L'altitude y atteint parfois 1 650 m (sources de la Luingila et de la Gulungu).

Ce plateau est plus disséqué que le plateau méridional: les ruisseaux des deux bassins s'enfoncent rapidement, leurs vallées très rapprochées donnent au bord du plateau une allure festonnée.

Les surfaces sommitales présentent une grande parenté de caractères avec ceux du plateau méridional: planitude, grande étendue.

B. Les Régions du Pourtour

Entre la région dénommée « plateau des Biano » et les deux grandes dépressions qui le bordent, le départ n'est pas toujours également facile à faire.

En dehors des abrupts qui limitent le haut-plateau, existent des régions qui lui sont étroitement associées.

a) *La vallée de la Pande*

Elle s'avance à l'intérieur du haut plateau en une profonde échancrure longue de 80 km.

Le fond, large (5 km en moyenne) et peu accidenté, se rattache aux versants par un angle basal très net. Quelques buttes résiduelles dominent le paysage.

Les versants présentent deux parties distinctes: une corniche à paroi verticale surmonte la partie inférieure en pente forte (40°).

La pente longitudinale est très faible: l'altitude ne diminue que de 300 m depuis le fond de la dépression de la Pande (mission de Kansenia) jusqu'au débouché dans la dépression de la Lufira (fig. 1).

b) *Le rebord occidental*

Ce rebord du plateau est formé, au-delà de l'abrupt, par une série de crêtes et de dépressions qui rappellent le relief appala-

chien. Leur orientation est SW-NE: elles s'allongent parallèlement au bord du plateau, et le séparent de la zone des failles de l'Upemba.

La dénivellation entre les fonds et les crêtes est variable: l'ordre de grandeur est de 100 à 300 m.

Le sommet des crêtes s'élève d'ouest en est jusqu'au bord du plateau.

Un abrupt sépare cet ensemble du fond de la dépression du Lualaba. Il présente deux directions conjugées qui correspondent à celles des failles: SW-NE ou franchement S-N.

c) *La région de Lubudi:*

Cette région présente une topographie beaucoup plus diverse. De larges collines s'allongent entre des dépressions à fond presque plat, grandes dolines.

A l'est de cette zone à larges collines, on peut suivre le bord d'une cuesta festonnée toujours très nette dont le front est fort élevé. Au nord de la Gulungu, c'est le front de cette cuesta qui marque le bord du plateau sableux.

Ces trois régions ne s'intègrent ni dans la plaine de la Lufira, ni dans celle du Lualaba. Leur morphologie est en relation étroite avec celle du plateau des Biano. Leur réseau hydrographique est tributaire de ce dernier.

Leur altitude moins élevée, la disparition des sables, et des grandes surfaces d'aplanissement en font, malgré tout, des entités « extérieures » au plateau.

II. LE CONTEXTE KATANGAIS

A. Le Plateau des Kundelungu (fig. n° 1)

Ce plateau est plus étendu encore, et plus massif que celui des Biano. Les altitudes les plus élevées atteignent 1 770 m. (Le plateau des Biano culmine vers 1 700.)

Sur les cartes topographiques et les photos aériennes, on décèle de nombreux points communs entre les deux plateaux:

— surfaces sommitales planes, très vastes et recouvertes de sable;

- versants très raides vers la dépression de la moyenne Lufira;
- entailles de vallées pénétrant à l'intérieur du plateau (la Lofoi, par exemple), mais moins nombreuses et moins profondes que sur le plateau des Biano.

Le soubassement antécambrien est formé de roches rapportées au système du Kundelungu (groupe du Katanga, voir stratigraphie de ce groupe p. 20). Les couches supérieures, subhorizontales, coiffent les versants de corniches comparables à celles qui dominent les Biano.

Le relief s'infléchit brusquement vers le Luapula, tributaire important du Lualaba, dont les eaux alimentent le lac Moero.

Le plateau des Kundelungu et la dépression du Luapula-Moero constituent la partie orientale du Katanga méridional soulevé.

B. La Partie Occidentale du Massif Soulevé

Outre le plateau des Biano qui en constitue le centre, cette zone occidentale comporte:

a) au sud du plateau des Biano:

— le plateau de la *Manika* (1), à l'ouest, beaucoup moins étendu. L'altitude n'y dépasse 1 600 m que dans la partie centrale assez plane et également couverte de sable.

— le plateau de la *Kando*, (2) à l'Est, plus disséqué. Les affluents du Lualaba et de la Dikuluwe y découpent des vallées profondes. Un peu de sable y est conservé sur les surfaces planes des sommets.

b) au nord du plateau des Biano: le plateau des *Kibara*, appelé aussi « monts Kibara » à cause de son altitude élevée (les sommets dépassent 1 850 m), et de son relief disséqué.

Sauf en quelques plages, les sables et même le Kundelungu tabulaire ont disparu, laissant apparaître le socle kibarien. Les surfaces supérieures sont planes, mais attaquées sur les bords par les incisions d'un réseau hydrographique très dense et vigoureux.

(1) Le terme *Manika* couvrait sur certaines cartes anciennes tous les reliefs élevés depuis le S.W. de Kolwezi jusqu'aux Monts Kibara. On lui réserve actuellement un sens plus restreint.

(2) Nous lui donnons ce nom, car il n'en possède pas dans la toponymie locale. La *Kando* y prend sa source.

Le pourtour et quelquefois le centre du plateau présentent de ce fait, un paysage différent de celui du plateau des Biano ou des Kundelungu: hautes collines à sommets plats ou arrondis, larges morceaux de surfaces d'aplanissement séparés par des dépressions profondes de 200 et 300 m et plus, dont les bords sont souvent escarpés.

L'érosion différentielle y est plus poussée: la structure complexe laisse apparaître les contournements de ses couches.

C. La Dépression de la Lufira

Cette immense dépression (environ 200 km de long), à pentes très faibles, est divisée en deux paliers par l'arc des Monts *Dipompa-Koni*.

Les chutes Kiubo servent de niveau de base au réseau hydrographique du palier inférieur. La Dikuluwe, la Bunkeya et la Lufira moyenne sont les axes principaux du réseau de ce palier. Les chutes Cornet séparent deux biefs calmes de la Lufira: elles constituent le niveau de base partiel le plus élevé de cette rivière, dont les affluents drainent une partie de la pente nord de la dorsale Congo-Zanbèze.

Les rivières s'encaissent très peu dans les vastes plaines alluviales: les vallées n'apparaissent dans le paysage que grâce à des levées naturelles.

De part et d'autre de la plaine alluviale de la Lufira, des surfaces d'aplanissement s'étalent jusqu'au pied des versants des deux plateaux. De nombreuses buttes résiduelles, à versants raides, dominent ces surfaces.

Les Monts Dipompa, série de crêtes et de dépressions de type appalachien (J. MAMMERICKX [52]) séparent les deux paliers au S.W. Les Monts Koni, moins élevés et moins massifs, prolongent les Dipompa vers l'Est.

D. Le Plateau de Kamina

Plateaux et dépression présentent de chaque côté des failles une parenté remarquable: la surface de Kamina culmine vers 1 100 m seulement, mais on y retrouve les vastes étendues planes qui forment le paysage des plateaux élevés, et le manteau sableux qui les recouvre.

L'encaissement des vallées y est beaucoup moins important: le niveau de base est souvent fort éloigné et l'altitude moins élevée.

E. La Dépression du Kamolondo et la Zone Faillée

Le plateau de Kamina est séparé de la grande faille de l'Upemba par une large dépression à fond plat et marécageux.

Au sud de Bukama, cette zone est constituée par de vastes aplatissements.

Au nord de cette ville, dans la région des lacs (*fig. 1*), le fond est couvert par les alluvions du Lualaba. Ces derniers n'ont pu suffire au comblement de la zone en voie d'affaissement. Quelques collines trouent la nappe d'alluvions. C'est dans la partie nord de cette zone, région mal drainée appelée « dépression du Kamolondo » que se mélangent les eaux du Lualaba et de la Lufira.

La faille de l'Upemba entraîne l'apparition d'un abrupt de 200 à 300 m, toujours très net.

Dans ce contexte, le plateau des Biano apparaît donc comme un élément central:

1. il est symétrique du plateau des Kundelungu par rapport à la grande dépression de la Lufira et également sableux;
2. il constitue un maillon de la chaîne des plateaux qui forment la partie occidentale de la région soulevée et qui vont en s'élevant du sud au nord;
3. il prolonge, au-delà de la zone de failles, le plateau de Kamina resté en contre-bas et présente comme lui de vastes surfaces d'aplatissement.

LE SOUBASSEMENT ANTECAMBRIEN

I. STRATIGRAPHIE

Dans la région étudiée, les roches appartiennent soit au soubassement antécambrien, soit à des formations continentales secondaires ou tertiaires.

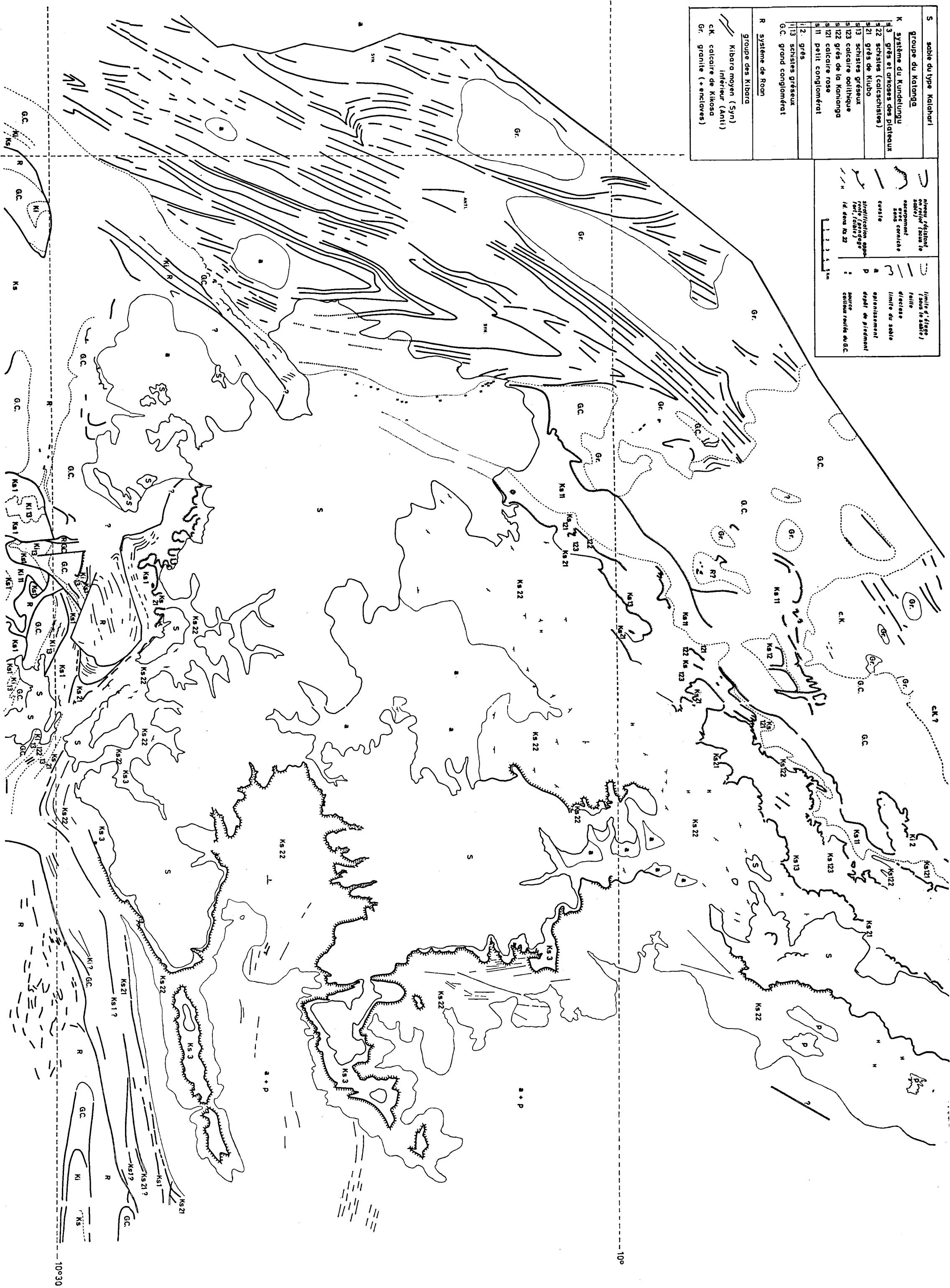


FIG. 4. — Carte géologique.



La stratigraphie du Secondaire et du Tertiaire est tellement liée aux problèmes morphologiques qu'elle ne sera pas traitée dans les préliminaires. Elle fera l'objet d'un chapitre particulier.

Le soubasement antécambrien se rapporte à deux groupes:

- le groupe du Katanga ou *Katanguien*;
- le groupe des Kibara ou *Kibarien*.

Le groupe des Kibara est nettement plus évolué. Le groupe du Katanga repose sur le Kibara par un poudingue de transgression que l'on peut observer à proximité de l'entrée des gorges de Nzilo: galets jointifs et assez volumineux (souvent plus de 20 cm de diamètre).

Dans d'autres régions du Katanga, notamment dans les grandes vallées au sud du plateau de Kamina, on a pu distinguer un socle antékibarien grâce à la nature des roches et au caractère plus profond du métamorphisme. Ce socle n'apparaît pas dans la région cartographiée.

A. Le groupe des Kibara ou Kibarien

Ce groupe est subdivisé en trois séries (supérieure, moyenne et inférieure).

Dans la partie occidentale du plateau des Biano, le Kibara affleure dans le grand massif appalachien, découpé par les affluents de la rive droite du Lualaba: ce massif est connu sous le nom de Massif de Nzilo (*fig. 4*).

Dans cette région, le Kibara supérieur manque. Les 2 autres séries comportent (A. MOUREAU) [60].

Série moyenne (K₂)

K_{2c} Etage supérieur : Alternance de grès et de schistes.

K_{2b} Etage moyen : Grès et grès quartzitiques.

K_{2a} Etage inférieur : Alternance de poudingues, grès et schistes.

Série inférieure (K₁)

K_{1c} Etage supérieur : Phyllades gréseux rouges, alternant avec bancs de grès et de quartzites.

K_{1b} Etage moyen : Poudingue à ciment phylladeux.

K_{1a} Etage inférieur : Phyllades et quartzophyllades avec bancs de quartzites.

Dans la région située entre Lubudi et Luena, du calcaire a été reconnu, qui a reçu le nom de « calcaire de Kikosa » (P. GROSEMANS) [36]. Ce sont des calcaires cristallins et des calcaires à silicates traversés par des filons pegmatitiques.

Ce calcaire a été considéré jusqu'à présent comme appartenant à la partie inférieure du Kibara. Des observations récentes ont montré qu'il s'agissait en fait, d'une boutonnière de socle antékibarien (J. BELLIERE [6]).

Dans les zones déprimées de la partie septentrionale, affleure un granite de composition très homogène: granite calco-alcalin à biotite et phénocristaux de microcline.

Des reliefs subsistent dans ces dépressions: ce sont des lambeaux sédimentaires métamorphisés (quartzites métamorphiques, micaschistes, amphibolites).

Ce granite affleure uniquement dans les massifs kibariens. On n'en trouve jamais dans les roches du groupe du Katanga.

B. Le groupe du Katanga ou Katanguien

Le groupe réunit l'ensemble des roches antécambriennes qui reposent en discordance sur le Kibarien. Il est divisé en deux systèmes:

- le système du *Kundelungu*, au sommet;
- le système du *Roan*, à la base.

L'échelle stratigraphique suivante a été établie lors d'une réunion de la société géologique d'Afrique Centrale qui eut lieu en 1960. Elle est adoptée par les géologues qui travaillent actuellement au Katanga (G. DEMESMAEKER, A. FRANÇOIS, R. OOSTERBOSCH. [25]).

a) Le Roan:

Comporte trois séries: supérieure, moyenne et inférieure. La série *moyenne* est connue sous la dénomination « Série des Mines ».

Roan supérieur (R_s)

R_{s2} Etage de Mwashya:

R_{s22}: Mwashya supérieur: schistes siliceux souvent gréseux à la base. Localement conglomérat tillitique à la base.

R_{s21} : Mwashya inférieur: dolomies à cherts avec horizons d'oolithes silicifiées et de jaspes.

R_{s1} Etage inférieur:

R_{s12} : Assises de la Mofya et de la Dipeta supérieure: alternance de schistes psammitiques et de roches carbonatées (dolomies et calcaires).

R_{s11} : Grès feldspathiques (schistes psammitiques à la base. Assise dénommée R.G.S. (1). (Roches gréso-schisteuses.)

Roan moyen (R_m)

R_{m3} :

Dolomie.

Alternance de dolomies argileuses et de schistes dolomitiques (C.M.N.: calcaires à minéraux noirs).

R_{m2} :

Schistes dolomitiques (S.D.).

R_{m1} :

R_{m13} : Dolomie siliceuse (R.S.C.: Roches siliceuses (2) cellulaires).

R_{m12} : Schiste siliceux finement stratifié (R.S.F.: Roches siliceuses feuillettées).

R_{m11} : Grès argileux dolomitique (R.A.T. grises: Roches argilotalqueuses grises).

Roan inférieur

Argilites microgréseuses avec à la base une arkose (R.A.T.: Roches argilotalqueuses).

Les couches du Roan affleurent dans les dépressions qui bordent le plateau au sud: depuis le massif de Nzilo, dans la dépression de la Ngule jusqu'aux Monts Dipompa.

(1) Ces sigles sont employés par les géologues de l'Union Minière et ont acquis droit de cité, car elles simplifient l'échelle stratigraphique très complexe du Roan.

(2) Silicification conséquente à l'altération des couches supérieures et qui ne se retrouve pas à grande profondeur, notamment dans les sondages de prospection.

b) *Le Kundelungu*

Est subdivisé en deux séries: supérieure et inférieure.

Kundelungu supérieur (K_s)

K_{s3} Etage supérieur:

Grès et arkoses des plateaux.

K_{s2} Etage moyen:

K_{s22}: Schistes gris-violacés à stratification souvent fine, irrégulière, lits de calschistes gris-bleuâtres. Interstratifiés dans ces schistes: ensembles de bancs de grès d'épaisseur variable. Les plus importants sont les « grès de Lungea » (entre 10 et 30 m).

K_{s21}: Grès de Kiubo: grès en gros bancs gris violacé.

K_{s1} Etage inférieur:

K_{s13}: Alternance de schistes gréseux et de grès argileux fins.

K_{s123}: Calcaire souvent oolithique.

K_{s122}: Grès calcaieux (Assise de Kanianga) — grès rouges à grain fin en bancs minces.

K_{s121}: Calcaire rose (calschiste rose en dalles et calcaire gris).

K_{s11}: Petit conglomérat (tillite rouge).

Kundelungu inférieur (Ki)

Ki₂ Etage supérieur:

Grès grossier sombre, un peu calcaieux quand il est altéré.

Ki₁ Etage inférieur:

Ki₁₃: Grès argileux fin.

Ki₁₂: Alternance de bancs de grès fins et schistes gréseux. (1)

Ki₁₁: Tillite du Grand Conglomérat à éléments d'origine kibérienne pouvant atteindre 1 m³. Ciment argilo-sableux gris-vert (se distingue du petit conglomérat par la grosseur de ses éléments et par la teinte verte de la matrice).

(1) Le calcaire de Kakontwe (Ki₁₂) qui constitue un excellent refère dans les faciès méridionaux, n'existe plus dans la région du plateau des Biano (A. FRANÇOIS, Communication orale).

Le Kundelungu est extrêmement étendu en surface; il constitue le soubassement du centre et de la partie orientale du plateau sableux. En dehors de ce plateau, il forme le sous-sol de la région de Lubudi et de Mokabe-Kasari.

Il affleure dans le versant oriental et dans les grandes dépressions qui le découpent (Dipeta, Pande).

Il réapparaît dans le rebord méridional.

Sous la couverture sableuse, on peut déceler sa présence en de nombreuses vallées et ravins d'érosion.

Dans cette stratigraphie, les repères paléontologiques font défaut. L'échelle est basée sur des caractères lithologiques: certains niveaux ont des caractères constants et servent d'horizons-repères. C'est le cas pour les tillites du Kundelungu, notamment, qu'on retrouve dans tous les faciès et qui servent de base aux séries (1).

La limite entre les systèmes du Kundelungu et de Roan a été placée à la base de la tillite de très grande épaisseur, dénommée « Grand conglomérat ».

L'épaisseur des niveaux est fort variable d'un point à l'autre du plateau. Certains niveaux viennent même à manquer: dans la zone de Lubudi (chutes de la Kalule Sud), le « Petit conglomérat » n'est séparé du « Grand » que par un grès grossier (K_{12}).

M. A. FRANÇOIS nous a signalé dans les faciès méridionaux (versant de la Ninga), un horizon de grès feldspathique (dénommé grès de Kikolwezi) qui vient s'interstratifier dans le Grand Conglomérat. Nous avons observé dans les faciès septentrionaux un niveau résistant, interstratifié de la même façon — mais localement.

Les étages sont rarement composés d'un seul horizon très net, comme le grès de Kiubo par exemple. Ils sont souvent formés d'alternance de laies plus ou moins fines: quartzites avec quart-zophyllades ou quartzites à grain fin avec niveau conglomératique et bancs phylladeux (dans le Kibara), dolomie argileuse avec schistes dolomitiques (dans le Kudelungu).

(1) M. L. CAHEN groupe la série de Mwashya (sommet du Roan) et le Grand Conglomérat en un système spécial: le système de Grand Conglomérat et de Mwashya. Nous préférons employer l'échelle stratigraphique utilisée dans les cartes et documents dont nous disposons.

I. TECTONIQUE

Les roches qui forment le soubassement antécambrien ont été déformées par des orogenèses importantes. La première est à l'origine du relief appalachien du massif kibarien, la seconde est celle qui a affecté le groupe du Katanga et qui a reçu la dénomination de « Lufilienne ».

A. Tectonique du groupe des Kibara

Le Kibara est fortement plissé. L'axe des plis est NNE-SSW (*fig. 2 et 3*). Ils sont droits, parfois isoclinaux. Les bancs résistants tracés sur la carte géologique soulignent l'allure synanticlinoriale du Kibara.

La partie occidentale (voisine de la dépression du Lualaba), est formée par un immense synclinal (*fig. 4*): le Kibara moyen (quartzite) affleure au cœur du pli dont les flancs sont formés de Kibara inférieur (quartzophyllades et phyllades). L'axe de ce large pli synclinal se relève vers le nord.

A l'est de cette zone, s'allonge un deuxième synclinal parallèle au premier. Le nez de ce synclinal vient buter contre une masse de granite qui s'est mise en place dans la région septentrionale du massif kibarien.

B. Tectonique du groupe du Katanga

La tectonique du Kundelungu et du Roan est extrêmement complexe au sud du plateau des Biano. Au contraire, les couches du Kundelungu qui affleurent au nord et à l'est du plateau sont subhorizontales ou faiblement inclinées.

M. A. FRANÇOIS a tracé la limite méridionale de la région « tabulaire » sur une carte générale du Katanga.

Dans la région étudiée, les terrains qui n'ont pas été fortement affectés par la tectonique lufilienne sont de loin les plus étendus en surface. Ce fait a une incidence remarquable sur la géomorphologie:

1. les nouveaux résistants subhorizontaux fournissent le matériel des corniches qui dominent les grandes dépressions;
2. il explique la grande extension de certains niveaux. Des

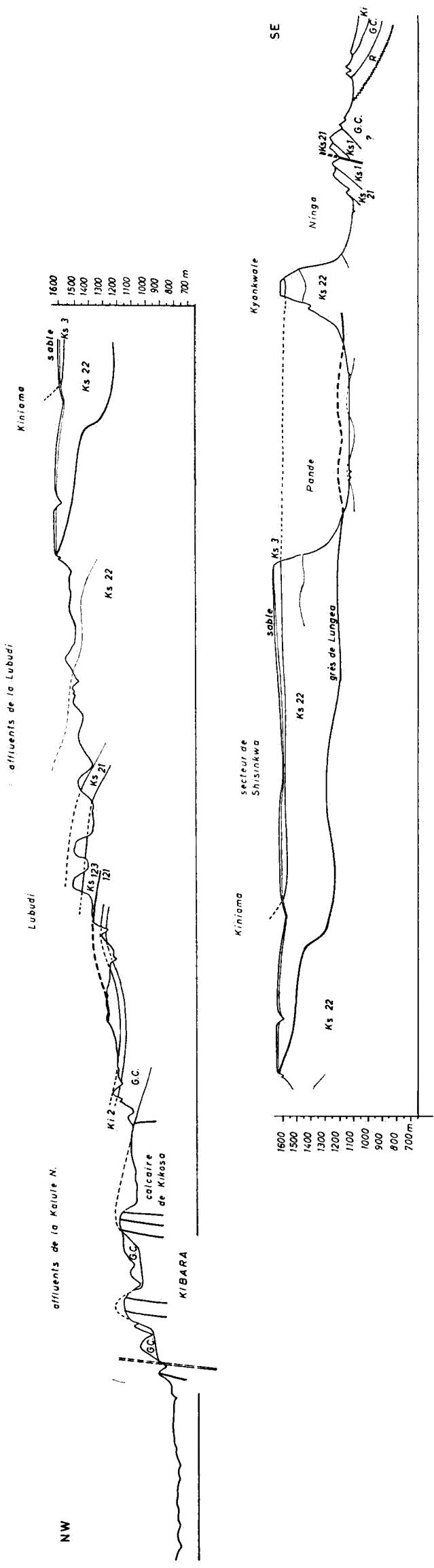


FIG. 2. — Coupe topographique et géologique de direction NW-SE.

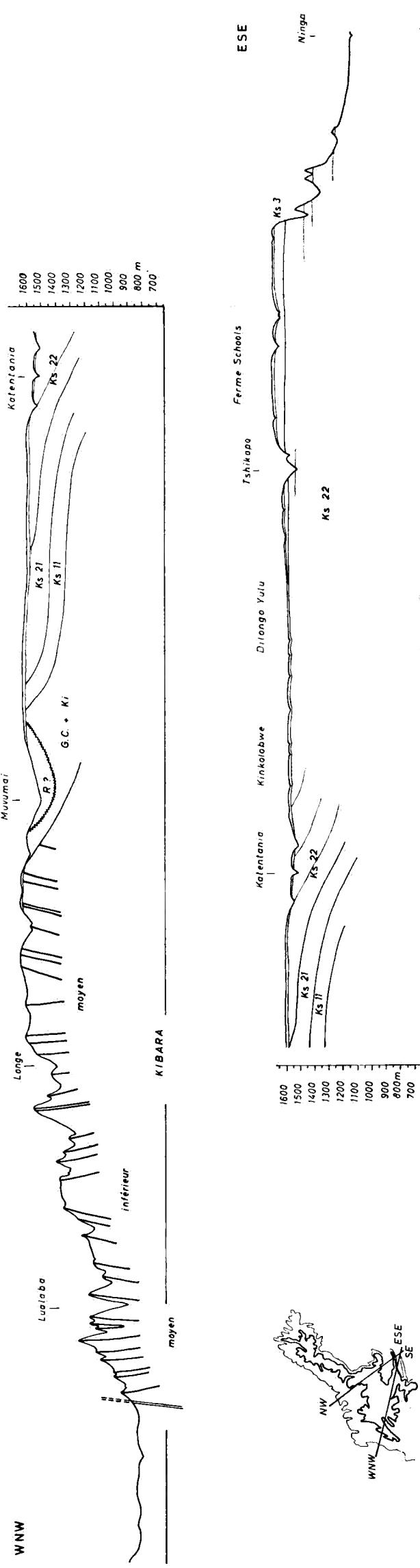
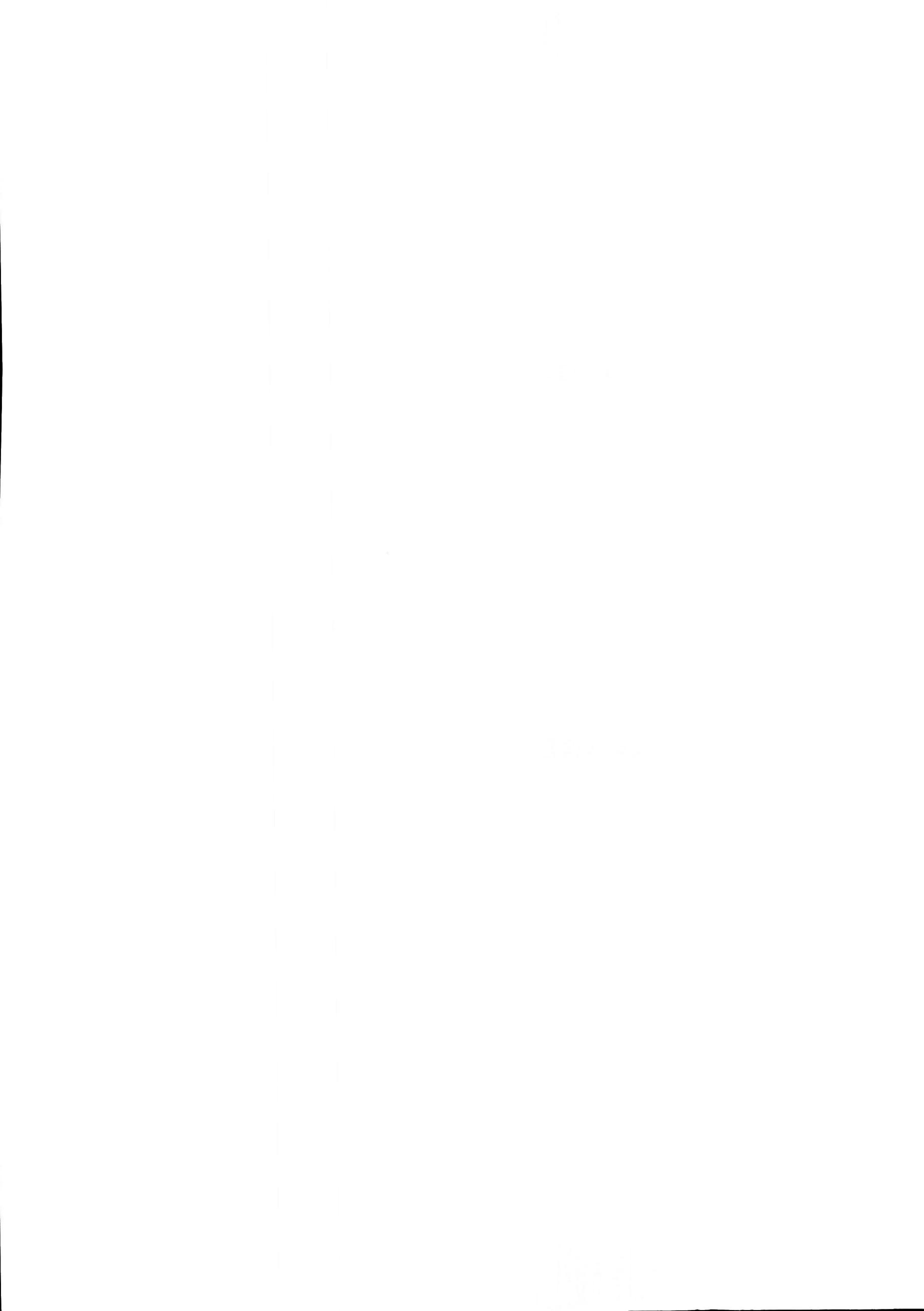


FIG. 3. — Coupe topographique et géologique de direction WNW-ESE.



phénomènes, liés à la structure, peuvent ainsi se reproduire dans des régions très éloignées l'une de l'autre.

Le passage du Kundelungu tabulaire au Kundelungu plissé est progressif du sud au nord:

1. dans la région de Lubudi, et sur le plateau septentrional le pendage est faible et reste sensiblement le même depuis le Grand Conglomérat qui repose directement sur le Kibara (car le Roan est absent de cette région) jusqu'aux grès de Lungea qui forment l'entablement dur du plateau septentrional.

Cette structure subhorizontale est particulièrement visible dans le K_{s22} , (alternance de schistes micacés et de calschistes). La tranche de ces couches apparaît dans les versants des nombreuses vallées et des petits replats d'origine structurale correspondent au sommet de chaque couche un peu plus résistante. Cette disposition permet de constater que la structure, de subhorizontale dans la région de Lubudi, passe à franchement horizontale à l'est du plateau septentrional.

2. Dans la vallée de la Pande, les grès des plateaux, les bancs schisteux sous-jacents et les grès de Lungea, ont des pendages assez souvent voisins de 10° . A la latitude de cette grande vallée, le Kundelungu n'est pas souvent visible sur le haut plateau. Quelques mesures dans des fonds de vallées où le socle apparaît, ont donné des valeurs du même ordre de grandeur.

3. Dans les affleurements méridionaux de Kundelungu, réapparaît le K_{s22} caractéristique: ses fines laies de schistes affleurent sur le versant nord de la Ngule et de la Ninga. Il permet de constater que le pendage a encore augmenté.

4. Le passage du Kundelungu tabulaire au Kundelungu plissé se fait au niveau du Kundelungu supérieur. La variation dans le pendage des couches est très aisément déceler sur les photos aériennes. Dans le fond de la dépression de la Ninga, cette série (K_s) est affectée de plis de directions est-ouest.

Le passage du tabulaire au plissé est matérialisé sur la coupe de direction NW - SE, de la Ninga à la Pande (fig. 2).

Le groupe du Katanga a subi un plissement intense dans une région qui a reçu le nom d'« arc plissé katangais ».

La région qui va du Massif de Nzilo aux Monts Dipompa, appartient au secteur ouest de cet arc.

Les géologues qui ont étudié en détail la tectonique complexe de l'arc katangais, ont réussi à élucider de nombreux problèmes, grâce à des sondages parfois très profonds.

La zone plissée du secteur ouest (A. FRANÇOIS [25]) est... caractérisée par une nappe de charriage qui a progressé vers le nord. Ce charriage a affecté tout le système du Roan, le Kundelungu inférieur (Ki) en entier et la base du Ks (Ks_1). Il semble s'être terminé avant le dépôt des grès de Kiubo (Ks_{21}). Les terrains autochtones qui affleurent par endroit, sont affectés de plis réguliers. Dans le massif charrié, au contraire, le Roan, notamment, est toujours très fortement disloqué et les séries sont séparées par de grandes failles. Le Roan moyen surtout, se présente sous forme d'écaillles intercalées dans le Roan supérieur ou inférieur (1).

Selon A. FRANÇOIS, le charriage est contemporain de la phase de sédimentation du Kundelungu.

C. Tectonique post-lufilienne

Parmi les déformations ultérieures du bâti antécambrien et de ses couvertures secondaires et tertiaires, on doit citer:

- une grande faille radiale qui a soulevé le massif oriental. La direction est variable;
- 2 systèmes de directions conjuguées: NNE-SSW; NNW-SSE;
- une direction franchement NE-SW, qui caractérise le plus long tronçon (*fig. n° 4*).

Cette faille a un rejet d'au moins 600 m. Elle est postérieure au dépôt des sables originels qui couvraient les plateaux.

III. LES NIVEAUX RÉSISTANTS

Les variations de structure introduisent dans le paysage des différences morphologiques liées à des variations dans la disposition et la répétition des niveaux résistants. On observe de tels niveaux dans tous les étages des deux groupes.

(1) Cette disposition s'explique par le fait que le Rm est une formation compétente entourée par des formations incomptentes (le Rs, c'est-à-dire le Mwashya, et le Ri, c'est-à-dire les R.A.T.).

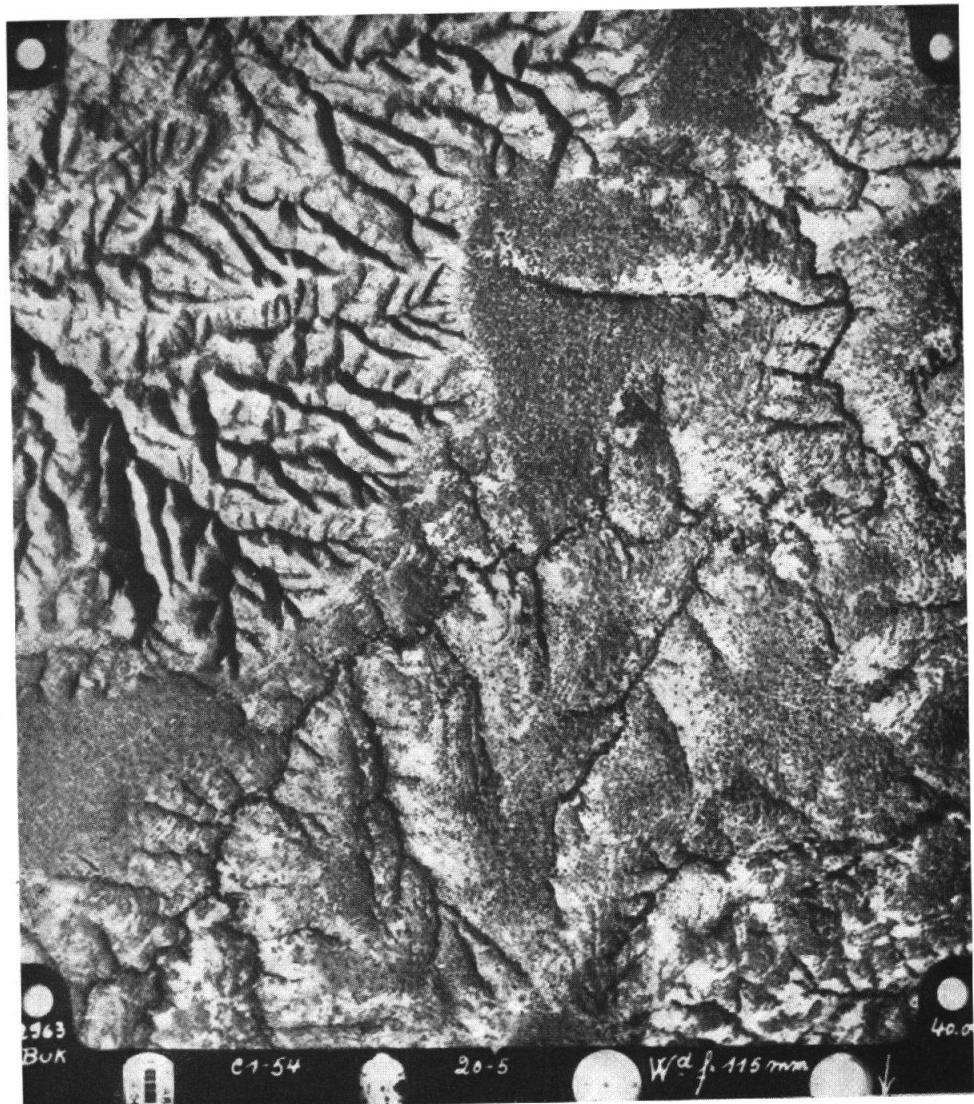


FIG. 5 — Trois aspects des schistes et des calcschistes du Ks_{22} ; a) le parties unies centrales sont des fragments de surfaces d'aplanissement ou de pentes douces. b) le bassin de la Kalule Nord, au NW est faiblement disséqué; de petites banquettes de calcschiste sont finement dégagées par le ruissellement. Pendage vers le SE très visible. c) le bassin de la Dipeta, au SE, est attaqué à partir d'un niveau de base plus bas (300 m en-dessous des surfaces supérieures). Forte densité du réseau. Légère influence des diaclases (direction SW-NE).

Les niveaux résistants, tels que nous les observons sur le plateau des Biano, peuvent être formés:

- soit d'une assise homogène relativement dure;
- soit d'une association lithologique où des laies de roches tendres sont intercalées dans un plus grand nombre de bancs plus durs. L'ensemble constitue un horizon plus ou moins épais, plus résistant que la moyenne des couches environnantes.

Ces niveaux résistants ont été reconnus et cartographiés sur la carte géologique (*fig. n° 4*), destinée à servir de base à l'étude géomorphologique. Ils sont souvent très continus dans le Kibarien et le Kundelungu tabulaire. Dans le Roan et le Kundelungu plissé au sud, au contraire, ils sont tronqués en surface par des failles qui délimitent les écailles.

Dans le *Kibarien*, les bancs les plus durs sont situés dans la série moyenne, ce sont principalement les quartzites à bancs conglomératiques de cette série. Certaines crêtes sont formées par des quartzites grossiers du Kibarien moyen, plus résistants que les bancs voisins de quartzites micacés en bancs minces.

Dans la série inférieure, les quartzophyllades forment l'armature de crêtes qui dominent les dépressions à phyllades fins micacés très altérés.

Dans le *Roan*: La roche qui a le mieux résisté, est le conglomérat de Mwashya. Il repose souvent sur des dolomies ou des schistes.

Dans le *Kundelungu inférieur*: le Grand Conglomérat apparaît comme banc résistant dans les faciès méridionaux; là où les grès de Kikolwezi sont interstratifiés: cet ensemble constitue alors le niveau le plus résistant du Kundelungu inférieur.

Dans la même région, là où le Kundelungu inférieur est représenté dans son entiereté, on peut suivre un deuxième niveau dur: celui des grès du Ki₂ (grès grossier en gros bancs).

Dans le *Kundelungu supérieur*: cette série est principalement représentée dans les régions à structure tabulaire: les niveaux résistants y forment des entablements ou des fronts de cuestas: ce sont, de haut en bas:

- les grès des plateaux,
- les grès de Lungea;
- les grès de Kiubo,
- les grès de la Kanianga.

Ces niveaux sont toujours épais et bien individualisés entre des zones de schistes ou de calcschistes.

IV. SOURCES CARTOGRAPHIQUES

Tant pour la stratigraphie que pour le dessin de la carte géologique, nos sources ont été les suivantes:

1. Cartes

- a) carte géologique au 1/200 000^e publiée par le Comité Spécial du Katanga en exemplaires couvrant un degré carré. Le degré carré de Mokabe-Kasari a été revu récemment. Sur les autres cartes, la précision ne vas pas au-delà de la *série*,
- b) carte au 1/500 000^e de A. FRANÇOIS pour tout le Katanga méridional à l'est du Lualaba, publiée par ses soins au Service Géologique de l'Union Minière à Jadotville,
- c) carte au 1/100 000 de la dépression de la Ngule (Roan et Kundelungu plissé et faillé): document cartographique encore inédit établi par A. FRANÇOIS. L'auteur nous a aimablement communiqué le résultat de ses recherches personnelles.

2) Articles et Mémoires

Publient des cartes locales ou des levés portant sur des étages en particulier:

- a) calcaires de Kikosa (P. GROSEMANS) [36],
- b) le Kibarien dans la région de Nzilo (A. MOUREAU 1958),
- c) les étages cuprifères (série des mines) (G. DEMESMAEKER, A. FRANÇOIS, R. OOSTERBOSCH) [25].

3) Les photos aériennes

Celles-ci nous ont été d'un grand secours, car la région du plateau des Biano a toujours été négligée sur les cartes géologiques, et nous avons été forcés de recourir à la photogéologie pour tracer (ou tenter de tracer) l'extension des différents niveaux dans la région qui nous intéressait.

Cette cartographie originale repose:

1^o sur les articles précités;

2^o sur des stratigraphies communiquées oralement par M. A. FRANÇOIS (bordure sud de la région de la Ngule et de la Ninga), par M. P. DUMONT (bordure nord-est: Mokabe-Kasari), MM. J. VAN DE STEEN et J. BELLIÈRE (bordure nord-ouest, région de Lubudi); M. BELLIÈRE a bien voulu en outre, aller reconnaître la stratigraphie du massif kibérien dans sa partie médiane (parallèle de Longe);

3^o sur des reconnaissances que nous avons effectuées sur le terrain.

Outre les niveaux résistants cités plus haut, d'autres associations lithologiques sont aisément identifiables pour autant qu'elles soient le siège d'une érosion linéaire suffisante par opposition aux aplatissements, qui semblent pétrographiquement homogènes (c'est pourquoi ils ont été reportés sur la carte).

Ce sont, en ordre principal:

1. Les granites du massif kibérien, grâce au caractère non-différencié de leur réseau hydrographique et quelquefois, lorsque la reprise d'érosion n'est pas trop forte, grâce à la teinte claire de leurs produits d'altération. Cette teinte claire indique un bon drainage.

2. Les complexes calcaires, de Kikosa et du Kundelungu (Ks_{121} et Ks_{123}), présentent également, et pour des raisons semblables, une teinte claire. Les dolines constituent, en outre, un excellent repère.

3. Les schistes et les calcschistes du Ks_{22} sont admirablement différenciés lorsque l'encaissement des vallées n'est ni trop faible, ni trop poussé (fig. 5). L'étagement d'une série de très petits replats soulignés par la végétation, permet même d'évaluer le pendage des couches (p. 23).

4. Le tillite du Grand Conglomérat est, elle aussi, assez reconnaissable sur les photos aériennes, grâce à une série de lignes ou taches blanches où la végétation arborée est absente, apparemment en relation avec une densité plus forte de cailloutis.

5. Le Roan, du fait de sa composition chimique spéciale (notamment le cobalt), présente également de larges espaces sans

arbres. Les bancs résistants sont toujours très minces et discontinus.

On a pu, en appliquant des critères qui seront décrits plus loin (p. 39), préciser la limite de la couverture sableuse.

Il apparaît, dès à présent, une divergence dans les caractères des régions décrites.

Les surfaces sommitales, planes, ne laissent entrevoir qu'exceptionnellement le socle antécambrien.

Les zones à topographie plus fouillée ont perdu leur couverture sableuse. Le soubassement, mis à nu, est caractérisé par une lithologie variée, fournie par des couches s'échelonnant sur une période très longue et affectées de structures très diverses.

FIG. 6.

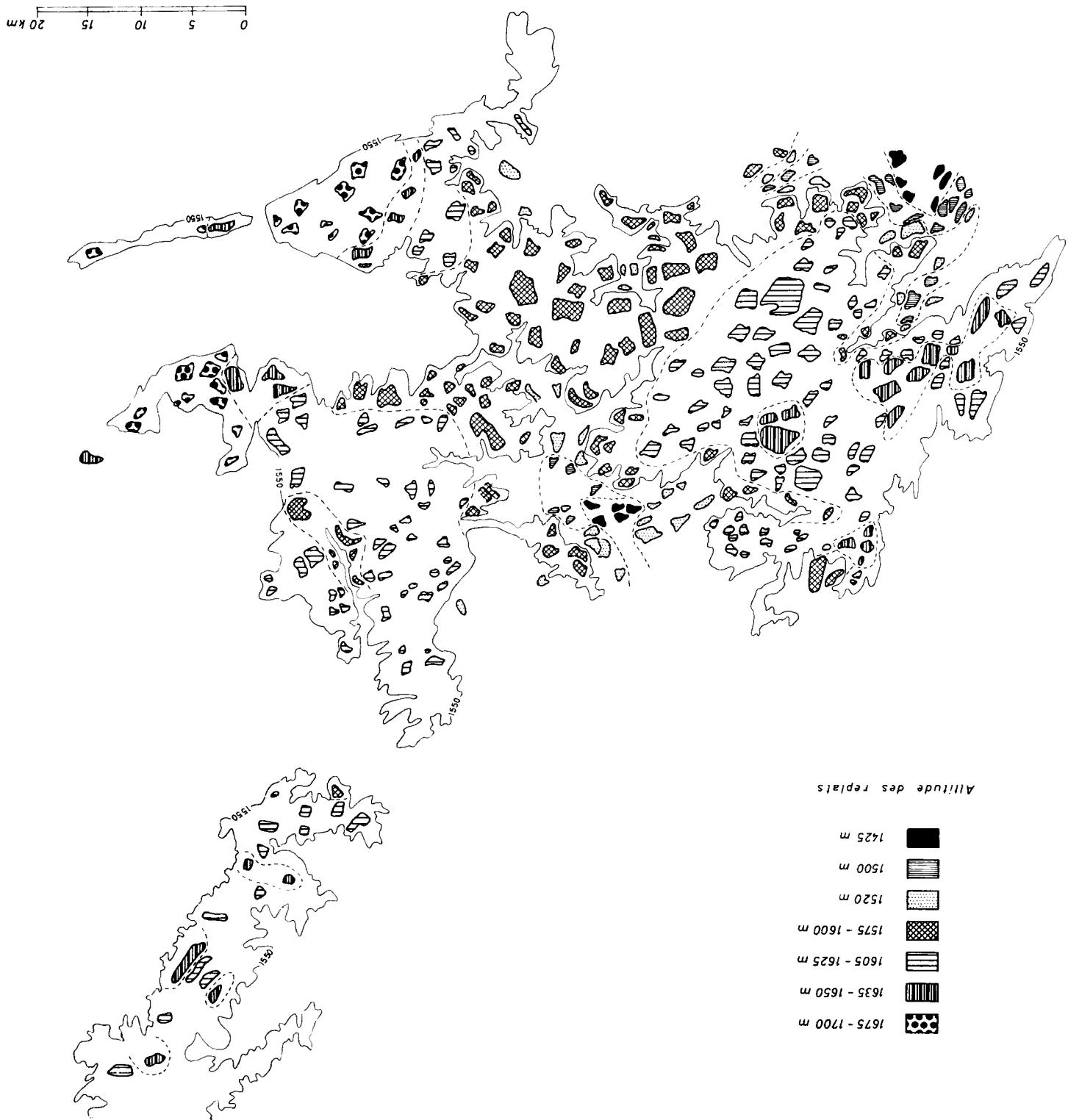






FIG. 7 — Vue partielle de grand replat (entre la Ditanto et la Katentania, 1650 m). Grès polymorphe de dimension variable.

CHAPITRE I

LES SURFACES D'APLANISSEMENT

Sur le haut plateau des Biano, le paysage ne présente le plus souvent que de vastes étendues faiblement inclinées, parfois même horizontales. Les rivières coulent dans des vallées à peine marquées, avant de s'enfoncer brusquement, marquant de profondes encoches les versants du plateau.

I. LES SURFACES

Des relevés à l'altimètre suivant des itinéraires EW et NS, tant dans la partie méridionale que septentrionale du plateau, mettent en évidence une série de paliers étagés, horizontaux, séparés par des versants en pente douce. Ces replats constituent des fragments de surfaces plus étendues que nous allons essayer de reconstituer.

A. CLASSIFICATION DES FORMES DE TERRAIN

a) Les replats

1. Au-dessus de la courbe de niveau de 1 550 m, la densité de ces replats est remarquable (*fig. 6*). Ils sont, la plupart du temps, couverts de sable: les surfaces que nous décrivons sont celles du manteau sableux et celles que ce dernier couvre car (comme nous le verrons) l'épaisseur de cette couverture dépasse rarement 15 m, et il existe un certain parallélisme entre ces surfaces supérieures et les surfaces d'aplanissement du substratum antécambrien enfoui.

La superficie des fragments les plus vastes, peut dépasser le kilomètre carré (*fig. 7*).

Le nombre de lambeaux de surfaces reste important, aussi bien dans les régions élevées du plateau (secteurs est ou ouest du plateau méridional), que dans la partie médiane déprimée de la Katentania ou de la Ditanto.

2. En-dessous de cette altitude, les morceaux de surfaces sont beaucoup moins bien conservés, en raison de la proximité des entailles profondes des vallées. Ils sont, en outre, très localisés. En effet, sur tout son pourtour, comme nous l'avons fait remarquer, le plateau est nettement délimité par des abrupts, sauf dans quelques vallées importantes comme celles de la Kalule Nord, la Kalule Sud, ou la Kapanda.

Dans ce cas, le plateau s'incline en une pente interrompue par des replats peu étendus et étagés suivant de nombreux niveaux, jusqu'au fond de ces vallées.

b) Les versants qui séparent les replats

Si la densité et l'étendue de ces replats sont importantes (plus importantes que dans la plupart des massifs anciens de l'Europe, en Ardenne par exemple), ils n'occupent néanmoins qu'un tiers environ de la superficie totale. Les espaces entre les replats s'étirent en pentes extrêmement douces, de 1 % à 4 % maximum. L'analyse de la topographie a donc été assez difficile par suite du départ à faire entre replat et versant.

Entre les replats, les versants faiblement inclinés (1 %) sont les plus fréquents et les plus étendus. On les rencontre sur presque tout le plateau. Dans la région de Longe, toutefois, la pente atteint 2 %. Ces valeurs ne semblent pas associées avec l'un ou l'autre fragment horizontal d'altitude bien définie.

Des pentes de l'ordre de 4 % forment parfois la partie haute d'un versant de vallée. Dans le cas où la vallée est très faiblement encaissée (Pupa, par exemple), la pente des versants ne dépasse jamais cette valeur.

Il arrive que le lien entre cette surface inclinée (4 %) et un versant de vallée n'apparaîsse plus au premier abord; c'est le cas par exemple dans l'interfluve entre la Ditanto et la Katentania. L'observation de l'allure du réseau en donne l'explication: les pentes parallèles, qui s'opposent, correspondent à un tronçon abandonné après une capture.

Lorsque la rivière s'encaisse, les versants raides en contrebas ont pu faire disparaître la pente de 4 %.

En dehors des vallées, on n'observe jamais sur le plateau de pente de plus de 4 %.

Chacune de ces pentes très faibles semble être associée à la présence d'éléments grossiers dans le dépôt de couverture. Alors que les replats sont couverts uniquement de sable, les pentes de 1 % supportent des grenailles latéritiques qui ont visiblement subi un transport (voir chap. des grenailles latéritiques p. 44). Ces grenailles sont interstratifiées dans le sable ou bien ont été partiellement mises en surface.

Sur les pentes de 2 %, on rencontre des cailloux plus volumineux que les grenailles. Certains atteignent 20 cm.

L'agent qui a été capable de transporter ces éléments, a contrôlé la pente de ces versants: en effet, étant donné des éléments d'une certaine grosseur et un agent bien défini (ici: le ruissellement en nappe, d'après la granulométrie p. 50), la pente est contrôlée de façon suivante: elle s'abaisse jusqu'à la valeur qui ne permette plus à l'agent de transporter l'élément le plus grossier (ces éléments doivent constituer une couverture ininterrompue, sinon une action sélective peut jouer un rôle). Il est donc probable que les pentes, une fois pourvues de leurs dépôts de couverture, aient été figées.

Les cailloux proviennent soit du Kibarien (quartzites), soit, en grande partie, du Grand Conglomérat qui forme le soubassement dans la partie occidentale du plateau. Ces agents n'ont pas trouvé de matériel aussi volumineux à transporter dans la région orientale du plateau où le substratum est schisteux (Ks_{22}), ou composé de grès assez altérables (Ks_3).

Les pentes plus fortes (4 %) ne sont plus contrôlées par l'agent de transport sur les versants. Leur formation est liée aux activités qui ont leur siège dans les vallées.

B. RECONSTITUTION DES SURFACES D'APLANISSEMENT

Tous les replats ont été reportés sur la *fig. 6*. On y a tracé la courbe de niveau de 1 550 m qui correspond assez grossièrement à l'apparition des abrus qui individualisent le plateau.

Les fragments généralement bien conservés ont pu être groupés par raccord de proche en proche en 3 *surfaces principales*.

a) La surface de 1 575 - 1 595 mètres

Elle a été la plus aisée à établir. Elle occupe toute la zone surbaissée du centre du plateau méridional. Cette surface a été reconnue de part et d'autre du profond sillon de la Katentania: le raccord peut être établi par deux fragments très étendus et d'une planitude parfaite. Par le col étroit qui sépare la grande dépression de la Pande de la tête de vallée de la Kalule Sud, on peut relier les groupes de fragments de la Katentania à un ensemble de lambeaux plus petits, situés à l'est de la Kalule Sud.

Cette surface est donc remarquable par:

- son extension: depuis le bassin de la Mulungwishi jusqu'à celui de la Kalule Nord, avec des prolongements sur le plateau-secteur Schools;
- la facilité des raccords entre ses fragments;
- une légère inclinaison d'est en ouest: l'altitude moyenne diminue de 1 595 à la Katentania, à 1 575 dans les fragments les plus orientaux, sur une distance d'une vingtaine de km.

Très souvent, cette surface vient en bordure de l'abrupt comme c'est le cas au bord de la dépression de la Pande. Lorsqu'un fragment de la surface est un peu en retrait par rapport au versant, il en est séparé par une pente très douce (1 %), suivie parfois (à la Katentania, par exemple), de la pente de 4 %.

b) La surface de 1 605 - 1 625

A l'est et à l'ouest de la surface inférieure, une surface plus élevée constitue un gradin vers les altitudes maximum des bords externes. Elle est répartie de manière très inégale:

1. A l'ouest de la Ditanto, un paysage remarquablement monotone, s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres: les fragments qui permettent de reconstituer la surface sont les plus étendus du plateau (*fig. 6*). Le réseau hydrographique n'y a pas la vigueur d'incision qu'il a acquise dans la région centrale. Du grand fragment qui entoure la tête de vallée de la Katentania, jusqu'à ceux qui bordent la Kalule Sud, c'est-à-dire sur un trajet

SW-NE de plus de 20 km, la différence d'altitude d'une extrémité à l'autre de la surface reconstituée, n'atteint pas 10 m (0,5 %).

Dans cette zone, l'altitude moyenne des fragments est de 1 625 m.

2. On retrouve cette surface à l'autre extrémité du plateau: sur le vaste interfluve entre les deux Kalule. La proximité des deux grandes rivières entraîne le démantèlement des vastes fragments. Les replats qui s'étendent dans la partie sud du plateau septentrional, constituent le prolongement de la surface des Kalule au-delà du profond sillon de la Kalule Nord.

Dans toutes les portions orientales de la surface, les caractères sont comparables:

- mauvaise conservation des fragments;
- abondance des pentes de 4 %, chacune peu étendue;
- altitude moins élevée que dans la zone de la Ditanto: 1 600 m en moyenne.

c) La surface supérieure (1 640 - 1 650 mètres)

Moins bien représentée que les deux précédentes, elle n'occupe que les extrémités du plateau.

La Muvumai et la Lukata prennent leur source dans deux replats appartenant à cette surface élevée (1 650 m). L'interfluve Muvumai-Lualaba en récèle encore quelques fragments: ces derniers sont dépouillés de leur couverture sableuse. On peut donc ainsi s'assurer qu'il s'agit bien d'une surface aplanie. Cette partie de la surface est dans le prolongement d'un autre tronçon septentrional enfoui sous une faible épaisseur de sable (1 ou 2 m maximum). Nous rappellerons cette description au chapitre « topographie de la surface enfouie » (p. 68).

La surface de 1 650 m est beaucoup moins bien conservée dans la région orientale. Quelques lambeaux peuvent être groupés en:

1° un replat (1 640 m assez étroit qui domine la tête de la vallée de la Ngule dans le secteur Schools);

2° en un balcon entaillé par la Konde (affluent de la Pande) dans le secteur Kisaba-Salabwe.

Sur le plateau septentrional, on note encore la présence de quelques lambeaux de 1 650 m, de part et d'autre de la vallée de la Gulungu: ils sont trop peu nombreux pour servir à établir

des raccords. Le mauvais état de conservation des surfaces sur le plateau septentrional s'explique par la dissection intense des affluents de la Lufira et du Lualaba.

Les deux surfaces 1 605 - 1 625 et 1 640 - 1 650 sont donc étagées à l'est et à l'ouest de la vaste surface de 1 575 - 1 595. La détérioration de leurs fragments a été plus poussée dans les bassins des Kalule et de la Ngule, que dans ceux de la Muvumai ou de la Lukata. Le responsable est le recul très profond de la Pande et de la Dipeta qui n'ont laissé subsister que de longs diverticules du plateau.

Ces trois surfaces principales occupent à elles seules au moins les 9/10 du haut plateau.

En-dehors de ces 3 surfaces très étendues, le haut plateau présente encore plusieurs groupes de replats susceptibles de constituer des surfaces:

1. Plus haut que 1 650 m:

La surface sommitale de Kisiba-Salabwe.

Lorsque l'on quitte le palier qui marque, assez mal dans cette région, la surface de 1 650 m, on constate que l'altitude continue à augmenter vers l'est: une sorte de butte résiduelle, très surbaissée (pentes de 1 %) domine le paysage: le sommet plan a 1 700 m d'altitude.

Une surface de 1 675 m surmonte de la même manière une grande partie du plateau dans le secteur Schools. Il semble que l'on puisse grouper ces deux tronçons en une sorte de « monadnock » qui aurait été scindé par la Pande. Nous ne trouvons de traces de cette surface la plus élevée dans aucune autre partie du haut plateau. La couverture sableuse y est souvent très mince.

2. Plus bas que la surface de 1 575 m:

Les banquettes supérieures des grandes vallées présentent des pentes douces et des replats: une plus grande densité de ces replats caractérise certains niveaux:

- 1 550 m dans la vallée de la Katentania;
- 1 525 et 1 450 m dans les vallées de la Kalule Sud et de la Kapanda.

Il est impossible d'effectuer des raccords de proche en proche.

Les niveaux supérieurs sont couverts de sable, les autres en sont généralement dépourvus.

II. LES VALLEES

a) Quelques grandes vallées prennent naissance sur les surfaces élevées du plateau. Dans leur partie supérieure, elles s'encaissent très peu.

Dans certains cas, les rivières coulent à même le sable (la Pupa, par exemple): en saison des pluies, elles se confondent avec le sommet de la nappe aquifère, qui s'élève jusqu'au fond de leur vallée, et se transforment en vastes marécages.

Ces vallées sont en relation avec les surfaces de 1 650 et de 1 625 m.

b) Cependant, la plupart des vallées entaillent nettement les surfaces d'aplanissement.

1. Les unes sont symétriques et souvent peu profondes; elles peuvent présenter un étagement de deux ou plusieurs terrasses.

2. Le profil en travers des autres vallées est nettement dissymétrique sur un long trajet rectiligne: cette asymétrie peut affecter la totalité du profil ou être limitée à son étage supérieur.

Dans la vallée de la Kalule Sud, le versant en pente douce est situé en contrebas d'une zone couverte d'une forte épaisseur de sable (*fig. 8*), contrairement au versant fortement incliné qui se rattache à un tronçon de plateau où la couverture sableuse ne dépasse pas 1,50 m (1).

Lorsque, comme dans la vallée de la Ditanto, la dissymétrie ne concerne que la partie haute du versant, la pente douce (*fig. 8*) appartient à une vallée plus ancienne dont les vestiges ont été détruits sur le versant opposé.

Sur le versant en pente raide, une terrasse (composée de sables, grès polymorphes et parfois de cailloux) se situe en contrebas du profil antérieur (*fig. 8*). Il est l'indice d'un premier enfouissement sur place de la rivière.

Depuis lors, cette rivière s'est encaissée plus profondément en gardant la symétrie de ses versants.

La cause principale de l'asymétrie est donc probablement très ancienne: les apports de sable dans la vallée principale, sous

(1) Cette épaisseur de sable est appréciée, soit par des sondages, soit par l'étude de la répartition des espèces de termites qui colonisent le plateau.

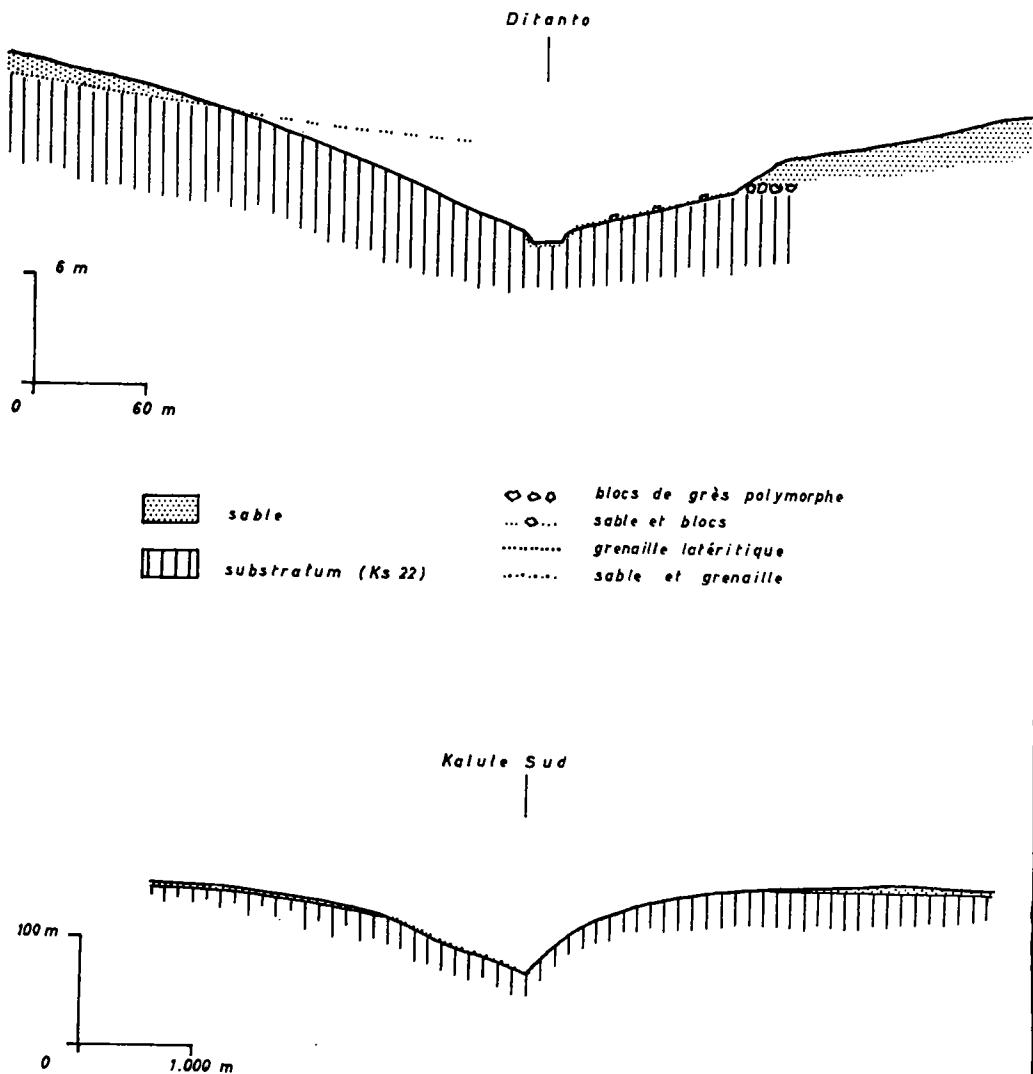


FIG. 8 a et b. — Profils transversaux dans les vallées dissymétriques.

l'action du ruissellement (parfois, indirectement avec l'aide des rivières secondaires) repoussent la grande rivière contre le versant opposé. La cause originelle de la différence d'épaisseur du sable est liée à des conditions qui n'apparaissent plus clairement.

Dans le cas de la Ditanto, l'asymétrie est contrariée par une érosion verticale importante. Dans le cas de la Kalule, cette asymétrie est conservée, soit que les conditions favorables se maintiennent, soit que l'enfoncement modéré permette à la dissymétrie ancienne de perdurer.

Ces formes de relief se différencient donc en:

1. Surfaces élevées:

- très bien conservées (lambeaux horizontaux, versants continus);
- vallées à peine marquées.

2. Surface moins élevée, de 1 575 m, dans laquelle pénètrent les profonds sillons de la Katentania, Ditanto, Kalule, etc.;

3. Localement: quelques lambeaux de surface d'aplanissement inférieures à 1 575 m: les unes couvertes de sables, pentes très douces accrochées au haut plateau (plus de 1 550 m), les autres, inférieures à cette altitude, souvent démunies de leur couverture sableuse, forment les banquettes supérieures des grandes vallées (par de raccord possible).

Comme dans la plupart des régions africaines, une surface d'aplanissement se développe sans détruire complètement l'ancienne forme aplanie, ce qui aboutit à l'établissement de formes emboîtées. Les surfaces d'aplanissement du haut plateau sont donc étagées et il est possible de les dater relativement l'une à l'autre.

Pour aller plus avant, dans une étude géomorphologique, il est donc nécessaire d'étudier les formations corrélatives de toutes les surfaces d'aplanissement. Ces formations sont heureusement fort abondantes au plateau des Biano.

Ce sont donc ces divers dépôts qui vont faire l'objet des chapitres suivants:

- sables: associés ou non à des grenailles latéritiques ou à des cuitasses indurées;
- grès polymorphes.

CHAPITRE II

Les sables du Plateau

I. GENERALITES

Il existe, dans tout le Congo méridional, depuis le Bas-Congo jusqu'au Katanga, de vastes surfaces horizontales de plus en plus élevées vers l'est et vers le sud. Elles sont *toutes* recouvertes d'un épais *manteau sableux*.

Ces sables de couverture ont été placés sous différentes étiquettes dont une des plus récentes est celle de « système du Kalahari » (ancien étage de la Lubilash du système de Lualaba-Lubilash).

Le système du Kalahari est rapporté au Tertiaire. Il est subdivisé de la façon suivante de haut en bas:

- a) la série des sables ocre (Néogène);
- b) la série des grès polymorphes, plus ancienne et appartenant à la première moitié du Tertiaire (Paléogène).

L'équivalence entre les Sables ocre et les Kalahari Beds d'Afrique australe a été établie par L. CAHEN et J. LEPERSONNE [16].

Les sables du type Kalahari ont été plusieurs fois décrits et analysés.

— Ils ont une *épaisseur* très variable: qui peut aller jusqu'à 120 m, au Kwango notamment (L. CAHEN) [14].

— La *couleur ocre* qui sert à les désigner est jaune dans les couches supérieures. Les couches inférieures, plus épaisses, ont une coloration plus rouge.

Ces sables « reposent parfois sur un horizon conglomératique, galets de quartz, grenailles ou blocs de cuirasses » (L. CAHEN [14]).

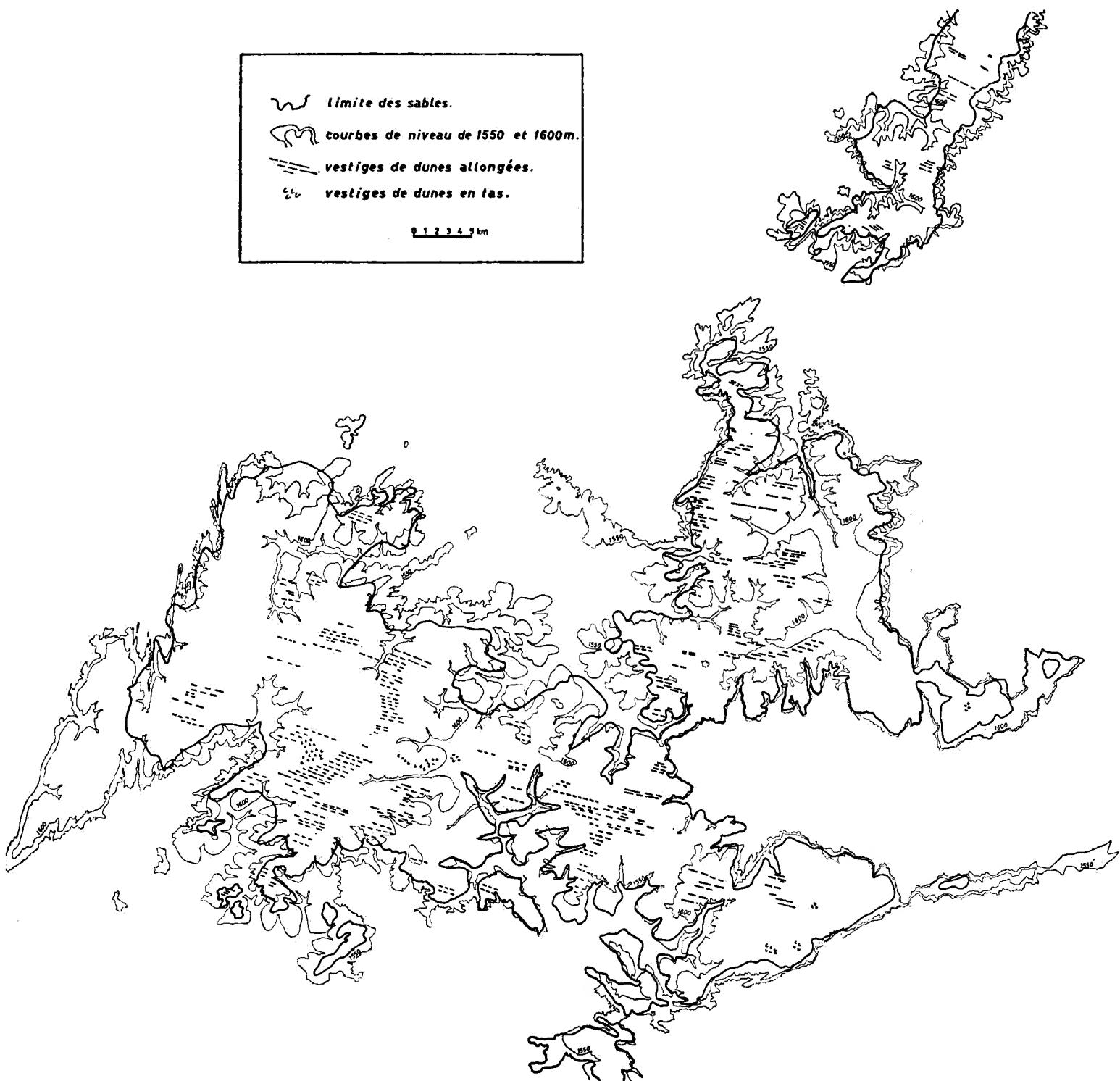


FIG. 9. — Carte de la répartition des sables et des phénomènes éoliens.

— Leur *origine* éolienne a été postulée une première fois par E. CLAEYS [22] (1) et reprise avec des nuances par A. BEUGNIES [10]. Ce dernier note la présence d'une très grande quantité de grains ronds mats à surface picotée. A la suite de nombreuses analyses granulométriques, il conclut que les couches supérieures ont été remaniées. Selon lui, la stratigraphie des sables doit donc être établie, non sur des variations de coloration, mais sur des différences dans la dimension des grains.

— L'*importance* de ces sables au point de vue géomorphologique, est signalée par plusieurs auteurs, notamment M. ROBERT [65] et L. CAHEN [14]. Ils sont en effet, en relation avec des surfaces très anciennes d'âge mi-Tertiaire. L. CAHEN, conserve le terme de sables ocre, uniquement à ceux qui couvrent ces surfaces, pour les distinguer de sables remaniés, déposés sur les surfaces situées en contrebas, d'âge fin-Tertiaire et pléistocène.

II. EXTENSION DES SABLES

La limite des sables, au plateau des Biano, a la même allure que le plateau en général: elle est à plus basse altitude dans le secteur central (Katentania - Kalule Sud), et se relève de part et d'autre (*fig. 9*).

Il n'y a donc pas de limite bien nette en altitude, bien que l'on puisse affirmer que plus de la moitié des sables se localise au-dessus de 1 600 m et plus de 80 % au-dessus de 1 575 m.

Cette extension dépend surtout de facteurs topographiques:

1° au moment de la formation des surfaces d'aplanissement les plus élevées;

2° depuis lors.

a) De faibles encassemens progressifs sont favorables à la conservation d'un manteau sableux, car ils n'entraînent pas la formation de pentes fortes qui organiseraient l'élimination des sables.

(1) Une étude de J. DE PLOEY, J. LEPERSONNE et R. STOOPS [28] conclut que les observations de E. CLAEYS sont controvées et que les sables ocre néogènes du Congo occidental ne sont pas d'origine éolienne.

On observe cette disposition:

1. dans le secteur central Katentania-Kalule Sud, déjà cité, où les sables descendent jusqu'à 1 530 m environ;
2. dans les bassins de la Lukata, Kalule Nord et Gulungu où le sable atteint, la plupart du temps, le fond de la plaine alluviale, alors que ces vallées sont assez profondes.

Dans la vallée de la Gulungu, de petits accidents de relief, dus à des bancs plus résistants, peuvent apparaître à travers la couverture sableuse même dans une pente de versant en général très douce;

3. dans les vallées asymétriques: le versant en pente douce a gardé son sable au moins partiellement, contrairement au versant opposé.

b) Une dénudation locale peut avoir lieu sur les surfaces élevées, si une pente *très* forte existe en contrebas: par exemple au bord d'une corniche. Toutefois, cette dernière peut elle-même reculer, et il est très fréquent que le sable s'étende jusqu'au rebord (c'est le cas en bordure de la vallée de la Pande). Les fragments les plus exigus du plateau, peuvent ainsi être entièrement dépourvus de sable.

c) Un autre site favorable à l'enlèvement du sable est localisé à proximité de niveaux de base importants: la pente du rebord est, ici aussi, très raide, mais les fragments du plateau dénudé sont plus étendus.

On observe cette disposition dans la région SW du plateau (zone proche du Lualaba):

1. sur les formations kibariennes, au-dessus de 1 600 m;
2. dans le secteur entre la Muvumai et la Mulungwishi.

III. LES HORIZONS PÉDOLOGIQUES ET LES GRENAILES LATÉRITIQUES

A. LES HORIZONS PÉDOLOGIQUES

Les sables qui couvrent le haut plateau présentent, suivant la profondeur, des variations régulières dans la coloration que l'on a pu observer dans presque toutes les tranchées, naturelles ou artificielles.

a) Description (fig. 10)

Dans une coupe complète, dont la hauteur moyenne est d'une dizaine de mètres, on rencontre de haut en bas:

1. un horizon *gris-noir* de faible épaisseur (plus ou moins 20 cm), humifère, qui passe progressivement à l'horizon inférieur par l'intermédiaire d'un podzol (plus ou moins 50 cm).

2. Un horizon *ocre*, pulvérulent, qui est général: il se rencontre sur toutes les surfaces du plateau. Epais d'une quarantaine de centimètres, il est presque toujours en relation avec un niveau de grenailles latéritiques et blocs de cuirasses, qui passent même localement à des cuirasses indurées, extrêmement solides.

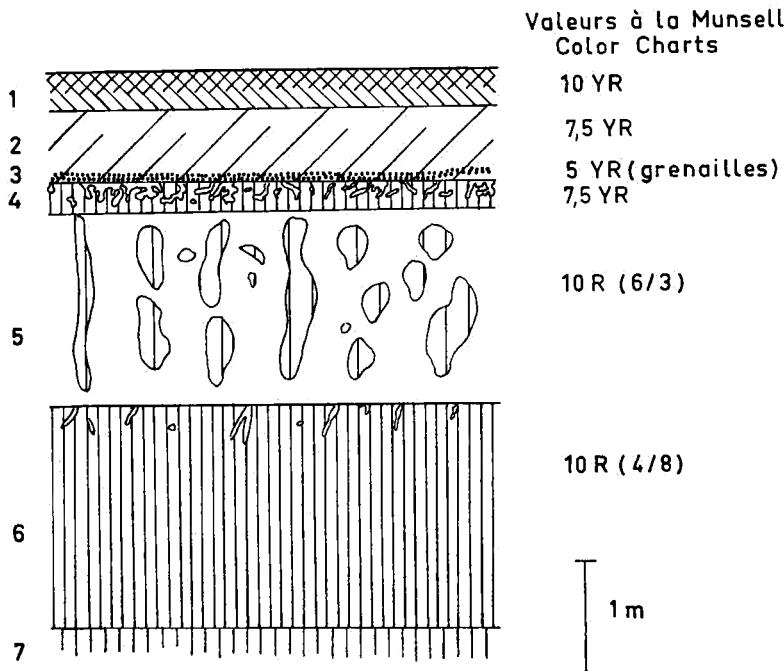


FIG. 10.

1. Horizon gris noir passant au gris.
2. Horizon ocre, légèrement décoloré dans sa partie supérieure.
3. Niveau à stone-line (grenailles).
4. Horizon gris-rose.
5. Horizon rouge (illuviation).
6. Substratum (Kundelungu).

Ce niveau à grenailles est souvent situé à la base de l'horizon ocre, mais il arrive que la couleur ocre s'étende vers le bas, parfois jusqu'à 20 cm au-dessous du lit de grenailles.

3. Un horizon bariolé ancien rouge brique d'une part, jaune ou gris d'autre part (30 cm), qui passe vers le bas au gris-rose (plusieurs mètres), parfois uniquement gris: c'est l'horizon d'éluviation. La couche supérieure de cet horizon a conservé son bariolage malgré cette éluviation.

Dans la répartition des teintes claires, les lignes verticales l'emportent.

4. Un horizon bariolé actuel (souvent plus épais: 1m); cet horizon correspond à la zone de variation du niveau minimum de la nappe aquifère d'une année à l'autre. Les zones claires, blanches ou jaunes, s'étirent en lignes dans toutes les directions, s'étalent en plages plus ou moins arrondies, où on retrouve encore la forme des racines, galeries d'insectes, ou des fissures latentes formant des plans de discontinuité.

5. Un horizon inférieur rouge (épaisseur variable): la nappe aquifère y est permanente. Quelle que soit l'importance de la saison sèche, le niveau supérieur de la nappe est au-dessus de cet horizon.

Les sables rouges reposent sur le substratum kundelungu avec ou sans intermédiaire (v. p. 63).

b) Origine de ces différentes couleurs

1. La couleur rouge des deux horizons inférieurs est en relation avec la nappe aquifère, que celle-ci soit permanente ou non: en effet, l'altération des minéraux ferrifères *sous eau* donne toujours un minéral rouge, hématite ou goethite, le plus souvent de la goethite (1). Ces minéraux ferrifères devaient être présents dans les sables originels.

Cet horizon peut aussi être enrichi en partie par les produits provenant de l'éluviation. L'horizon rouge et, dans une certaine mesure, l'horizon bariolé, sont les seuls horizons où se produise un enrichissement.

(1) M. J. BELLIERE a bien voulu se charger d'une analyse aux rayons X.

2. L'horizon *bariolé* supérieur, avait au départ une couleur rouge uniforme, à un moment où la nappe aquifère était plus élevée qu'actuellement.

L'éluviation n'a pu commencer qu'à la faveur d'un abaissement de cette nappe. Une variation de climat ou une reprise d'érosion ont pu provoquer cette baisse du niveau: la seconde hypothèse semble la plus plausible, car un assèchement du climat entraînerait, en même temps que l'abaissement de la nappe aquifère, une diminution, voire même l'arrêt complet de l'éluviation.

Les teintes rouges ne sont plus aussi vives que dans l'horizon inférieur, elles présentent le plus souvent une coloration supplémentaire ocre: les sels de fer ont été emportés sous une forme complexe organo-ferrique qui donne, lors d'une recristallisation, des produits de couleur jaune-brun.

Les taches ou rayures blanches correspondent aux zones où l'éluviation a été plus intense, c'est-à-dire où la circulation de l'eau a été facilitée (racines disparues, fissures): les lignes verticales l'emportent sur les lignes horizontales.

3. La teinte ocre provient suivant J. ALEXANDRE (communication orale), de la mise en solution ou pseudo-solution de sels de fer plus ou moins rouges et plus ou moins *instables*, suivie d'une recristallisation en minéraux jaune-brun très *stables*, du moins dans leur position actuelle.

Pendant la mise en solution, il se produit une diffusion de l'eau de capillarité suspendue entre les grains. Par suite de l'évapotranspiration de plantes herbacées, une partie ou la totalité de l'eau de capillarité disparaît, entraînant une pectisation, parfois même la cristallisation des sels dissous.

L'ocre est donc élaboré sous un climat à saisons variables, dans des régions où la couverture végétale est herbacée. En effet, la végétation arborée ne subit pas une évapotranspiration complète: en saison sèche, certaines espèces perdent leurs feuilles, d'autres voient leurs stomates se fermer.

L'horizon ocre n'est jamais épais, car il est limité à la zone des racines de ces plantes herbacées.

La stabilité de la teinte ocre explique un fait surprenant en apparence: le haut de l'horizon bariolé reste très coloré, alors que les sables inférieurs ont perdu leur teinte rouge: les couches supérieures, situées dans la zone d'évapotranspiration des plantes, ont

des oxydes de fer pectisés, donc immunisés contre une éluviation postérieure.

4. Un podzol mince sépare l'humus de l'horizon ocre: en présence d'humus, les sels ocres peuvent perdre leur stabilité.

Les horizons pédologiques ne peuvent être confondus avec des couches, mais il arrive toutefois que ces dernières correspondent avec des horizons.

Le terme « sables ocre » ne se justifie pas comme appellation géologique dans le cas du plateau des Biano: il ne s'applique qu'à un horizon pédologique qui est assez restreint ici.

B. LES GRENAILLES ET CUIRASSES LATÉRITIQUES

a) Mode de formation

Voici d'après J. ALEXANDRE (renseignements oraux), les grandes lignes des processus qui donnent naissance aux grenailles et aux cuirasses latéritiques en milieu sableux.

1° Les grenailles ne se forment qu'au contact de l'horizon ocre (dessèchement) et de l'horizon rouge (nappe). Un tel contact se produit dans les versants là où la nappe aquifère reste à faible distance de la surface du sol, mais suffisamment haut dans le versant pour qu'il n'y ait pas d'hydromorphie (voir fig. 11).

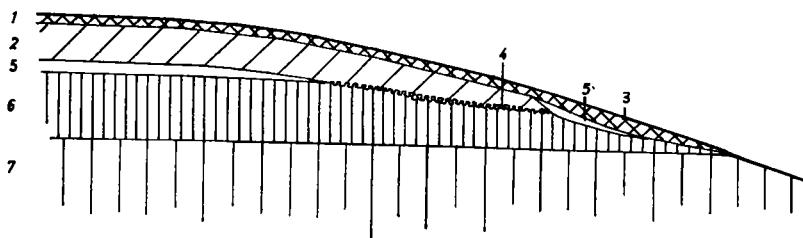


FIG. 11.

1. Horizon gris-noir.
2. Horizon ocre.
3. Source.
4. Horizon bariolé actuel.
5. Horizon gris et rose.
- 5'. Horizon blanc (lessivage intense).
6. Horizon rouge.
7. Substratum ancien.

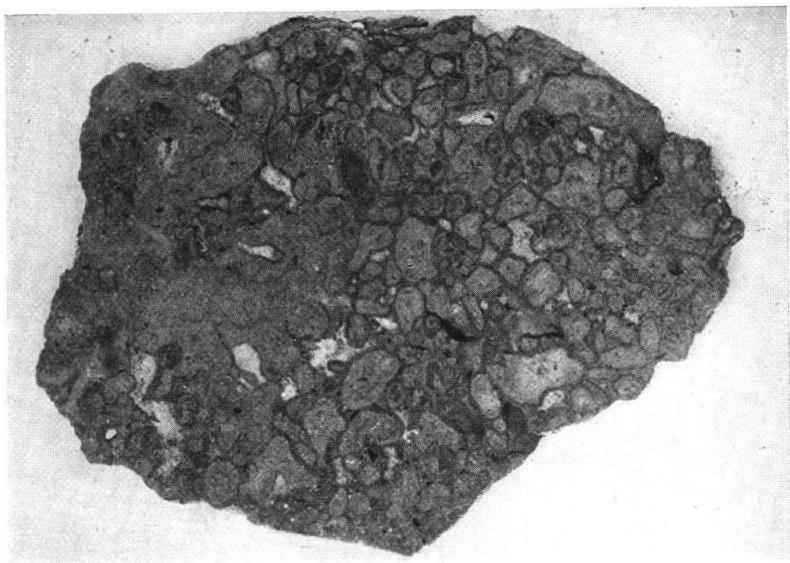


FIG. 12 — Cuirasse à grenailles sableuses (ravin de la Kiesangie).

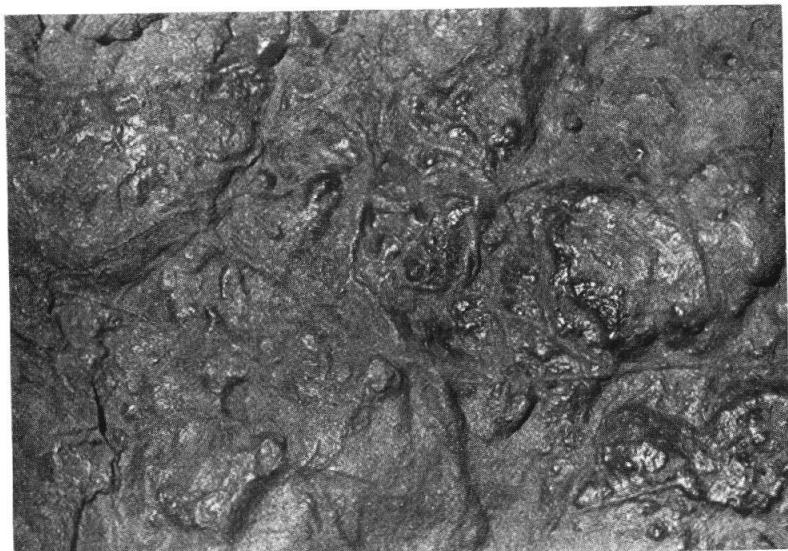


FIG. 13 — Cuirasse de grenailles sableuses avec enduit zonaire brillant brun foncé et sutures d'exsudation (climat désertique).

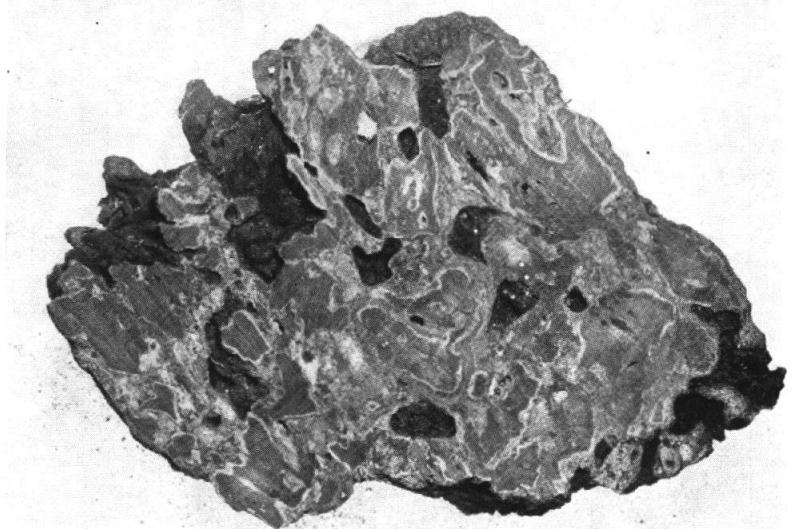


FIG. 14 — Fragments de Kundelungu imprégnés d'oxyde de fer ayant conservé leur structure schisteuse avec ciment sableux.

Ce phénomène est donc toujours superficiel et exige un climat de savane (nappe suffisamment élevée et dessication dans la partie supérieure du sol).

2° La concentration des grenailles est faite suivant un processus comparable à la formation d'une stone-line par le ruissellement, tel qu'il a été illustré, par exemple, par J. TRICART et A. CAILLEUX (1965, p. 122). Les sables de couverture sont déposés par le ruissellement entravé par une végétation plus dense que celle que l'on pouvait trouver sous un climat steppique antérieur.

3° La soudure des grenailles (cuirasses pisolithique, *fig. 12*) a lieu sous un climat un peu plus humide (mobilisation et transport relativement long des sels de fer) et dans un site un peu moins bien drainé que pour la formation de la grenaille.

4° Les cuirasses peuvent être recouvertes superficiellement d'un enduit zonaire de goethite, dans des conditions relativement arides (évaporation brutale avec cristallisation des oxydes). Quelquefois, des conditions plus arides encore ont suivi, car ces enduits sont crevassés ou suturés par des oxydes de fer provenant de l'intérieur de la cuirasse (*fig. 13*).

En outre, la présence d'une couverture sableuse a pu favoriser la formation de grenailles dans le substratum schisteux du Kundelungu. Les hydrates de fer, véhiculés par la nappe aquifère dans les sables, ont imprégné la roche sous-jacente là où la faible épaisseur du sable a permis aux activités biologiques d'atteindre celle-ci. L'imprégnation a permis la conservation de la texture schisteuse (*fig. 14*) que présentait la roche à ce moment. Il sera tiré argument plus loin (p. 99) de l'état de fraîcheur de ces grenailles vis-à-vis du niveau d'altération avancée qui se trouve directement sous celles-ci. Quelquefois, l'élimination postérieure des sables superficiels pourrait laisser croire que ces grenailles se sont formées sans le concours de ceux-ci. Toutefois, il reste presque toujours des traces de cette couverture, sous forme soit de grenailles sableuses (toujours situées au-dessus des autres grenailles), soit de grains de sable dans la matrice entre les grenailles schisteuses (*fig. 14*).

b) Signification géomorphologique

Chaque surface d'aplanissement a ses grenailles et sa cuirasse latéritiques. Les grenailles concentrées et éventuellement soudées datent d'une époque nettement postérieure à l'aplanissement puisqu'elles se sont formées au cours d'un cycle climatique ultérieur. En effet, la naissance des grenailles exige une phase de climat de savane qui sépare les phases subarides au cours desquelles sont apparues d'une part la surface d'aplanissement, d'autre part la stone-line à grenailles.

Comme il existe, encore à l'heure actuelle, quelques points où la grenaille est en voie de formation, on peut se demander si celle-ci a un âge déterminé et si elle n'a pas pu se former à plusieurs périodes depuis le dépôt du sable. Dans le détail, la chose est possible, mais dans les grandes lignes, on peut considérer que les conditions ont cessé définitivement d'être favorables à ce processus du moment où le réseau hydrographique s'est enfoncé modifiant ainsi les conditions hydrologiques et notamment la profondeur minimum de la surface de la nappe. Or cette reprise d'érosion a dû se produire — pour autant que les dénivellations entre l'amont et l'aval s'y prêtaient — pendant une phase de climat de savane (S. ALEXANDRE-PYRE) [4], c'est-à-dire peu de temps après l'apparition des grenailles *in situ*.

Donc, pour autant qu'il y ait eu reprise d'érosion, la concentration des grenailles pourrait être contemporaine du développement d'une nouvelle surface en contrebas.

Pour distinguer les cuirasses de différents âges, un seul critère peut intervenir: l'aspect de l'enduit zонаire superficiel. Les cuirasses des trois surfaces supérieures (au-dessus de 1 600 m) présentent des enduits brun foncé crevassés et suturés. Sur la surface de 1 575 - 1 600 m, l'enduit zонаire est lisse et la couche extérieure est beaucoup plus claire.

En contrebas de cette surface, nous n'avons plus rencontré de cuirasses enrobées.

Ce caractère différencié des surfaces nous a beaucoup aidé pour établir les raccords entre les fragments de surfaces d'aplanissement (*fig. 6*).

La nature et la présence puis l'absence de ces enduits indiquent que d'un cycle morphoclimatique à l'autre, le climat le plus aride

a été en diminuant de vigueur. Si l'on tient compte de la remarque faite plus haut, le cycle climatique qui a engendré la surface de 1 575 - 1 600 m a encore connu une phase aride très poussée et, de fait, nous aurons l'occasion de le vérifier dès le chapitre suivant (microtopographie d'origine éolienne). Et ce sont donc les formes de terrain situées en contrebas de cette surface qui sont les témoins du cycle transitoire où la phase aride a engendré des produits zonaires mais non plus des sutures. Il est à remarquer que c'est au-dessous de cette surface qu'apparaît la première terrasse fluviale dont les caractères sont assez différents des suivantes.

IV. LA MICROTOPOGRAPHIE

Les sables sont assez souvent affectés d'ondulations dont la forme en plan suggère la dune, mais dont la forme en élévation est tellement discrète qu'il est parfois impossible de la déceler sur le terrain. Il est très difficile notamment d'observer une dissymétrie éventuelle: quand le sol est en pente, on peut distinguer une apparence d'asymétrie, car la microtopographie est soulignée par la nappe aquifère qui affleure.

Cette topographie manque de netteté: le fond de la dépression est occupé par de la tourbe (une épaisseur de 50 cm en moyenne).

La dénivellation entre la partie supérieure de la tourbe et le sommet de la crête est de 70 à 90 cm (*fig. 15*).

La direction de ces ondulations est permanente: sur tout le plateau, cette direction est WNW - ESE (*fig. 16*).

a) L'origine de cette microtopographie

Une origine éolienne peut être postulée pour ces ondulations sur la base de deux caractères constants:

1. Leur direction permanente. Les quelques rares exceptions à cet état de fait s'expliquent par la topographie de l'époque où ces dunes se sont formées. La Haute Pupa, par exemple (*fig. 16*), qui coule dans une direction parallèle aux dunes, présente sur chacun de ses versants des phénomènes différents: au sud, des ondulations allongées de direction normale; au nord, des accumu-

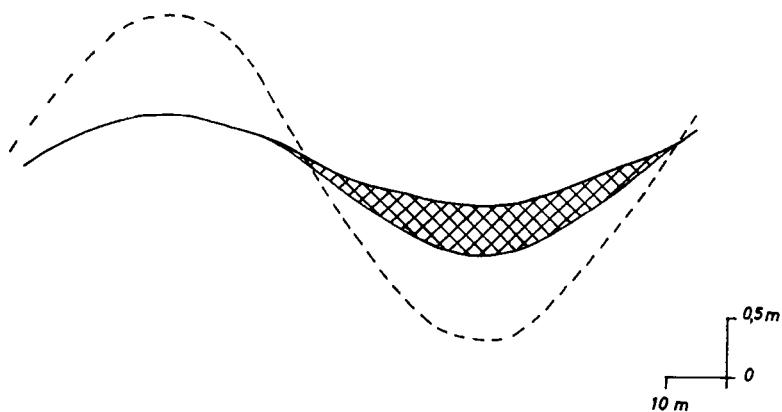


FIG. 15. — Coupe à travers une dune.
Croisillons: tourbe.
Trait interrompu: contour probable avant l'action du ruissellement.

lations en forme de petites collines circulaires. Cette différenciation peut être attribuée à des remous dus à la perturbation du vent dans une topographie de vallée.

2. Ces formes de microrelief sont générales: on les rencontre sur toutes les surfaces élevées du plateau des Biano. La surface la plus basse qui soit affectée, est la surface de 1 575 m.

Les données de l'analyse sédimentologique s'harmonisent avec les résultats de l'observation sur le terrain. Les résultats et le commentaire de ces analyses sont donnés au chapitre suivant: granulométrie des sables p. 50.

En outre, nous verrons que les surfaces qui supportent ces ondulations sont parsemées de blocs de grès polymorphes dont certains ont conservé un vernis d'origine désertique.

Il y a donc de très fortes présomptions pour que ces formes de relief soient bien le résultat d'un modelé éolien.

Ces formes de relief n'apparaissent qu'à partir de la surface de 1 575 m et jamais en contrebas: ce modelé est donc très ancien.

b) Les remaniements

Ces dunes ont subi un remaniement par ruissellement: sur toutes les surfaces en faible pente, le ruissellement a dû se pro-



2503

LUK

77

C1-55

27



174 f. 115 mm

40.000

FIG. 16 — Champ de rides d'origine éolienne, peu visibles sur le terrain mais d'une très grande netteté sur la photo aérienne. Les creux, plus humides (gris foncé) se détachent des crêtes plus sèches (teinte claire). Très grande constante de la direction sauf vers le nord dans la vallée de haute Pupa, repérable grâce à ses très petits méandres Au nord de cette vallée: dunes en tas, conséquence des anomalies imposées au vent par une vallée oblique.

duire (des grenailles latéritiques ont été transportées). L'érosion a enlevé du matériel à la crête pour le déposer dans les intervalles voisins.

Sous la tourbe, le sable présente des traces de remaniement par ruissellement (voir analyse granulométrique et commentaire p. 58).

Etant donné l'ancienneté des phénomènes, les formes acquises ont dû subir pendant très longtemps, et à plusieurs reprises, les remaniements par ruissellement.

F. A. MELTON [51] décrit les dunes transversales:

(...) longues collines allongées, parallèles et alignées perpendiculairement à la direction du vent.

Elles se distinguent des dunes longitudinales et des barkhanes qui sont des *apports* de sable par le vent, tandis qu'elles-mêmes sont le résultat d'un *modelé*. Par le fait même, les dunes transversales gardent leur *épaisseur* sur toute l'étendue de la crête, et sont *équidistantes*: c'est le cas au plateau des Biano.

La formation de ces dunes exige deux conditions:

1° une nappe de sable continue et suffisamment épaisse;

2° un vent efficace, de direction constante. Nous ne pouvons plus, actuellement, reconnaître l'asymétrie que ce processus a pu engendrer.

La première de ces conditions est vérifiée. La seconde est évidemment une question de paléoclimatologie qui n'est pas du ressort de ce travail.

Notons toutefois que la *direction* du vent, déduite de l'orientation des dunes, était NNE - SSW, mais il n'est pas possible de déterminer le *sens* de ce vent, puisqu'on ne distingue pas d'asymétrie dans les dunes, ni de stratification dans un dépôt.

Cette direction est fort différente de celle des vents réguliers actuels de la saison sèche (les alizés), qui soufflent du SE vers le NW.

V. ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES

A. GRANULOMÉTRIE

Tous les sables du haut plateau sont traités ici, qu'ils soient en relation avec une surface très élevée ou une des formes situées directement en contrebas.

Toutes les analyses sédiméntologiques de ces sables sont présentées ensemble, pour permettre les comparaisons éventuelles (*fig. 17, 18, 19*).

La présence de grains de sable blancs (et non translucides), se désagrégant en plus petits éléments, incite à la prudence dans l'interprétation des analyses granulométriques. En effet, ces éléments fragiles pourraient, en se fragmentant pendant le tamisage, augmenter anormalement la portion fine du sédiment.

Une analyse statistique a montré toutefois que l'importance numérique de ces grains était tellement faible, qu'ils n'exerçaient qu'une influence négligeable.

Les résultats sont présentés sur des courbes cumulatives: la médiane (c'est-à-dire la dimension du grain telle que 50 % du poids du sable ait des grains de dimension supérieure) y apparaît immédiatement. En outre, les ordonnées sont inscrites sur une échelle de « probabilité ». Cette dernière est établie de telle façon qu'une courbe de Gauss, rendue cumulative, devienne une droite. Cette droite a une inclinaison proportionnelle au classement du sédiment (1). L'intérêt de cette présentation est important: on peut y déceler immédiatement si le sédiment obéit à la loi de Gauss. Dans la négative, on peut interpréter l'écart comme un mélange ou un remaniement.

a) Les analyses des sables des plateaux, font ressortir une constante:

l'appauvrissement anormal en éléments grossiers.

C'est un caractère général qui ne disparaît que dans les sédiments de vallée, là où les apports d'éléments venant du Kundelungu sont suffisants pour suppléer à cette carence.

(1) Le classement est matérialisé par l'angle de la droite avec l'axe des abscisses. L'interprétation des courbes granulométriques est basée en ordre principal sur les méthodes de D.J. DOEGLAS (1950) et K.H. SINDOWSKI (1958).

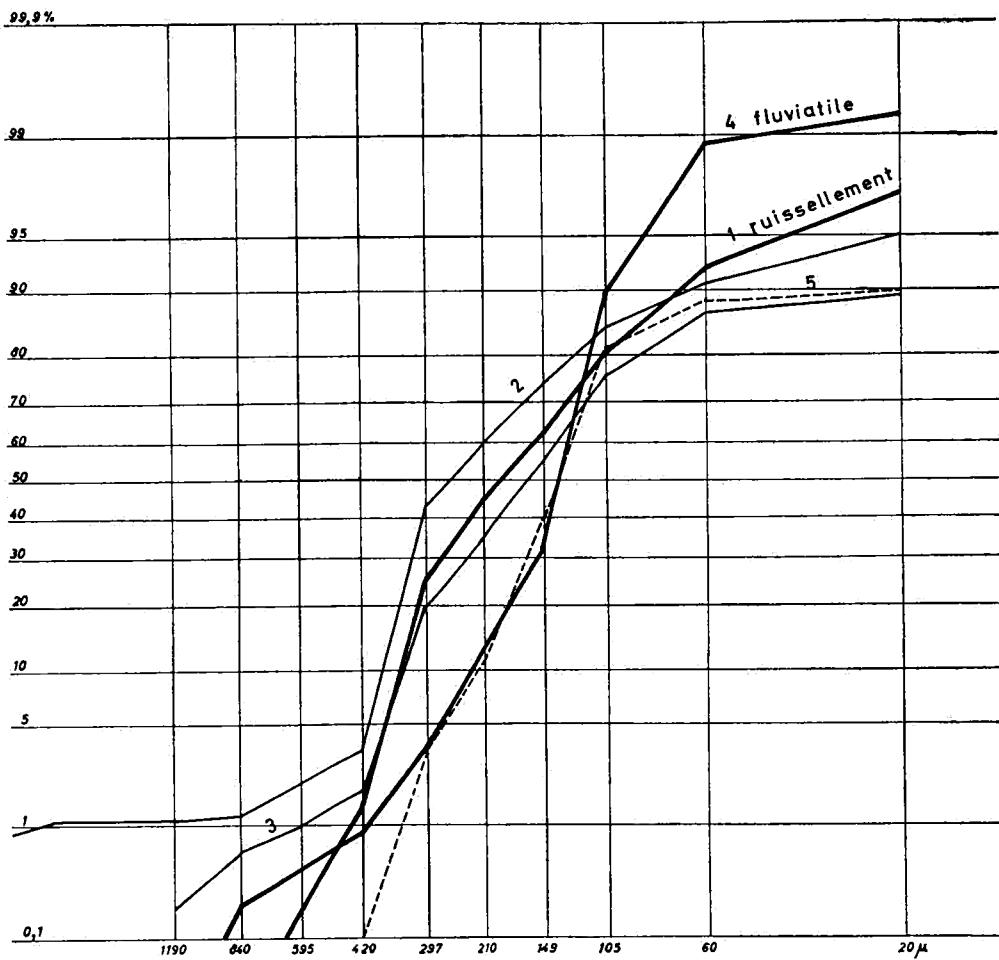


FIG. 17. — Courbes granulométriques cumulatives:

1. Dépôts de ruissellement prélevés au-dessus de la ligne de grenailles. Classement 49°. Coupe de Katentania.
2. Dépôts de ruissellement inférieurs. Classement 45°. Coupe de Kiniamá.
3. Dépôts de ruissellement supérieurs. Classement 52°. Coupe de Tshilongo.
4. Alluvions actuelles de la Katentania moyenne. Classement 72°.
5. Dépôts stratifiés de la base des sables. Classement 69°. Coupe de Tshilongo.

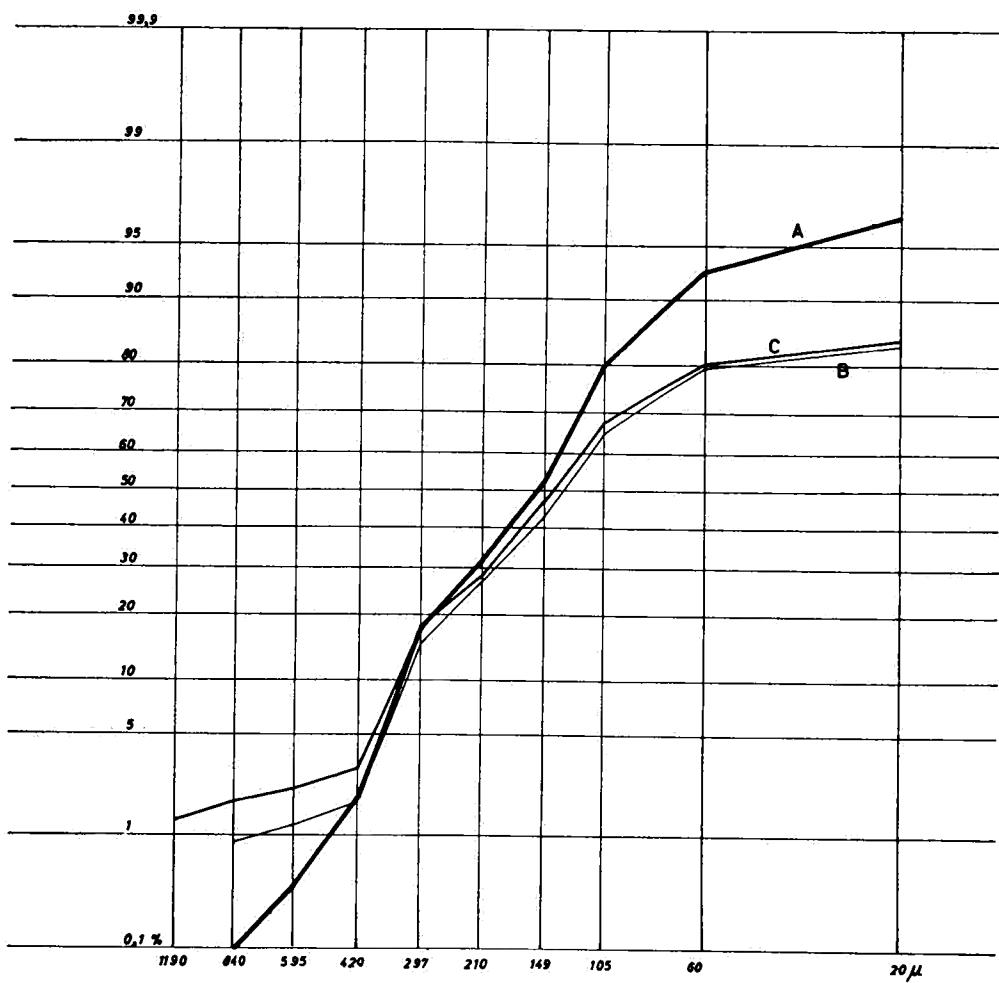


FIG. 18. — Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons prélevés dans une région affectée par un modelé éolien.

- A. Crête: échantillon supérieur.
- B. Crête: échantillon inférieur.
- C. Creux.

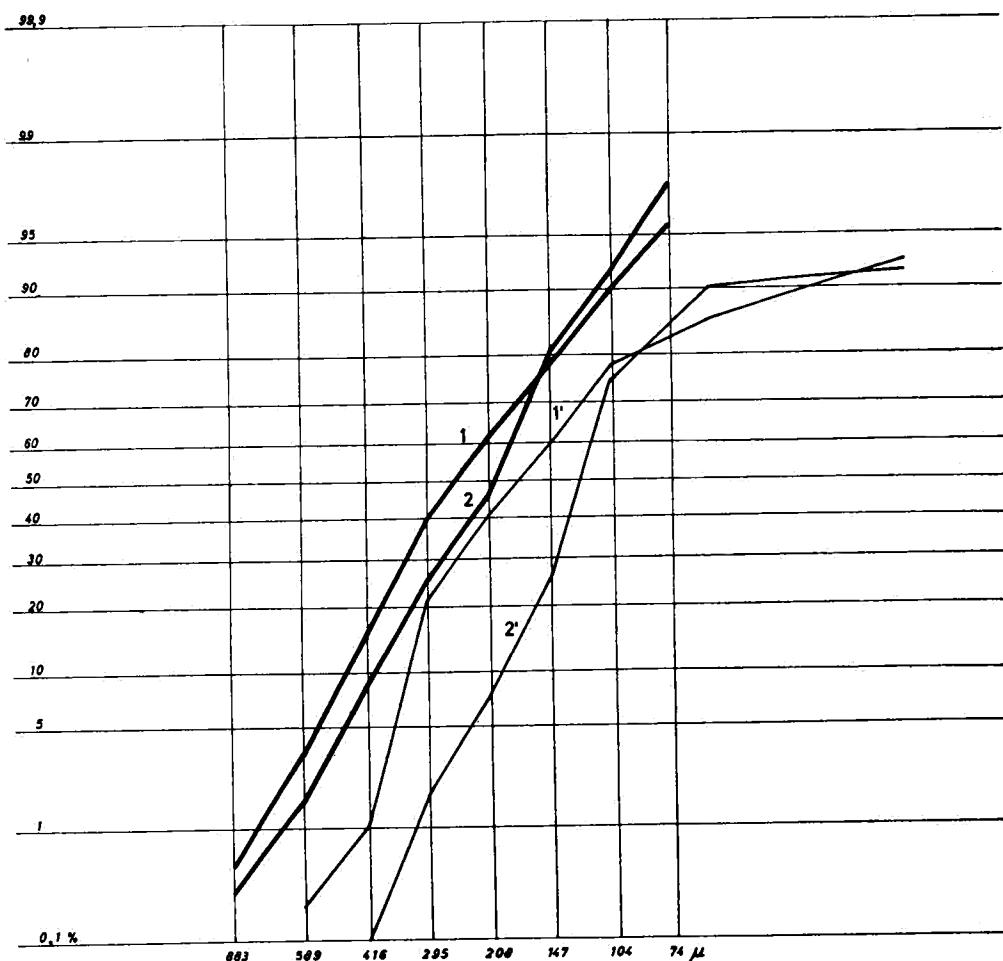


FIG. 19. — Courbes granulométriques cumulatives des sables de la région de Kamina (échantillons représentatifs de nombreux sondages: analyses publiées par A. Beugnies 1950).

1. A 1,50 m de profondeur.

2. A 20 m de profondeur.

Courbes de références du ravin de la Katentania.

1'. Dépôts de ruissellement récents.

2'. Alluvions fluviatiles de phase sèche.

Le manque de grossiers se marque à partir de 590 mu à Kamina et à partir de 420 mu aux Biano.

La partie inférieure est de type fluviatile.

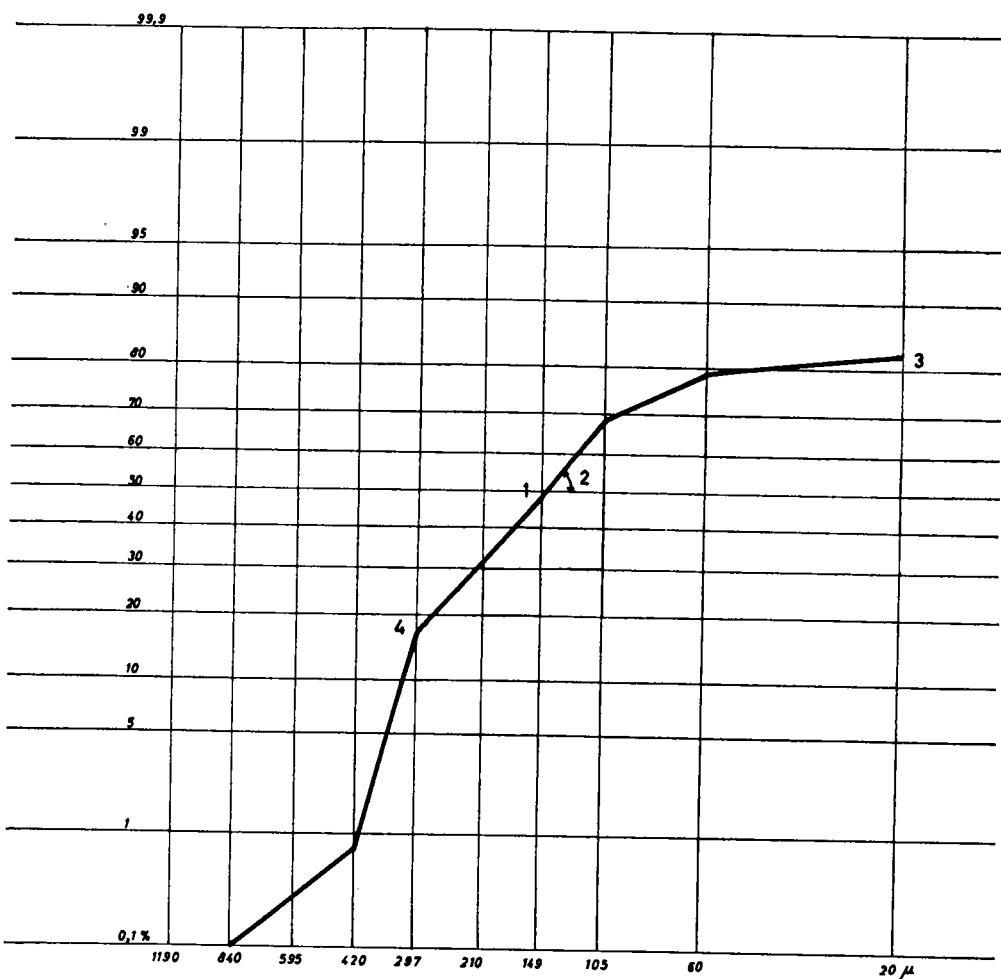


FIG. 20. — Caractéristiques d'une courbe cumulative.

1. Allure générale de la courbe au-dessus du point 4 (concave, rectiligne ou convexe).
2. Angle de cette partie de la courbe avec l'horizontale: classement (ex. 49°).
3. Pourcentage d'éléments très fins (plus petits que 75 mu). Ex. 25 %.
4. La classe 297-420 mu apparaît plus raide que le reste de la courbe parce qu'il n'y a pas assez d'éléments grossiers. L'angle fait par le prolongement de la partie de la courbe 1 et la fraction 297-420 mu est fonction de cette carence.

Les courbes établies pour les sables du plateau des Biano sont à rapprocher de celles des sables du plateau de Kamina (A. BEUGNIES) [10], et du plateau du Kwango (E. CLAEYS) [22]; la même absence de grains grossiers s'y manifeste. Sur le plateau du Kwango, cette carence est encore plus poussée: elle atteint la classe de grains allant de 297 à 420 m (*fig. 19*).

Cette coïncidence permet de conclure qu'il s'agit bien d'un caractère des sables originels. Malheureusement, il est presque impossible, au plateau des Biano, de trouver des sables originels: la plupart de ceux qu'on observe sont remaniés, mais ont hérité de l'appauvrissement en éléments grossiers.

Parfois même, sur les plus hautes surfaces, l'érosion a tellement aminci la couche sableuse, qu'il n'est pas rare d'y trouver des produits de l'altération du Kundelungu, mis en place ultérieurement. Par exemple, sur la surface 1 700 du secteur Kisiba Salabwe, le sable détient des éléments grossiers provenant de l'arkose des plateaux.

b) *Le remaniement du matériel originel a été très important*

Ce remaniement provoque parfois la défiguration complète: dans des dépôts de crue comme ceux que l'on observe dans le ravin de la Katentania, le départ d'éléments fins rééquilibre la courbe granulométrique au profit des grossiers (sans apport de grossiers).

L'analyse des courbes permettant de déceler les remaniements s'attache à quatre points précis (*fig. 20*).

1. l'allure générale de la partie supérieure de la courbe, c'est-à-dire la répartition des sables fins et moyens (de 75 à 297 microns). Cette courbe peut être rectiligne, légèrement concave ou convexe vers le haut.

2. Le classement de cette zone supérieure, représenté graphiquement par l'angle de cette partie de la courbe avec l'horizontale à la hauteur de la médiane (cet angle est souvent compris entre 30° et 70°).

3. La teneur en éléments très fins (plus petits que 75 m). On a pris 75 m et non 60 ou 100 m comme limite des très fins pendant l'analyse, car la classe 60 à 100 m représente une classe de transition: c'est celle où apparaissent les éléments intersticiels.

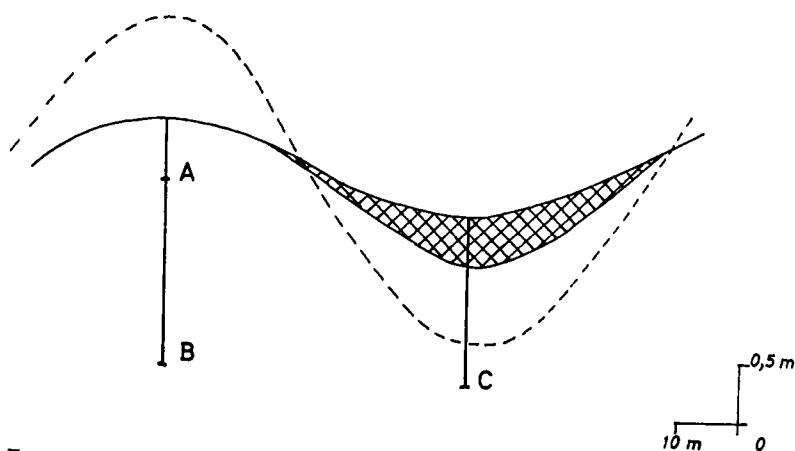


FIG. 21. — Coupe dans une dune: emplacement des sondages et des échantillons.

4. Le manque d'éléments grossiers. Cette carence est marquée par le faible pourcentage de grains plus grand que 420 m.

Les différentes analyses, examinées suivant ces quatre critères, ont révélé les traces de trois espèces différentes de remaniement.

A titre de référence, des dépôts associés à de la grenaille (ruissellement) et des alluvions récentes (fluviatiles) ont été analysés préalablement.

J. DE PLOEY [26] obtient les mêmes courbes pour les sables de la plaine de Léopoldville.

1. Remaniement par ruissellement

1° Les dépôts de ruissellement analysés offrent trois caractères liés entre eux, que l'on retrouve dans les échantillons de référence:

- une allure subrectiligne de la courbe des sables fins (plus petits que 297 m);
- une forte proportion en éléments fins (plus petits que 75 m);
- un mauvais classement (34 à 53° comme coefficient angulaire de la courbe).

Ces caractères s'expliquent par le fait que le milieu laisse se sédimentier plus ou moins en même temps les éléments fins et les

éléments moyens. Ce fait est en relation avec une forte évaporation, ou plus vraisemblablement avec une végétation qui diminue la force vive de l'eau courante et permet aux éléments fins de se sédimerter en même temps que les moyens.

Le pourcentage élevé en grains fins (20 %) confère au dépôt de ruissellement un aspect caractéristique, très compact. On ne retrouve pas cet aspect dans les couches superficielles, ocre, qui sont pulvérulentes: les grains y sont agglutinés par des sels de fer, et il s'est produit un départ d'éléments fins par percolation.

Une fine satisfaction très entre-croisée est quelquefois apparaître dans les remplissages de ravins par des dépôts de ruissellement.

2° La carence en éléments grossiers est toujours très importante, soit que le ruissellement soit incapable de modifier sérieusement la composition originelle: son action s'exerce en effet rarement aux dépens d'un autre matériel que le sable; soit que le ruissellement accentue cette caractéristique: sa *compétence* est, en effet, fort limitée. Dans ce dernier cas, il faudrait envisager le ruissellement comme impliqué dans l'origine première des sables de couverture (encore qu'il ne soit pas nécessairement le seul responsable).

Il n'y a pas antinomie entre ces deux derniers points: les deux causes auraient pu s'exercer simultanément, mais la deuxième explication semble la plus probable: par exemple, des échantillons qui ont pu être en contact avec du Kundelungu ne présentent pourtant pas de gros grains de grès arkosiques. Le matériel transporté par ruissellement doit donc être modifié par rapport aux sables originels.

2. Remaniement fluviatile

1° L'eau courante des rivières agit la plupart du temps, sur le bedrock (formé ici de substratum ancien). Elle est ainsi à même d'apporter de sérieuses modifications au matériel de départ, notamment d'enrichir le sédiment en éléments grossiers.

Si le contact ne peut avoir lieu, la pauvreté en grossiers reste importante: c'est le cas dans des remplissages de ravins (*donga*) de la Kisa Moya que nous décrivons plus loin (p. 125). Remarquons, par ailleurs, que le Kundelungu moyen et une grande

partie du Kundelungu supérieur ne sont pas à même de fournir des éléments grossiers, si bien que les dépôts fluviatiles sont aussi composés presqu'uniquement de sable fin. Quand la rivière coule sur les grès des plateaux (Ks_3) ou sur de la tillite, il n'en est plus de même: le sable s'enrichit de graviers et de cailloutis.

2° L'élimination des éléments fins, due à leur transport par suspension (DOEGLAS [29]), conduit à un bon classement (coefficient angulaire: 68 à 72°). La courbe, indiquant une faible teneur en grains très fins, est concave vers le haut. Il reste parfois un certain pourcentage de sable fin: c'est un sable interstitiel postérieur au sédiment étudié (ce matériel frais, déposé récemment, se distingue de ce fait d'un sédiment qui a été longtemps enfoui).

Ce manque général d'éléments fins confère à l'échantillon un aspect meuble, fluide, propice aux éboulements. Les affleurements sont truffés de lentilles, et parfois même d'apparence de stratification.

On trouve parfois une exception à cette règle: les sables interstratifiés de couches noires très humifères. Ce sont des dépôts de terrasse de phase humide (voir plus loin p. 109) sédimentés derrière des levées naturelles dans un milieu sublacustre. Les produits grossiers sont abandonnés sur la levée. Au contraire, une partie des éléments fins restent prisonniers; le classement est beaucoup plus mauvais que le dépôt fluviatile ne le laisserait attendre.

3. Remaniement éolien

1° Ce remaniement ne peut atteindre des sources nouvelles de sédiments. Il conserve donc inchangée la carence en éléments grossiers, beaucoup mieux que le fluviatile en général.

2° Comme lui, le vent tend à éliminer les éléments les plus fins et à améliorer le classement.

Trois échantillons ont été recueillis dans une zone d'alignements éoliens. L'échantillon A (fig. 21) est le seul à montrer les tendances qui viennent d'être décrites: la courbe est concave (11 % de grains fins seulement), mais le coefficient angulaire de la courbe est de 58°, alors que, dans une courbe de référence, les

classements des sédiments éoliens sont de 65 à 70° (SINDOWSKI) [69].

L'échantillon C est un remaniement ultérieur: il présente les caractéristiques du ruissellement (*fig. 18*).

Le sable pris en B provient probablement d'un matériel plus ancien, très peu ou pas du tout modifié par le vent.

Ces échantillons, pris à titre de comparaison, confirment donc bien que le remaniement éolien ne concerne que les sables pris en A.

Le classement n'est donc pas aussi excellent que celui qu'on s'attendrait à trouver dans un milieu éolien. Plusieurs auteurs, notamment A. RIVIÈRE [63] et K. H. SINDOWSKI [69] avaient déjà noté ce fait. Le dernier auteur constate que les sables éoliens bien classés proviennent d'échantillons prélevés dans des barkhanes ou des dunes longitudinales, c'est-à-dire dans des sables apportés par le vent. Au contraire, le classement moins bon est un critère qui permet de distinguer les sables des erg, formes de relief modelées par le vent, où les éléments résiduels sont nombreux.

B. MORPHOSCOPIE

Si l'étude de la forme des grains fait de grands progrès, l'interprétation de la *nature* de la surface, du microrelief est encore le sujet de nombreuses discussions.

De plus en plus, des doutes sont émis sur l'*origine unique* de la matité de la surface, voire même sur la liaison nécessaire entre l'aspect mat et les phénomènes éoliens (Ph. H. KEUNEN) [43].

Le problème actuel est de distinguer le « mat » dû aux phénomènes éoliens du « mat » provoqué par une altération chimique.

L'usage du microscope électronique permet une analyse très précise du microrelief des grains (J. J. PORTER) [62]. La richesse de détails ne permet pas toujours de faire le raccord avec ce qui avait été observé à l'aide de la méthode classique (microscope binoculaire à grossissement moyen). En outre, cette analyse présente de grandes difficultés à être réalisée dans des laboratoires qui ne peuvent utiliser directement de tels microscopes.

Il existe cependant une série de formes, d'un diamètre approximatif de l'ordre de 10 mu, que la « définition » du microscope binoculaire ne permet pas de voir distinctement. Il fallait donc mettre au point une méthode qui permette d'étudier, à un fort grossissement (sans atteindre les dimensions du microscope électronique), les détails de l'aspect « mat ».

Le sable a été préparé en plongeant les grains à mi-hauteur dans une substance dont l'indice est à peu près le même que celui du quartz, afin de faire disparaître les détails de la face inférieure. G. FOURNIER [34] a utilisé la glycérine. Nous avons obtenu les mêmes résultats en employant du baume du Canada ou mieux, du « Lakeside ». Les grains ainsi traités ont pu être observés au microscope ordinaire.

Des articles précités et de nos observations, on peut conclure que le relief de la surface des grains est dû à trois éléments différents:

a) *De très petites cupules* de l'ordre de quelques mu de diamètre, dues à la mise en surface des loges de petites inclusions liquides ou gazeuses(1).

Ces cupules se retrouvent sur tous les grains, aussi bien sur les luisants que sur les mats.

b) *Des éléments de l'édifice cristallin*

Ces formes sont le plus souvent en creux. Leur contour est géométrique, mais souvent irrégulier. Ces creux sont orientés et parfois disposés en lignes parallèles. Leur taille est variable, de l'ordre de 10 microns pour les plus petits.

Ils résultent d'une attaque chimique sélective, et rappellent certaines figures de corrosion que l'on aperçoit à l'œil nu sur les cristaux.

L'action chimique paraît très vraisemblable. Dans les échantillons recueillis, ces éléments du microrelief sont, non seulement associés à des sels de fer, mais soulignés par eux.

c) *Des lunules*

Ces formes ressemblent (en plus petit) aux traces de chocs observées sur des galets marins ou sur ceux des torrents.

(1) Communication orale de M. J. BELLIERE, Lubumbashi.

La taille de ces lunules varie de 1/30e au 1/5e du diamètre du grain. (Rappelons que ceux-ci ont un diamètre moyen d'un peu moins de 400 mu.) Ph. H. KUENEN [42] en observe qui représentent 1/10e du grain. La grandeur de la lunule dépend probablement de la masse des deux grains qui s'entrechoquent. C'est pourquoi il n'y a pas de proportion constante entre ces lunules et le diamètre des grains qui les supportent.

Ces figures sont des traces de percussion: à cette taille, en effet, seule une action éolienne permet l'efficacité des chocs. Dans le milieu aqueux, la pellicule d'eau hygroscopique, vis-à-vis d'un petit grain, s'interpose et empêche la percussion directe.

Nous avons comparé ces sables du plateau des Biano à des échantillons de référence, dont l'éolisation est certaine: sables de la côte belge, de l'Irak, des rives du lac Bengweolo. Tous ces sables présentent des lunules semblables.

Aucun grain n'a vraiment l'aspect rond-mat typique, tel que l'a défini M. A. CAILLEUX [13].

Les échantillons les plus *mats* que nous ayions pu observer n'étaient pas ronds, mais fortement émoussés (comme la plupart des grains dans les échantillons de référence). L'origine de la matité est ici probablement chimique, car ces grains sont prélevés dans des sables en contact avec le Kundelungu (ce contact favorise l'attaque de la silice; à cause de l'augmentation du pH) (voir chap. III - Grès polymorphes p. 87).

Les grains les plus *ronds* sont localisés dans le secteur oriental du plateau (Kiniamma, Shisinkwa). Ils sont plus volumineux (parfois considérablement) que la moyenne, et sont hérités de l'arkose des plateaux sous-jacente.

De nombreux grains parmi ceux-ci sont polycristallins et relativement altérés; ils présentent un aspect granuleux blanc dû à dissociation partielle des cristaux. Ils n'ont pas dû être remaniés car ils n'auraient pu subir ce remaniement sans se briser. Ils ne sont donc pas éoliens.

Sur toutes les surfaces élevées, il existe, comme nous l'avons vu, des dunes transversales: les sables recueillis dans ces ondulations ne recèlent pas plus de traces de percussion que les sables provenant d'autres dépôts.

Dans la plupart des cas, les sables des plateaux présentent, au point de vue morphoscopie, deux caractères communs:

- ils sont fortement émoussés;
- ils présentent des lunules bien marquées.

On retrouve ces traces de chocs même dans des échantillons prélevés en profondeur: le phénomène d'éolisation a pu, vraisemblablement, se répéter.

Les lunules manquent parfois, dans deux cas particuliers:

1. sur les points culminants des surfaces élevées (1 675 m et même plus): le matériel ancien a été exhumé au fur et à mesure de l'érosion;
2. dans les couches superficielles des dépôts de ruissellement. Au microscope, on distingue de nombreux grains en forme de « nucleus »: sphères à facettes plus ou moins courbes séparées par des arêtes. Dans ce cas, la partie supérieure du grain, sans doute plus altérée, a été enlevée mécaniquement. Les phénomènes de surface ont disparu, laissant seulement la trace des creux due aux anciennes inclusions sous forme d'une espèce de chagrinage.

C. CONCLUSION DES ÉTUDES SÉDIMENTOLOGIQUES

a) Presque tous les sables du plateau des Biano, ont subi leur dernier dépôt dans un milieu où règne le ruissellement, et vraisemblablement un ruissellement diffus (*sheet-wash*).

Toutefois, étant donné sa fréquence, la carence en éléments grossiers peut être considérée comme un caractère hérité.

Dans certaines conditions, le ruissellement a été capable d'épandre sur le sol des grenailles et des cailloux venant du substratum.

b) Le remaniement fluviatile ne devient fréquent que plus bas que la surface de 1 575 m. Il apparaît déjà, dès la pente immédiatement inférieure, à Katentania et à la Kisa Moya.

Des vallées ont cependant pu exister sur la surface de 1 575 m et sur les supérieures: à Tshilongo par exemple (bord de la surface de 1 575 m), on a prélevé des sables dont la courbe granulométrique est comparable à celle de sables fluviatiles de référence. Une apparence de stratification et le contexte morphologique viennent confirmer l'origine fluviatile de ces sables. Ce site est le vestige d'une ancienne vallée: l'intense reprise d'érosion a perturbé le réseau.

c) Le remaniement éolien consiste en simples retouches. Il n'est pas très important, et ne peut pas être considéré comme mode de dépôt originel.

d) Le plateau des Biano n'est pas favorable à l'étude des sables originels du type « sables du Kalahari ». Les remaniements ont été trop nombreux et trop importants. En outre, sur les surfaces élevées, le sable est trop peu épais.

A la lumière des observations sur les sables du plateau des Biano, il sera toutefois possible d'interpréter les données existantes sur les sables du plateau de Kamina et du plateau du Kwango.

Ces dépôts sableux ont une épaisseur de l'ordre de 50 m.

Le sondage effectué par A. BEUGNIES [10], à 25 m de profondeur, donne les résultats suivants:

- pour les sables supérieurs: la courbe est celle des ruissellements typiques;
- pour les sables de la base: courbe des dépôts fluviatiles, mais avec carence en éléments grossiers.

Or, les épandages fluviatiles du type bord du Tchad, du Ngami, du Niger (en amont de la boucle), s'éteignent petit à petit au fur et à mesure de leur avancée jusqu'à donner un écoulement semblable au ruissellement.

Au Kwango situé à une latitude plus septentrionale, la carence en éléments grossiers commence à partir de 297 m au lieu de 420: il s'agit du même type de sédiments, mais plus fins encore que ceux des plateaux des Biano ou de Kamina.

Il semble donc que cet immense épandage qui a formé les dépôts sableux du Congo méridional, *venait du sud*.

VI. RELATIONS ENTRE LES SABLES ET LE SUBSTRATUM ANCIEN

A. CONTACT SABLES- SUBSTRATUM

La couverture sableuse se présente presque toujours en nappe continue qui enfouit également les fragments de surface et les

versants qui les séparent. Cette couverture ne laisse apercevoir le substratum que:

- a) dans les vallées de l'intérieur du plateau, dont les versants sont assez raides pour être démunis de leur sable. Des vallées asymétriques, par exemple, peuvent présenter un versant en pente faible couvert de sable et un versant en pente forte, dénudé (c'est le cas pour la Pupa moyenne, à l'endroit où elle atteint la surface de 1 575 m);
- b) sur les rebords extérieurs du plateau.

L'attention se porte donc tout d'abord sur ces zones d'affleurement.

Le contact géologique, c'est-à-dire la façon dont le sable recouvre le substratum, n'est pas invariable. On distingue quatre types de contact. La fréquence des trois premiers est à peu près la même.

- a) Le sable repose *sans intermédiaire* sur le substratum ancien.

Ce substratum est fortement altéré et, la plupart du temps, formé d'une argile limoneuse. Cette argile soutient la nappe aquifère qui donne naissance à des sources situées au contact sable-argile. Par suite de l'horizontalité presque parfaite de la base argileuse, le jaillissement de l'eau n'est pas ponctuel mais se produit le long d'une source linéaire.

Les sables sus-jacents sont alors l'objet d'une sorte de « suffosion » (1) et reculent en gardant au servant une pente relativement raide (de l'ordre de 25 %). G. SAUTTER [68] observe le même phénomène au nord de Brazzaville.

Ce recul du versant est produit par un glissement postérieur à la suffusion. Ce glissement, accompagné de basculement, appelé « slumping » (2) est rendu possible, grâce à l'abondance de matières humiques qui augmentent la plasticité du sable.

Ce phénomène se produit encore à l'heure actuelle, mais il n'est plus aussi efficient; son action est trop locale et trop restreinte pour maintenir un versant raide.

(1) Sapement à la base dû au soutirage des sources.

(2) Opposé à « sliding »: glissement *sans* basculement.



FIG. 22 — Coupe dans une carrière de latérite (Poste central Grelco); grenailles sableuses au sommet; éléments du Kundelungu imprégné à la base.

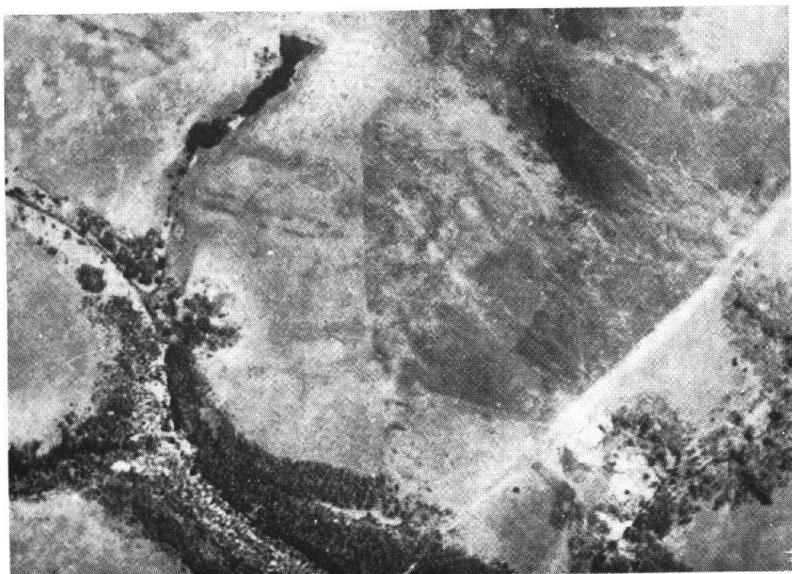


FIG. 27 — Répartition de la végétation en bordure des nappes sableuses. A la source: un « muñulu » végétation paludicole.



Ce recul du sable fait apparaître une plate-forme dégagée sur le substratum ancien. L'altération très forte a permis des retouches ultérieures qui ont augmenté la pente. Le socle est ainsi dénudé au fur et à mesure du recul du versant sableux.

b) Le sable repose sur le substratum par l'intermédiaire d'un niveau de blocs de *grès polymorphes*.

Ce niveau est, comme nous le verrons, une accumulation de blocs résiduels, dans un fond de vallée. Il s'agit en quelque sorte d'une « terrasse », mais constituée de dépôts de versants.

La plate-forme, créée par la dénudation des roches anciennes, existe ici aussi. Elle est beaucoup moins nette car elle disparaît sous l'amoncellement des blocs. Ceux-ci n'empêchent toutefois pas la surface exhumée d'être retouchée par la suite.

c) Le sable repose sur le substratum par l'intermédiaire d'une *grenaille* (l'un passant parfois latéralement à l'autre).

La surface supérieure du sable est toujours en pente et cette pente a au moins 1 %. Ce contact se rencontre toujours sur la partie supérieure des versants de vallées.

Cette grenaille ou cette cuirasse présente deux couches distinctes (*fig. 22*):

1. la couche supérieure comporte des grenailles *sableuses*.

Ces dernières constituent un niveau résiduel ou ont été apportées par le ruissellement; dans ce cas elles sont bien arrondies et éloignées de tout horizon qui aurait pu leur donner naissance;

2. la couche inférieure est composée presque toujours d'éléments provenant des roches du Kundelungu. Ces éléments sont imprégnés de sels de fer (voir p. 45).

Ce sont soit des fragments très contournés, à apophyses très fines, formant des plaquettes dans lesquelles on retrouve l'ancienne stratification, parfois percées de trous communiquant entre eux; soit la masse de la roche elle-même, percée elle aussi de fissures et de couloirs communiquants.

Quoi qu'il en soit, ces éléments rappellent toujours certaines caractéristiques de la roche fraîche: la cohérence, l'abondance des

joints notamment de schistosité, ce qui indique qu'au moment de l'imprégnation la roche n'avait subi qu'une faible altération.

Cette faiblesse de l'altération des éléments de la cuirasse qui couvre le Kundelungu est en opposition avec le mauvais état de conservation actuelle. Une altération profonde y a complètement ameubli les schistes précambriens. Le sommet de la roche en place est un horizon bariolé argileux (*mottled clay*) dans lequel on distingue des éléments plus rouges et plus résistants, matière première à d'éventuelles grenailles.

Un niveau de grenailles, plus petites et plus équidimensionnelles que celles du niveau supérieur, surmonte l'horizon bariolé argileux, ou même le remplace.

Or, les grenailles à plaquettes n'ont pu parcourir de longues distances; leur aspect très contourné et fragile, la dimension de certains blocs s'opposent à cette idée.

Un fait important est aussi à signaler: ces grenailles contournées ou à plaquettes ne se retrouvent *jamais* plus bas que la surface de 1 575 m, alors que les grenailles sableuses se retrouvent sur toutes les surfaces.

On peut conclure:

- que certains versants, en raison de leur pente (minimum 1 %) et de la proximité d'un axe du réseau hydrographique, n'ont jamais été couverts par une grande épaisseur de sable. Cette faible importance de la couverture sableuse a entraîné des conditions pédologiques spéciales: le Kundelungu, quand il n'est pas enfoui sous une forte épaisseur de sables plus ou moins marécageux et qu'il reste, par conséquent, proche de la strate végétale, est mieux drainé et plus favorable à l'imprégnation. Au contraire, lorsqu'il est profondément enfoui, il est maintenu dans un état plus humide par la nappe aquifère. Les produits de l'altération qui sont des argiles, restent gonflés, ce qui leur confère une grande imperméabilité.

Il arrive même que, à l'heure actuelle, l'existence de dépôts sableux ne soit plus attestée que par la présence de grenailles sableuses. Ces dernières ne sont plus dans leur site de formation, puisqu'elles montrent des traces de transport, mais le déplacement de ces grenailles implique la possibilité d'un transport du sable.

2. Sur certaines surfaces d'érosion (au-dessus de 1 575 m), l'érosion chimique du Kundelungu a été, à une époque très ancienne, beaucoup plus faible qu'elle ne l'est devenue par la suite. On pourrait penser que l'état de fraîcheur du Kundelungu au moment de l'imprégnation s'explique par un enlèvement immédiat des couches altérées: il est donc nécessaire de rappeler que ce type d'imprégnation n'existe pas sur les surfaces inférieures. On ne le trouve jamais, par exemple dans la dépression de la Pande ou sur les contreforts du plateau.

Les pentes affectées sont associées à toutes les surfaces élevées. La plus basse de ces surfaces est aussi la dernière à être remaniée par le vent. A cette coïncidence de faits, s'ajoutera encore la présence de vernis désertique sur certains blocs de grès, sur les mêmes surfaces.

d) Le sable repose sur le substratum par l'intermédiaire d'un *cailloutis*.

Ce contact est beaucoup moins fréquent: il est localisé aux secteurs de Longe et de Lukata.

Ce cailloutis se présente, soit en épandage, par exemple dans la haute vallée de la Lukata, soit en nappe alluviale. Il est alors très bien classé: c'est le cas notamment dans la vallée de la Pupa, où le sable repose sur une plage de gros cailloux. Les coupes sont malheureusement assez rares.

Ce cailloutis provient, pour une grande part, des tillites du sous-sol; il recèle, en effet, des oolithes silicifiées, des jaspes et des amphiboloschistes.

Il semble qu'il se soit déposé relativement tard, par rapport aux sables originels (**URSAND**) car:

1. il contient une certaine quantité de sables interstitiels, qui se sont déposés plus ou moins en même temps;
2. il couvre une surface d'aplanissement (*fig. 23*) qui s'est formée dans le fond de la vallée.

Il est également remarquable que ce cailloutis, quand il est à la base des sables, comme c'est le cas à la Pupa, ne contienne aucun élément de grès polymorphes. De gros blocs le surmontent actuel-

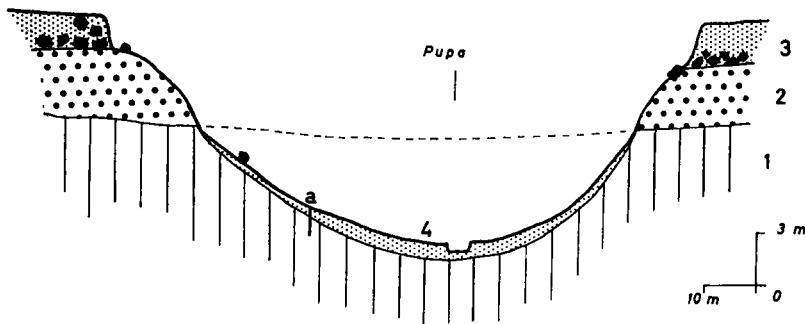


FIG. 23. — Vallée de la Pupa.

1. Kundelungu schisteux altéré (argile micacé).
2. Cailloutis relativement bien classé.
3. Sable de type Kalahari à la base et blocs de grès polymorphes entassés
4. Couverture sableuse récente.

lement. Cette disposition confirmera l'hypothèse d'une formation relativement récente de ces grès.

B. CONFIGURATION DE LA SURFACE ENFOUIE SOUS LE SABLE

L'étude géométrique des contacts, liée à l'observation d'autres phénomènes, va permettre de supposer la forme de la surface inférieure des sables, c'est-à-dire de la surface d'érosion du substratum ancien.

Cette surface a au moins autant d'importance que la surface supérieure du sable. Elle peut être plane et monocylique, mais les sables de couverture pourraient tout aussi bien dissimuler un relief très complexe.

Par suite du manque de coupe suffisamment profonde ou d'un coûteux matériel de sondage, il a fallu recourir à des moyens indirects pour évaluer l'épaisseur du sable en chaque endroit et en déduire la topographie de la roche sous-jacente.

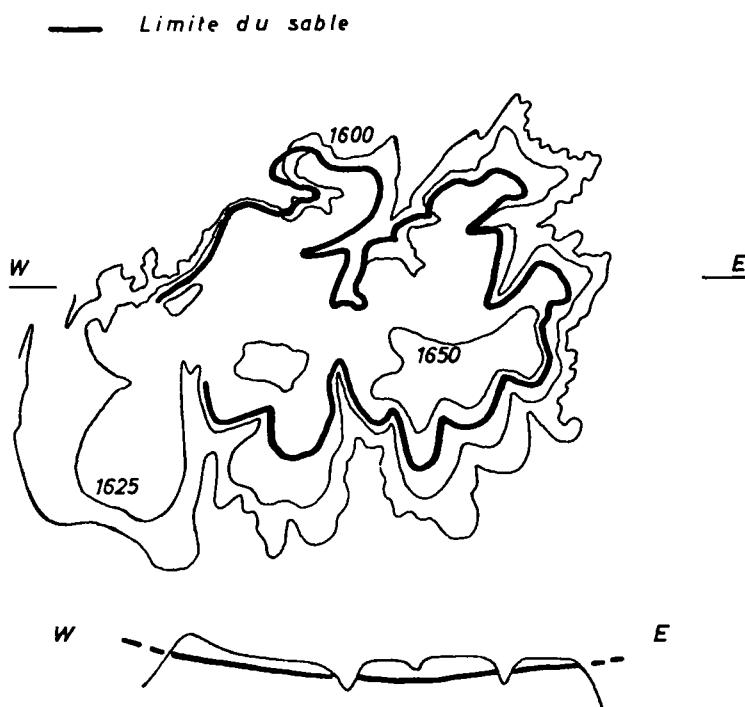
a) Géométrie des contacts sable-substratum

1. Contact en bordure des fragments du plateau: ce contact a un tracé qui, sur la carte (fig. 9), est, la plupart du temps, grossièrement rectiligne, parallèle aux grandes rivières — qui coulent

sur le socle Kundelungu — et perpendiculaire à la ligne de plus grande pente de la surface sableuse.

La reprise d'érosion, qui est responsable du versant de bordure du plateau, n'a pas agi partout avec la même intensité: les coupes qu'elle fait apparaître mordent plus ou moins profondément à l'intérieur de la surface enfouie présumée.

La combinaison d'observations faites dans des vallées en angle droit, permet de définir un plan. La situation la plus favorable est celle du secteur de la Ferme Rainieri, car plusieurs vallées secondaires entament la bordure et lui donnent un tracé assez contourné (*fig. 24*).



Echelle : 1 / 100.000

Exagération des hauteurs : 20x

FIG. 24. — Topographie du substratum déduite de la ligne de contact sable-substratum.

Partie ouest du plateau, quelques km au sud de la ferme Rainieri.

Les contacts nets, de sables épais, sur Kundelungu permettent une restitution de la surface enfouie: on en conclut que celle-ci:

1° est subhorizontale;

2° est parallèle à la surface supérieure des sables.

2. Les têtes de vallées qui ne mordent que légèrement sur la limite des sables, méritent une attention spéciale: ces vallées se poursuivaient plus loin vers l'intérieur et ont été remblayées par la suite. L'examen des niveaux de grenailles permet de dater ces vallées relativement l'une à l'autre (*fig. 25*) (1).

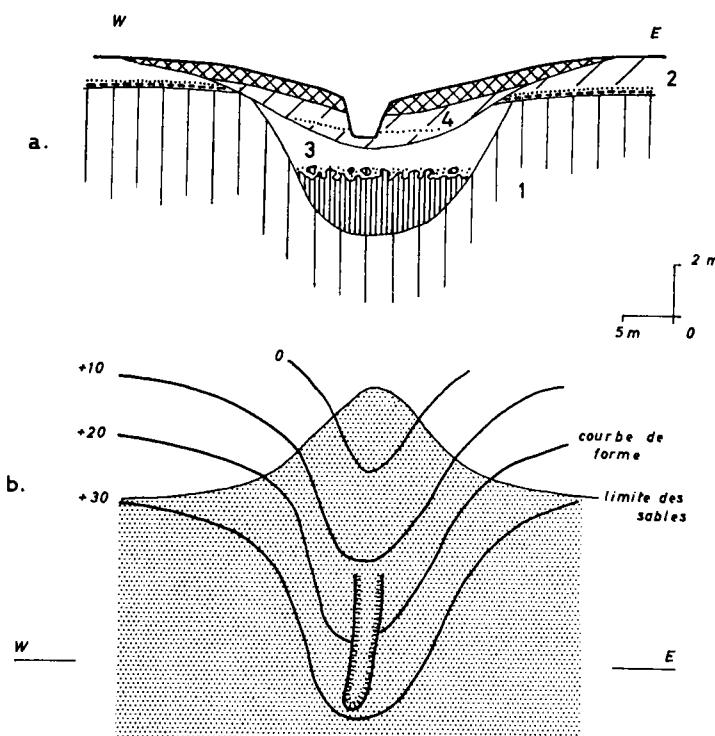


FIG. 25. — Ravin de la Kiesangie.

a. Coupe

1. Kundelungu altéré.
2. Sable (à la base, grenailles en plaquettes puis grenailles sableuses).
3. Sable de ruissellement ocre, avec niveaux de grenailles sableuses à la base et horizon humifère relativement épais au sommet.

b. Plan

Remarquer que le sable est plus étendu au niveau du ravin.

(1) Nous décrirons dans la suite, le mécanisme relativement récent de l'érosion linéaire et de l'enfouissement des formes qu'elle a façonnées.

En conclusion:

1. Les surfaces supérieures sont parallèles à l'assiette des sables. L'épaisseur de ces sables peut toutefois légèrement varier.
2. La masse de sable à surface plane n'enfouit pas de reliefs contournés ou de vallées importantes. La seule exception consiste en têtes de vallées, en bordure du plateau, partiellement remblayées à l'heure actuelle.

b) Profondeur des horizons pédologiques

En général, les horizons pédologiques, rouge inférieur et gris-rose de lessivage, vont en s'épaississant du rebord des vallées vers l'intérieur du plateau.

La profondeur à laquelle on trouve l'horizon rouge est, dans certains cas, susceptible de donner des indications relativement précises sur le comportement de la topographie enfouie:

1. Les versants en pente douce, qui séparent les lambeaux de surface d'aplanissement, sont toujours associés à des aires où l'horizon rouge est peu profond. La localisation de ces zones est relativement aisée et s'appuie soit sur des sondages, soit sur la présence à la surface du sol de fourmilières de teinte rouge construites grâce à du matériel que les fourmis ramènent d'une profondeur d'un mètre cinquante environ (les termites, au contraire utilisent du matériel superficiel).

Le talus, perceptible en surface, n'est pas creusé dans une masse de sable: il correspond à un relief identique taillé dans le substratum ancien, et est donc la surface supérieure d'un dépôt.

2. Au contraire, un talus dans l'horizon rouge n'est pas nécessairement calqué dans la topographie de surface.

En effet, à plusieurs reprises, et notamment dans le ravin d'érosion de Katentania, on a pu observer la disposition de la figure 26. Alors que le relief n'en laisse rien prévoir, l'horizon rouge se relève assez rapidement et se rapproche de la surface au point de soutenir une grenaille *in situ* (la nappe aquifère suit le niveau rouge). Le sable a ennoyé postérieurement ce ressaut.

Ce phénomène n'a pu être observé que sur les surfaces supérieures à 1 450 m. Sous cette altitude, les dénivellations plus importantes entre les surfaces n'ont pas permis une fossilisation.

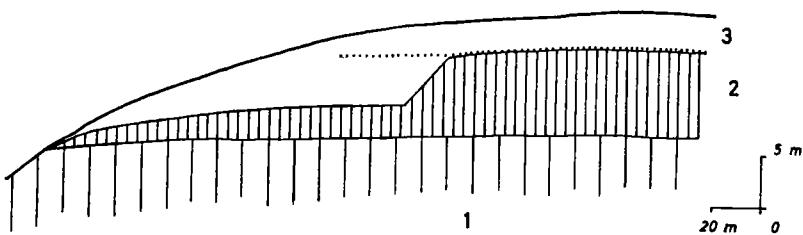


FIG. 26. — Ressaut enfoui par ruissellement.

1. Substratum.
2. Horizon rouge.
3. Horizons supérieurs (gris-noir, ocre gris et rose). Parfois niveau de grenaille.

c) Les activités biologiques (végétation et termites)

La limite d'extension des sables, là où elle est bien nette (premier type de contact: sable directement sur le Kundelungu), est souvent signalée par des variations dans la végétation:

1. Description (fig. 27).

1° Sur le Kundelungu, en contrebas de la source, une forêt claire s'est très bien développée (fig. 28), surtout si la pente n'est pas trop forte et, par conséquent, l'érosion du sol assez faible.

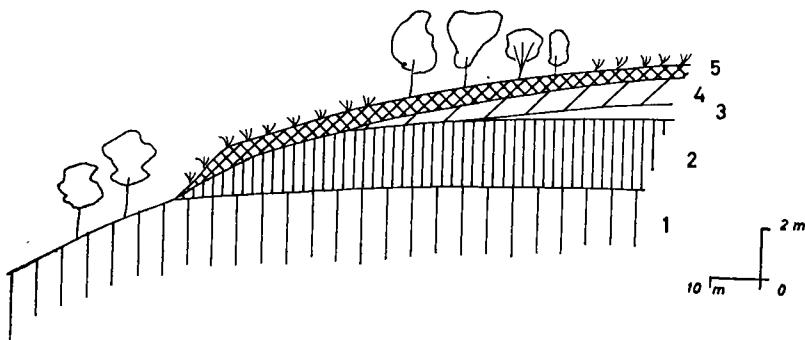


FIG. 28. — Ravin de la Kafumbe.

1. Kundelungu altéré (argile violacée, micas).
2. Horizon rouge.
3. Horizon gris-rose.
4. Horizon ocre.
5. Horizon gris-noir (plus noir et plus épais au niveau des sources).

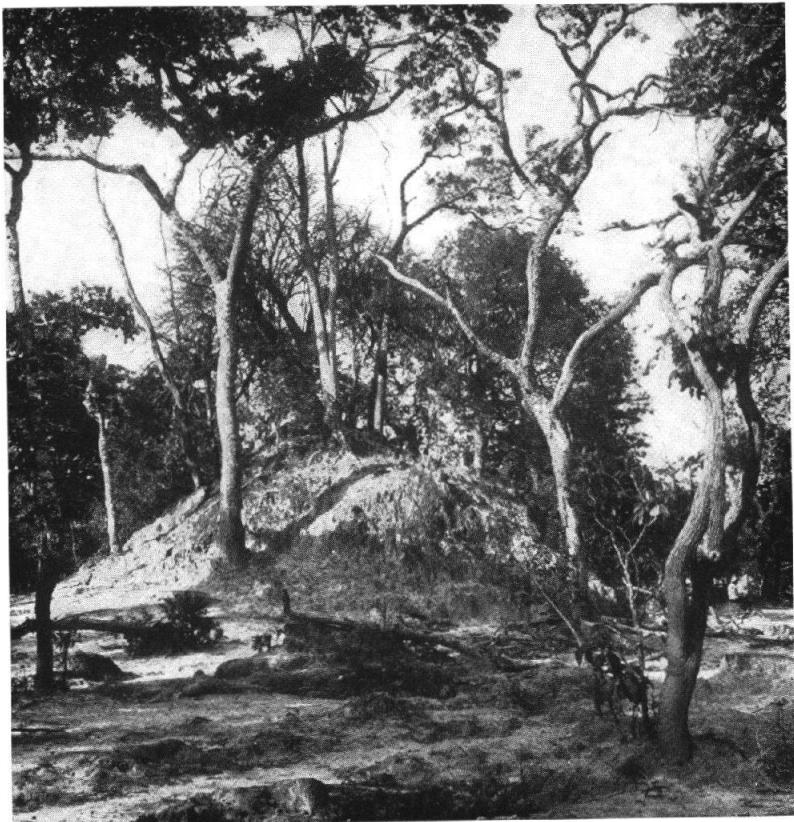


FIG. 29 — Termitière attribuée à *Macrotermes goliath*. Forêt claire. La strate herbacée a été endommagée par le passage du gros bétail. (Versant de la Kafumbe).

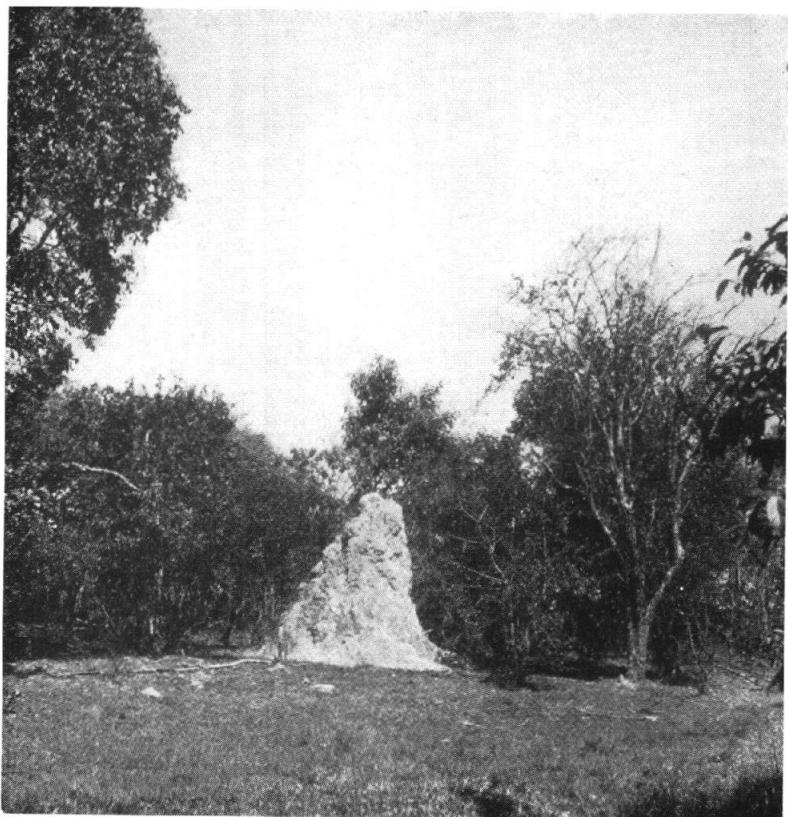


FIG. 30 — Termitière de *Macrotermes natalensis*. Pas de végétation.



FIG. 31 — Versants enfouis sous le sable décelables grâce à des conditions hydrologiques. Mauvais drainage là où le sommet du substratum s'approche de la surface. La limite du versant apparaît grâce au bon drainage (teinte claire) par la rivière en contrebas.



2° Dans la zone directement au-dessus de la source (zone assez large: parfois plus d'une vingtaine de mètres), l'humus noir est très épais: le sol est imprégné d'eau, même en saison sèche. Une végétation herbacée succède aux arbres, les racines de ces derniers ne pourraient respirer dans ce milieu trop humide.

3° Dès que la distance entre la surface du sol et le haut de l'horizon rouge n'est plus que d'un mètre, la forêt claire réapparaît: les conditions hydrologiques sont favorables, l'horizon rouge indique le niveau le plus bas atteint par la nappe.

4° Cette forêt à grands arbres couvre la pente douce du rebord du plateau, puis laisse la place à des arbustes plus malingres, à faciès rabougris (par exemple: une éricacée arbustive).

5° La prairie succède à cette formation végétale: au cours de la saison des pluies, un certain ruissellement s'y produit contrairement à ce qui se passe en forêt.

2. Interprétation

1° M. J. DUVIGNEAUD et M. J. J. SYMOENS (1) avaient déjà remarqué cette localisation de la forêt sur le rebord du plateau. Leur explication est la suivante: pendant la saison humide, le niveau de la nappe aquifère monte pratiquement jusqu'à la surface du sol, sauf en bordure des fragments du plateau où le soutirage de la source l'abaisse. C'est dans cette dernière zone que sont concentrés les arbres. L'argument est tiré du fait que l'on observe souvent, dans la deuxième partie de la saison des pluies, un ruissellement sur la prairie et non sous le couvert.

2° Cependant, le manque d'arbres à l'extrême bordure, que nous avons constaté, indique que le soutirage des sources n'est pas le seul facteur à intervenir dans la localisation de la forêt claire: ajoutons la proximité du substratum ancien, plus riche en substances assimilables par les plantes que le sable particulièrement pauvre.

Selon nos observations, jusqu'à 5 m environ de sable, l'absence de ruissellement à la fin de la saison des pluies pourrait être attribué à un meilleur drainage profond des sables sous l'influence de la végétation arborée.

(1) Communication orale.

3° Un autre argument vient corroborer ce dernier: la présence de grandes termitières dont le matériau provient du substratum ancien plus ou moins argileux. Or, ces termitières sont édifiées par des espèces différentes dont l'habitat est fonction de l'épaisseur des sables.

Sur le Kundelungu à nu et jusqu'à 1,50 m d'épaisseur de sable, les termitières sont attribuées à «*Macrotermes goliath*» (A. BOUILLOU [12]). Ces termitières ont l'aspect que nous leur connaissons aux environs de Lubumbashi, grandes buttes de 5 à 6 m de haut, très nombreuses (4 à 5 à l'ha) et couvertes d'arbres.

Au-delà de 1,50 m et jusqu'à 4 m, ce sont les termitières des «*Macrotermes natalensis*» qui dominent le paysage: elles sont faciles à identifier, car elles sont très étroites (1 à 2 m à la base), très hautes (4 à 5 m de haut), et absolument dépourvues de végétation, même d'herbe (*fig. 29 et 30*).

L'installation des termites exige que le sol soit relativement bien drainé: les termitières ne sont jamais installées dans la région où le sable est épais et reste humide jusqu'au bord du versant. Elles sont, la plupart du temps, associées au type de contact sable-Kundelungu par l'intermédiaire de grenailles à plaquettes ou cuirasses. Ce contact implique, en effet, comme nous l'avons vu, les mêmes conditions hydrologiques: sable peu épais, donc milieu bien drainé.

L'aire à termitière est donc encore plus restreinte que celle de la forêt: elle est limitée à la zone des sables les moins épais (moins de 4 m) et bien drainés.

L'étude de la localisation des forêts et des termitières a permis de vérifier que bon nombre de rebords de plateaux étaient couverts par un manteau sableux relativement mince, incapable de dissimuler les irrégularités du substratum s'il en existait. Le site le plus fréquent où cette gradation de la végétation apparaît est le haut de la pente douce dans les vallées asymétriques.

d) *Le drainage des sables*

Lorsque l'épaisseur du sable varie, c'est-à-dire lorsqu'un talus est enfoui sous le sable, cette variation se traduit par une différence dans le drainage des sables: les sables plus épais, donc

moins bien drainés, apparaissent en taches plus foncées sur les photos aériennes (fig. 31).

En appliquant ces quatre critères: présence de fourmilières rouges, répartition des arbres, géométrie des contacts, drainage différencié, à toute l'étendue du plateau des Biano, on a pu conclure:

1. Le substratum, comme le sommet des sables, présente des lambeaux de surface d'aplanissement, mais ces lambeaux du substratum sont:
 - *plus nombreux* que ceux de la surface supérieure des sables, car le ressaut qui sépare les replats, peut être enfoui;
 - *en pente plus faible* encore que sur les sables.

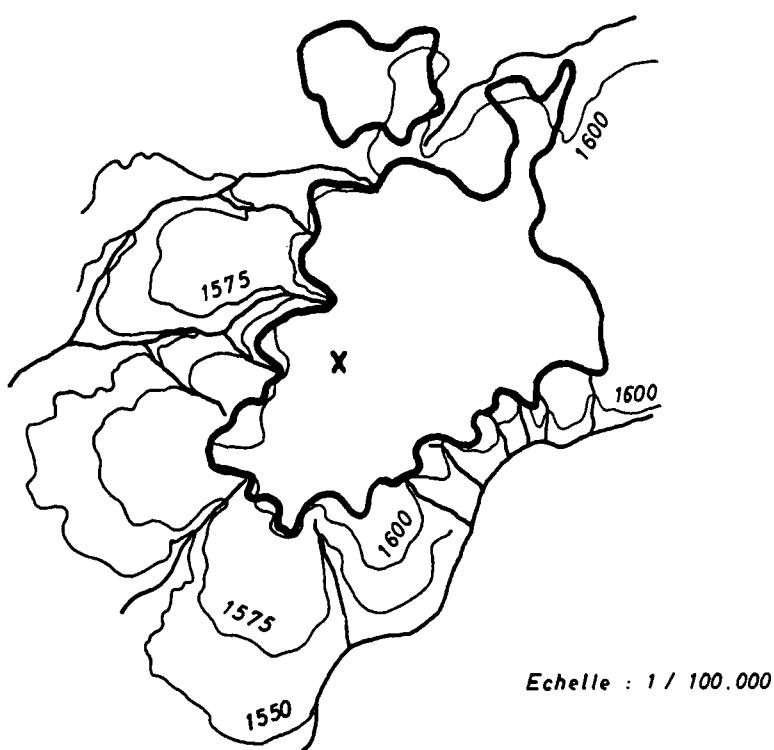


FIG. 32. — Sondage de Dilongo-Yulu.

Croix: emplacement du sondage: 28 mètres d'épaisseur de sable en trait plein: la limite entre prairie et boisé (à l'intérieur de cette courbe, le sable a une épaisseur de 4 mètres).

Remarquer le diverticule sableux vers la vallée qui se trouve dans le coin nord-est.

2. Par contre, le sable ne cache pas de relief non plan, si ce n'est à la tête de certaines vallées qui s'étendaient plus avant dans le plateau avant l'enfouissement. Ce type de relief dissimulé n'altère en rien le principe de la conservation des fragments d'aplanissement.

Les quelques rares renseignements que nous avons pu recueillir sur des sondages (1), n'indiquent jamais des épaisseurs supérieures à 15 m et confirment les résultats de nos observations.

Il existe cependant un point où les données sont aberrantes: à Dilongo-Yulu, sous-station du B.C.K., un sondage de 38 m n'a pas réussi à atteindre la roche en place. Or, Dilongo-Yulu est situé au NW du plateau de la ferme Schools (à une vingtaine de kilomètres de la tête de vallée de la Pande), dans une zone où l'on s'attendrait à trouver une épaisseur de sable d'une quinzaine de mètres environ: la limite de la forêt la plus proche est située à une altitude de 1 600 m; l'épaisseur du sable ne pouvant y dépasser de beaucoup les 5 m habituels, le substratum est donc à 1 595 m. Or, la station est à l'altitude de 1 610 m. Il doit donc exister sous le sable une vallée enfouie. Dans cette région, le réseau hydrographique est très désorganisé, probablement à la suite de captures: il y a, en effet, possibilité d'écoulement vers le NE (*fig. 32*). Cette vallée importante, enfouie, est à mettre en corrélation avec un autre témoin de dépôts très probablement fluviatiles (Tshilongo p. 62).

(1) Sondages effectués le long des lignes du chemin de fer B.C.K. par cette société ou par la Grelco, pour l'établissement d'abreuvoirs.



FIG. 33 — Bloc de grès polymorphe de plusieurs mètres cube. Voir le personnage à droite du bloc.



CHAPITRE III

LES GRES POLYMORPHES

Un ensemble de roches de nature différente, toutes plus ou moins silicifiées, ont reçu le nom de « grès polymorphes » *lato sensu*.

Elles ont été trouvées dans toute la partie méridionale du Congo. Leur aire d'extension correspond à celle des sables du type Kalahari, bien qu'un peu plus restreinte.

Ces roches ont été décrites par de nombreux auteurs, notamment A. JAMOTTE [39], J. LEPERSONNE [45], G. MORTELMANS [54], M. ROBERT [65], L. CAHEN [18], G. DUBOIS, P. DUMONT [31], J. DE PLOEY [26].

Tous ces auteurs présentent les grès qu'ils observent comme faisant partie d'une série dénommée « série des Grès Polymorphes » et rapportée dans la plupart des cas, comme les sables, au « Système du Kalahari » dont ils forment la série inférieure.

Le terme « grès polymorphes », *sensu stricto*, s'applique le plus souvent aux niveaux silicifiés de cette série. Etant donnée la similitude de faciès lithologique, nous avons conservé le terme.

I. NATURE PETROGRAPHIQUE

Aux Biano, la roche connue sous la dénomination de grès polymorphe, se présente le plus souvent sous forme d'éléments isolés, allant du caillou d'une vingtaine de centimètres de diamètre jusqu'au bloc imposant de plusieurs mètres cube (*fig. 33*). Des éclats et des galets, frais ou altérés, se trouvent aussi, le plus souvent, enfouis dans des dépôts de pente ou des alluvions de rivière.

Une coupe fraîche dans un des blocs montre:

1. généralement une cassure conchoïdale dont la texture ne permet pas toujours de faire le départ entre le grès et le quartzite. La couleur de la roche non-altérée est le rose-violacé. Dans certains échantillons très altérés, la couleur rose du noyau intact passe graduellement à une zone rose clair, entourée elle-même d'une couronne sableuse blanc-neige;

2. une roche à pâte très fine, homogène ou zonaires de même nature que les cherts ou les silex;

3. plus rarement, une structure qui suggère le conglomérat. La teinte de la roche fraîche y est rose clair, et ce rose se concentre en taches réparties dans une masse plus foncée (*fig. 34*).

En lame mince (*fig. 35*), on observe principalement du quartz et de la calcédonite. Celle-ci s'identifie aisément, grâce à la finesse de ses éléments. Elle se dispose sous forme de couronne autour des grains de quartz, sous forme de ciment ou de grandes plages occupant jusqu'à 75 % de la lame.

Ces différences pétrographiques ont été décelées dans des roches d'aspect macroscopique assez semblable. Des échantillons ont donc été prélevés, non seulement dans des blocs d'aspect différent (grès, silex, pseudo-conglomérat), mais encore dans de nombreux sites: surfaces les plus élevées, têtes et versants de vallées et dans les états de conservation les plus variés.

A l'analyse microscopique, les types suivants ont pu être distingués:

a) Le type *pseudo-quartzite*:

quartz:

- bien classés (200 à 300 mu),
- équidimensionnels,
- bien arrondis;

calcédonite:

- représente approximativement 10 % de la lame.

Les grains ne sont pas cimentés, mais entourés d'auréoles d'accroissement juxtaposées les unes aux autres: la calcédonite marque un fin liséré autour du grain primitif et est elle-même auréolée de quartz à grains fins. Ce dernier a la même orientation optique que le grain central. Certains grains sont couverts d'une

cuticule d'oligiste qui subsiste encore dans le quartzite actuel sous l'auréole de calcédonite.

b) Le type *grès*:

quartz:

- un peu moins bien classés que dans les quartzites (150 à 400 mu),

- les grains fins sont allongés, les autres équidimensionnels,

- tous sont arrondis;

calcédonite:

- représente environ 40 à 50 % de la lame.

Les grains de quartz ne sont pas toujours jointifs, mais cimentés par la calcédonite: il y avait donc entre les grains une substance qui a disparu. La calcédonite se présente sous deux aspects: autour du grain, elle rayonne en une texture fibreuse assez caractéristique, tandis que, dans les espaces interstitiels, elle forme des amas de petits grains très fins (10 à 100 mu). On observe parfois des éventails de calcédonite fibro-radiée.

Dans certains échantillons, on a pu noter la présence de grandes plages composées de petits grains de quartz de silicification très différents du quartz détritique (1).

L'oligiste est plus abondante que dans le quartzite et forme, non seulement des cuticules, mais également des grains arrondis.

Ce grès appartient donc au type pétrographique nommé grès calcédonieux. C'est, d'après L. CAYEUX (1929), un grès d'une grande rareté dans l'ensemble des formations arénacées. Lui-même en analyse qui appartiennent à l'Yprésien du Mont Panisel. Ils offrent de nombreux traits communs avec les nôtres.

Les grès polymorphes recueillis dans le district du Kwango par B. ADERCA, ont été analysés par P. MACAR [50]. Ils ont les mêmes caractéristiques.

c) Le type *grès-quartzite*:

quartz:

- même classement que le grès (150 à 400 mu), mais le diamètre moyen du grain est plus petit,

(1) Communication orale de M. J. BELLIERE.

- bien arrondis,
- allongés ou équidimensionnels; la calcédonite représente 10 % du total dans certaines plages de la lame, atteint 50 % dans d'autres.

On y retrouve de grandes zones où la texture est quartzitique, les grains entourés d'auréoles d'accroissement (calcédonite fibreuse et quartz). Dans d'autres zones réapparaissent les grandes plages de calcédonite en petits éléments et des structures fibro-radiées (éventails).

d) Le type « *pseudo-conglomératique* »:

Dans cet échantillon, fort rare, qui, macroscopiquement, ressemble à un conglomérat, les grains de sable ressortissent à deux granulométries différentes. Dans des plages circulaires de quelques mm à quelques cm, les grains ont une dimension moyenne (± 300 mu) plus grande que dans les places interstitielles 100 mu environ). Cette disposition n'est pas sans montrer une grande analogie avec une cuirasse latéritique dont l'oxyde de fer aurait été enlevé et remplacé ultérieurement par de la silice colloïdale. Une association d'un autre genre entre des grès polymorphes et des formations latéritiques a déjà été observée par ailleurs (L. CAHEN [14] p. 327).

e) Le type « *meulière* »:

La calcédonite occupe plus de 50 % et parfois même toute la lame. Le quartz peut avoir disparu. Les grains de calcédonite sont tous très petits.

Nous avons trouvé ce type de roche plus rarement et toujours dans des exemplaires de petit volume (une quarantaine de centimètres de diamètre au maximum).

Accessoirement, on observe, dans toutes les lames minces, des feldspath (plagioclase et microcline), de la tourmaline. Ces minéraux n'apportent aucune particularité à l'ensemble.

En résumé, les différences pétrographiques consistent surtout en variations de structure: grès ou quartzite et en différences dans la proportion calcédonite-quartz.

Cette analyse de lames minces permet de constater:

1. que la dénomination de grès « polymorphes » se justifie;



FIG. 34 — Grès polymorphe d'aspect conglomératique mis en valeur par l'altération. Ce grès présente la même structure qu'une cuirasse de grenailles sableuses.

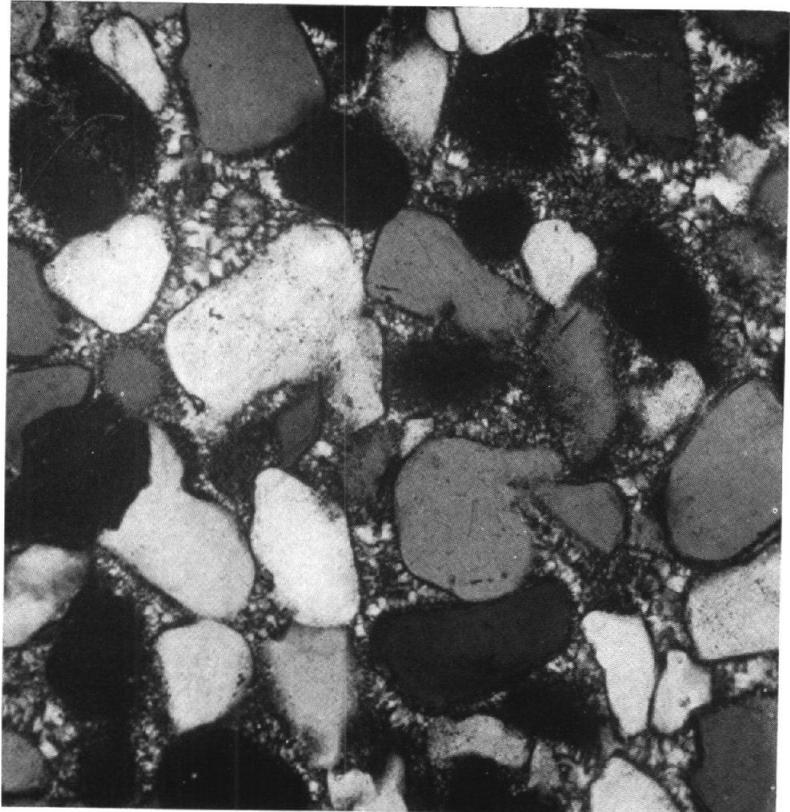


FIG. 35 — Lame mince dans un grès polymorphe. Type: grès à ciment calcédonieux. 100 x. Nicols croisés. Photo J. Bellière.

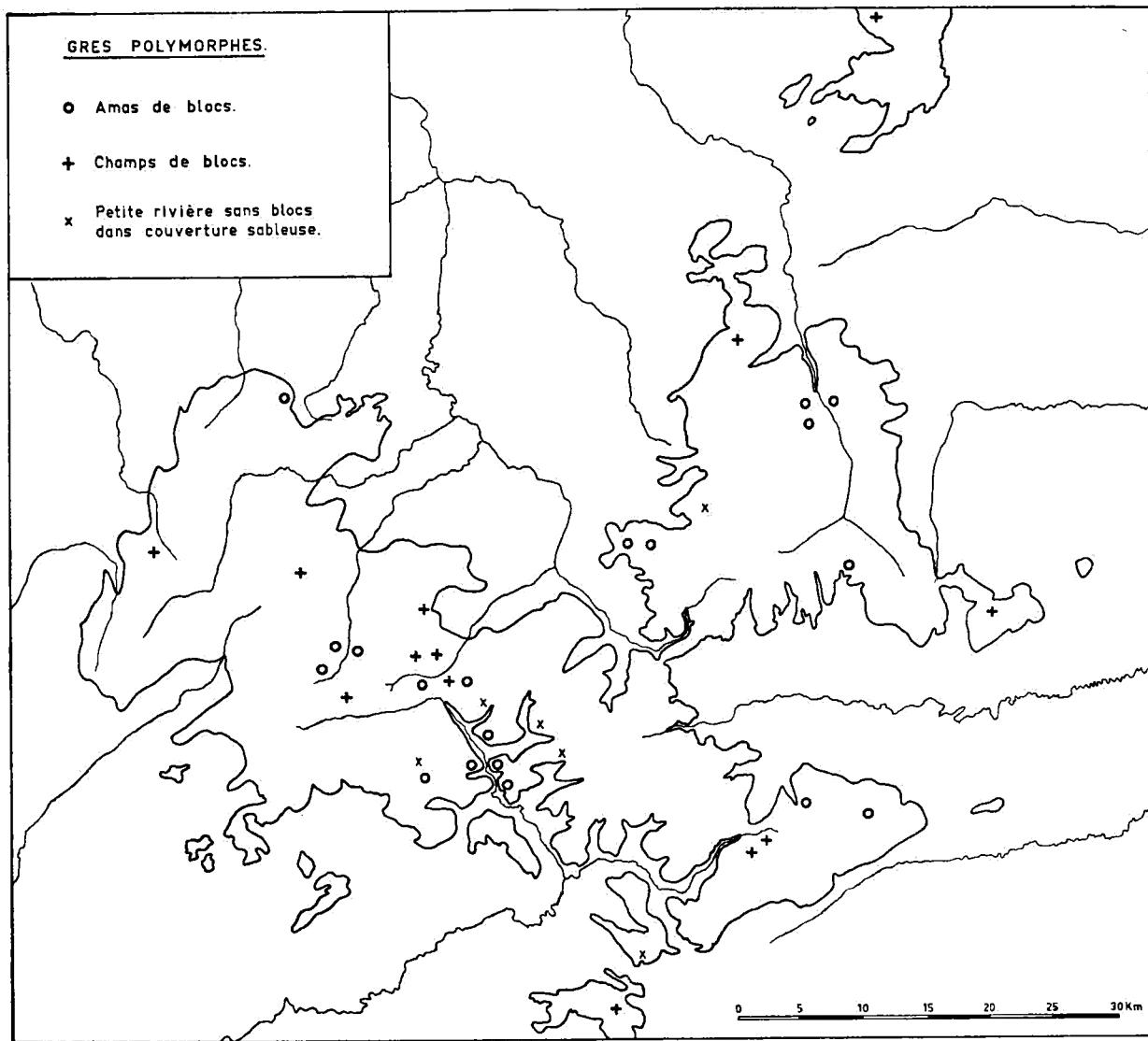


FIG. 36. — Carte de la répartition des grès polymorphes.

2. que la calcédonite n'est pas ici le seul produit de silicification;
3. que la proportion de calcédonite peut varier très fortement. Ce fait est capital, car la calcédonite est plus vulnérable que le quartz aux agents d'altération chimique. Il interviendra donc dans l'étude de la disparition locale des grès polymorphes.

II. MODE DE GISEMENT

Sur les Biano, les blocs de grès polymorphes *isolés* sont un des éléments essentiels du paysage. Nous n'avons jamais découvert de banc continu: nous ne nous croyons donc pas autorisés jusqu'ici à parler de « série » ou d'« étage ».

Leur disposition, leur volume et leur état de conservation diffèrent très fortement selon le site. Nous établissons donc une distinction suivant la localisation.

a) Les blocs de grès polymorphes de plateau

Sur les surfaces couvertes de sable, apparaissent fréquemment des champs de blocs épars, distants de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres. Ces champs s'étendent parfois sur trois ou quatre hectares.

La carte (*fig. 36*) donne la localisation de tous les champs de grès que nous avons repérés sur le terrain. Ils sont très nombreux et *toutes* les surfaces en sont pourvues. Une étude statistique indique cependant une plus grande fréquence sur les surfaces élevées (1 625 - 1 650 m).

Des sondages de deux mètres, effectués dans plusieurs de ces champs de grès, ont montré que la densité réelle des blocs était plus forte que la densité superficielle ne le laisse supposer. La sonde s'arrête souvent, à faible profondeur, sur des blocs enfouis dans le sable. Sous les blocs, le sable a lui-même une épaisseur dépassant deux mètres. Ces grès sont presque toujours associés à une grenaille latéritique sableuse. Le lit de grenailles se trouve souvent au niveau de la base des blocs. Mais il arrive qu'il soit, au contraire, supérieur au niveau de concentration des grès.

Ces blocs de grès de plateau présentent plusieurs caractéristiques. Ils sont:

a) *volumineux*: de 50 cm à 1 m de diamètre.

Les plus gros atteignent 7, voire 15 m³ (ferme Schools);

b) assez *peu altérés*: une gangue blanchâtre de quelques centimètres est tavelée de cupules et de chicots dont le diamètre ne dépasse pas un à deux centimètres. La masse du bloc garde la teinte rose-violacée, qui témoigne de son bon état de conservation;

c) les blocs les plus élevés d'un même champ présentent, à leur surface supérieure, un *vernis* qui est en tout point identique à ceux qui ont été observés dans les régions désertiques (*fig. 37*). La surface qui a été vernissée a souvent été décapée de sa gangue d'altération, et quelquefois, même, est taillée en faces concaves limitées par des crêtes très nettes (analogie avec les cailloux éolisés du type dreikanter). Le vernis n'apparaît qu'au-dessus d'un certain niveau des blocs, niveau qui devait être celui de la surface supérieure des sables à l'époque. Sous ce niveau, la zone à tavelures peut être assimilée à des taffonis qui se seraient développés sur une surface dénudée depuis trop peu de temps ou pendant une période moins favorable au vernis. Depuis cette époque, une lame de sable d'une épaisseur variable (quelques centimètres à 4 m) a été enlevée en plusieurs retouches. Le lit de grenailles latéritiques est le vestige de la dernière retouche. Le climat n'a jamais plus été assez sec pour qu'un nouveau vernis se forme sur la surface exhumée au fur et à mesure.

Deux observations sont à retenir:

a) les blocs reposent sur du sable ou y sont enfouis à une faible profondeur. Sur les surfaces élevées, ils ne sont donc jamais en relation directe avec la roche en place, c'est-à-dire le Kundelungu;

b) ils sont associés à des surfaces dont la couverture sableuse est affectée d'ondulations d'origine éolienne. Ce dernier fait est à rapprocher du vernis désertique qui implique, lui aussi, un assèchement du climat.



FIG. 37 — Partie supérieure du bloc de grès polymorphe le plus élevé de la fig. 9. Le sommet présente des faces séparées par des crêtes. Ces faces sont couvertes de vernis désertique dont on devine le brillant. Les parties cariées inférieures ont été dégagées ultérieurement.



FIG. 38 — Grès polymorphe surmonté d'un enduit zonaire de goethite (cuticule).



L'extension des champs de grès est plus importante qu'il n'apparaît à un observateur superficiel. Si certaines coupes artificielles (voir description au chapitre des sables) n'en révèlent aucune trace, par contre d'autres, comme celle de la sablière de Tshilongo, montrent que, faute d'une érosion suffisante, le niveau de grès polymorphes peut rester enfoui.

La netteté des affleurements de cette carrière permet de préciser le mode de gisement actuel des grès polymorphes.

a) Les blocs sont effectivement disposés suivant un niveau. Ce niveau est discontinu. La densité des blocs est extrêmement variable et certaines parties de la sablière en sont dépourvues.

b) Le niveau est séparé du Kundelungu par 4,50 m de sable.

Il est situé dans la partie supérieure de l'horizon d'éluviation, gris et rose (p. 42), mais ne présente avec cet horizon aucune relation (une continuité dans la stratification par exemple) qui permette de conclure à sa formation sur place;

c) Au contraire, presque tous les blocs sont entourés d'une gangue brunâtre qui tranche sur l'horizon gris et rose. Cette gangue est due à l'imprégnation par la goethite de la frange extérieure presque meuble. Dans son état actuel, elle est discontinue (*fig. 38*).

Cette discontinuité et l'absence de concentration de sels de fer dans la matrice sableuse suggèrent un remaniement: les blocs de grès ont appartenu auparavant à un niveau plus riche en hydroxydes de fer, probablement une « stone-line » à grenailles latéritiques. Le ruissellement a ensuite éliminé les particules les moins grossières, abandonnant sur place les blocs de grès polymorphes. Les blocs ont ensuite disparu sous de nouveaux épandages de sable.

d) Au-dessus des grès, quelquefois même au niveau de leur sommet, une stone-line à grenailles sableuses contient des blocs de cuirasses de différents âges, à cuticules épaisses, avec ou sans sutures (voir p. 45). Comme nous le verrons au chapitre IV (voir p. 95), ce caractère uni à d'autres critères nous a permis de dater du Tertiaire les surfaces élevées. La mise en place des grès est antérieure à l'arrivée et même à la production de ces cuirasses. Elle a donc eu lieu nettement avant la fin du Tertiaire.

Il semble que les champs de blocs soient plus fréquents sur les surfaces élevées (*fig. 39*). On y atteint à certains endroits (sur la surface de 1 670 m par exemple), une telle densité de blocs qu'on serait tenté de penser à une dalle démantelée. Il s'agit, la plupart du temps, d'un amas dont les blocs sont superposés les uns aux autres. Parfois, notamment à l'ouest de Longe à 1 675 m, en bordure du plateau sableux, la densité et la taille des rocs ne permettent plus d'entrevoir la surface sous-jacente et de déterminer si cet amas repose, lui aussi, sur du sable. De cet entassement désordonné, on passe progressivement vers l'est aux champs de grès moins nombreux de la surface de 1 650 m. La couverte sableuse est visible entre les blocs.

Cet amas suggère un déplacement latéral; pour expliquer une superposition de plusieurs strates de blocs, il faudrait postuler l'existence de plusieurs niveaux de grès polymorphes enfouis à différentes hauteurs dans un sable actuellement disparu. Cette hypothèse ne s'accorde pas avec les observations faites sur la disposition actuelle des blocs en un seul niveau.

b) Les blocs de grès polymorphes des vallées

Dans toutes les vallées importantes du plateau, nous avons pu observer des amoncellements imposants de grès. Ceux-ci se disposent sur les versants en dépôts de « terrasse ». Ces amas sont parfois très épais, ils peuvent atteindre 4 m de blocs entassés (*fig. 39*); la surface supérieure offre une pente assez douce et ils sont parfois recouverts de sables.

Les caractères spécifiques des grès de vallées sont les suivants:

a) ils reposent sur le substratum Kundelungu, soit directement, soit par l'intermédiaire d'une grenaille latéritique;

b) ils appartiennent, souvent, dans le même affleurement, à deux types pétrographiques différents: dans la Pupa, le grès à ciment calcédonieux voisiné avec le type « latérite silicifiée »; dans la Ditanto, c'est le grès zонаire qui est mélangé à des éléments de grès calcédonieux.

Les vallées du plateau, suivant leur encaissement, possèdent des dépôts de grès polymorphes différenciés; certaines vallées évasées creusent à peine les surfaces anciennes, d'autres entaillent

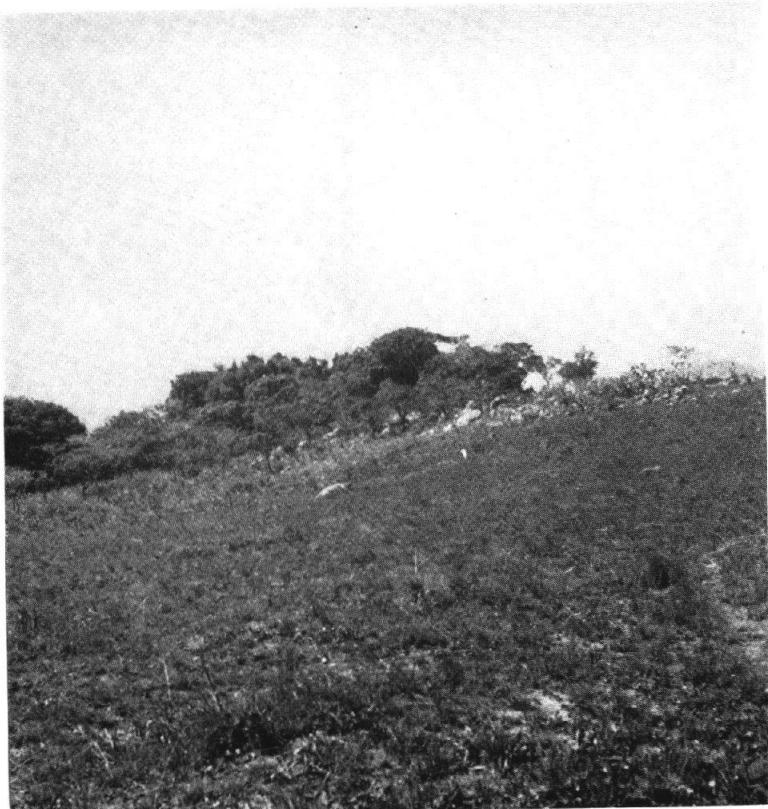


FIG. 39 — Vue partielle d'un champ de grès polymorphes à Longe. Lorsque la pente en contrebas est forte, le champ est mieux dégagé du sable: des blocs plus petits apparaissent et la densité peut être localement très forte. A l'arrière-plan, une forêt dense de tête de source.

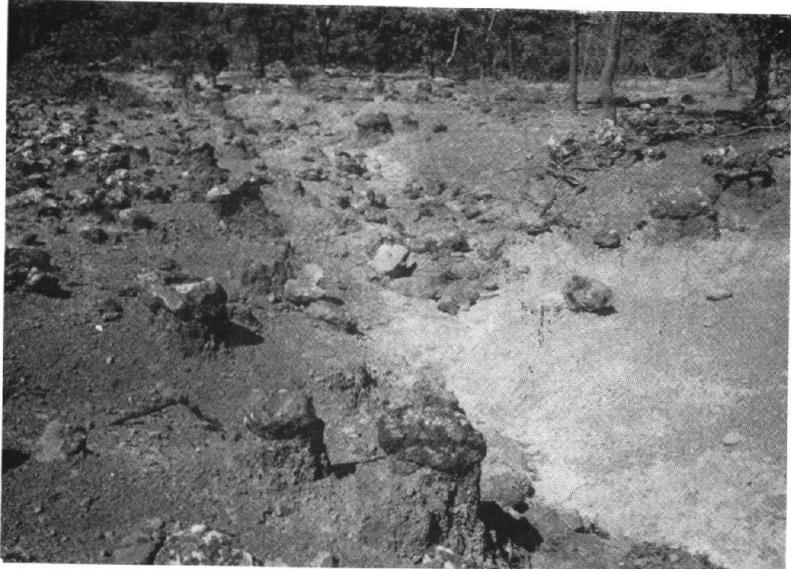


FIG. 40 — Blocs de grès polymorphes à la base de la terrasse de la Kilumbulua. Le sable a été enlevé par le passage répété des bestiaux. Butte coiffée sur substratum partiellement altéré, protégé par des blocs. Blocs basculés. Butte protégée par des racines.

vigoureusement les surfaces inférieures et pénètrent à l'intérieur du plateau, parfois jusqu'à la surface de 1 650. La plupart de ces vallées sont pourvues de leur dépôt de blocs de grès polymorphe.

Ceux-ci offrent entre eux une différenciation:

Dans les vallées peu profondes (Pupa):

- les grès sont volumineux (dépassent souvent le mètre cube),
- la gangue de roche altérée est très mince (un centimètre). Elle apparaît très nette, notamment dans les échantillons de grès pseudo-conglomératiques où la matrice est très foncée,
- le vernis désertique existe sur certains blocs. Il apparaît parfois sur une surface latérale, car les blocs ont basculé.

Dans les vallées encaissées (Kilumbulua):

- les grès ont un volume fort variable; ils vont du bloc légèrement plus petit que ceux des vallées évasées au petit élément d'une vingtaine de centimètres de diamètre,
- nous n'y avons jamais décelé de vernis désertique,
- les amas sont beaucoup moins épais,
- dans les blocs de petit volume, la gangue altérée est parfois réduite à quelques millimètres.

Le transport de ces blocs sur le versant est suggéré dans une vallée importante du bassin de la Katentania: la Kilumbulua (*fig. 40*). Sur le versant nord de cette vallée, la pente est assez douce, les grès s'étalent sur une grande superficie. Par suite du passage répété des bestiaux, la végétation a disparu. L'érosion en surface peut alors s'exercer aux dépens du versant dénudé. Les blocs de grès, plus résistants que le Kundelungu schisteux altéré, ont amené la formation de petites buttes coiffées. L'érosion sous les blocs est donc actuelle: par sapement à la base, les buttes elles-mêmes finissent par être éliminées et les blocs basculent (le paysage change d'année en année).

Ce processus ne peut avoir lieu que dans quelques sites privilégiés (1).

(1) J. et S. ALEXANDRE (1963).

Le mode de gisement est donc fort variable, et nous pouvons résumer comme suit nos observations:

1. les blocs de grès des surfaces élevées ne sont pas en contact avec le Kundelungu (sauf peut-être à Longe); ceux des vallées, au contraire, reposent toujours sur le substratum antécambrien;
2. certains grès sont associés à des surfaces élevées et vallées évasées, d'autres à des vallées encaissées;
3. les blocs d'1 m³ sont entourés d'une fine gangue d'altération, les blocs enfouis sont plus attaqués;
4. le volume des blocs peu altérés varie du roc de 15 m³ des surfaces élevées aux petits éléments des vallées profondes. Ces derniers ont probablement perdu leur gangue d'altération: c'est cette altération qui explique certaines variations de volume et même la disparition locale de la roche.

III. L'ALTERATION

L'altération d'un grès calcédonieux résulte en grande partie de la transformation de la calcédonite en silice amorphe, blanche, pulvérulente (silice aliphitique d'après J. LOMBARD [48]) qui fait perdre à la roche sa cohérence. Elle est beaucoup plus vulnérable que le quartz et disparaît d'abord partiellement, soit par dissolution, soit par entraînement par l'eau, abandonnant une masse sableuse de très faible cohésion. Le grès est parfois altéré suivant des zones de plus faible résistance (*fig. 41*).

- a. 1. Bien que très fréquent et parfois très dense, le grès polymorphe peut être absent sur de très grandes superficies: il peut être ou enfoui ou disparu par altération.
2. Le grès des hautes surfaces présente un aspect ruiniforme qui indique qu'il a pu être attaqué superficiellement, avant même d'avoir acquis son vernis. Les taffonis sont des traces d'attaque par le vent de surfaces altérées. Des croûtes d'oxyde de fer enveloppent des éléments irréguliers: ces échantillons ont donc été altérés en surface très tôt, ont ensuite acquis un vernis, et l'ont conservé jusqu'à présent.



FIG. 41 — Lignes de résistance inégale sur un bloc de grès polymorphe.



FIG. 42 — Bloc de grès très altéré du plancher de la Kisa Moya.

3. Au fur et à mesure que l'on descend vers les surfaces inférieures, le volume diminue: ceux des dernières terrasses sont les moins imposants: seul, un noyau intact subsiste.

4. Les grès polymorphes de la carrière de Tshilongo ont perdu par endroit leur cuticule, enlevé suivant un processus qui rappelle l'exfoliation.

Un des facteurs de l'altération est donc le *nombre et l'importance des remaniements successifs*.

b. 1. Dans les vallées encaissées, les grès sont, en certains endroits, recouverts par un dépôt de sable noir humifère. C'est le cas, notamment sur le versant sud de la Kilumbulua. Ce sable noir surmonte une source linéaire et forme un ressaut au-dessus du niveau de grès. Les grès, dans ce site, sont plus gros que ceux des terrasses dénudées ou enfouies sous des sables clairs.

Bien que le pH des rivières des Biano ne soit pas particulièrement bas pour des rivières en relation avec des sols humifères, il est malgré tout, inférieur à 7. Or, les eaux acides n'ont pas de pouvoir sur la silice: la dissolution ne commence à être effective qu'à partir du pH 7 (1).

2. Des blocs presque complètement altérés ont été mis à jour dans une coupe artificielle (*fig. 42*). Un noyau très petit (20 cm en moyenne), intact, est entouré d'une forte épaisseur de roche non cohérente. Cette pellicule externe est parfois réduite à l'état de sable: chaque gros orage de la saison des pluies donne naissance à un torrent momentané qui enlève des grains de cette enveloppe.

Ces blocs étaient en contact avec le Kundelungu très altéré, et enfouis. Les assises du Kundelungu sont souvent riches en ions basiques (Ca^{++} Mg^{++}) venant des carbonates et des feldspath dans la plupart des étages. Leur influence s'exerce donc dans le sens inverse de celle des sables humifères.

3. En face de ce ravin, dans la rivière principale, sur l'autre rive, des grès polymorphes sont enrobés d'une argile claire: ils sont dans un parfait état de fraîcheur: cette argile alluvionnaire

(1) Courbe établie par ALEXANDER - HESTON - ILER (1954): solubilité de la silice en fonction du pH.

avait perdu depuis longtemps ses ions basiques, et les a, au contraire, protégés.

La valeur du pH intervient donc aussi dans l'altération des grès polymorphes.

Cette valeur dépend, (sur le plateau des Biano):

- de la présence d'humus qui tend à l'acidifier,
- du contact avec le Kundelungu qui a l'effet contraire.

c. Les grandes vallées ont toutes des terrasses faites de blocs de grès, les petites vallées que nous avons remontées n'en n'ont jamais (voir carte fig. 36). La fréquence de cette observation nous a amenés à postuler une altération plus complète des dépôts de grès dans les petites vallées.

Quand un bloc de grès est déposé dans le bas du versant d'une grande rivière, il est encore au-dessus de la nappe aquifère. Les filets d'eau qui remontent de la nappe sont fortement chargés en silice. Or, la dissolution de la silice d'une roche tend à établir un équilibre entre la teneur de la roche et la teneur des eaux de dissolution.

Ces filets d'eau n'ont donc pas un grand pouvoir dissolvant.

Les petites rivières, au contraire, ont perdu leur grès, attaqués par des eaux moins chargées en silice.

Un troisième facteur est donc la *teneur en silice* des eaux.

Les cas favorables à la conservation des grès polymorphes sont donc:

- le maintien sur des surfaces anciennes conservées;
- une position à l'abri du Kundelungu;
- la protection par un humus;
- une teneur en silice élevée des eaux qui les attaquent.

IV. LES GRES POLYMORPHES AU CONGO

L'importance de cette série dans l'étude géomorphologique du Congo est apparue depuis longtemps:

- a) divers niveaux de la série d'allure souvent lenticulaires sont silicifiés, ce qui donne une indication sur un des climats de l'époque où ce niveau affleurait ou presque, à la surface du sol.
- b) cette série est associée à des surfaces d'aplanissement.

a) La silicification

J. LEPERSONNE [45] a discerné dans la série la plus complète qu'il ait observé au Kwango, la succession suivante de haut en bas:

6. Grès tendres, blancs, rarement silicifiés;
5. Grès durs, quartzitiques, clairs;
4. Calcédoines, calcédoines gréseuses, grès à ciment calcédo-nieux, grès à nodules calcédonieux, grès quartzitiques de couleurs variables (blanc à violet); niveau silicifié;
3. Grès gris, non silicifié;
2. Grès lie-de-vin parfois silicifié;
1. Conglomérat de base: grès silicifié lie de vin à éléments de calcédoine.

Plusieurs niveaux peuvent donc être silicifiés. Le niveau 4, qui est le plus fréquent, l'est toujours.

Une silicification est souvent liée à un climat sec et chaud, encore que les auteurs ne soient pas unanimes à ce sujet. Rien, cependant, n'est venu jusqu'à présent contredire l'opinion de G. MILLOT [53] suivant laquelle

(...) les silicifications de surface sont apparentées à des phénomènes pédologiques et règnent spécialement sous des climats chauds.

M. L. CAHEN [14] note aussi la silicification de certains niveaux, et leur répartition dans tout le sud du Congo. Il observe la relation entre ces niveaux et deux cuirasses ou lits de grenailles latéritiques. Après de multiples observations, il aboutit à l'établissement d'une série-type qui concorde avec celles de J. LEPERSONNE. Il postule alors une succession de climats étayée par la nature des couches de la série, la formation de latérites et la présence de picotis éolian sur les sables du grès.

De bas en haut:

1. une phase relativement humide: formation de conglomérats et latéritisation;
2. première phase désertique;
3. phase semi-aride, allant des conditions désertiques à des conditions assez humides pour permettre la formation de mares (qui expliquent les calcaires silicifiés à fossiles d'eau douce);
4. nouvelle phase désertique;

5. phase plus humide, érosion du sommet de la série et latéritisation.

b) L'âge

Les grès polymorphes contiennent des fossiles, notamment plusieurs ostracodes du genre *Cypris* qui ont permis à N. GREKOFF [35] de les dater (voir aussi L. CAHEN [15]). La plupart de ces roches silicifiées sont rapportées au Tertiaire inférieur, au plus tard, au Miocène inférieur.

Mais à côté de ces bancs bien datés qui constituent la série des grès polymorphes, il existe d'autres roches silicifiées:

1^o au Congo occidental, par exemple, le sommet de la série du Kwango, en-dessous de la série des grès polymorphes, peut être silicifié. De même, dans la région de Kinshasa, un niveau silicifié est intercalé dans le Crétacique et donc beaucoup plus ancien que la série des grès polymorphes (J. LEPERSONNE, communication orale);

2^o sur le plateau des Kundelungu (Kampemba), à Cassanje (Angola) et aux Victoria Falls (Rhodésie), des roches silicifiées fossilifères, dont certaines sont identiques aux grès polymorphes, sont considérées comme d'âge plio-quaternaire d'après leurs ostracodes qui appartiennent à des formes différentes de ceux de la série des grès polymorphes (N. GREKOFF [35] M. LERICHE [47]).

Il a donc pu se produire des silicifications à plusieurs moments de l'histoire géologique récente du Congo. La série des grès polymorphes en est cependant de loin la manifestation la plus importante.

c) L'association à des surfaces d'aplanissement

Au Kasai, au Kwilu et au Kwango, la série des « grès polymorphes » repose sur une surface d'érosion qui recoupe indifféremment les roches anciennes du soubassement et de terrains de couverture rapportés au Crétacé supérieur.

La série n'est pas souvent complète. Le conglomérat de base peut manquer et c'est alors le lit de grès silicifié qui repose sur la surface.

Le sommet de la série est lui-même coupé en biseau par une surface. Celle-ci tronque aussi localement des terrains antérieurs. Il s'agit donc bien aussi d'une surface d'érosion. La relation entre les lambeaux de cette surface a été établie de proche en proche du Kwango au Kasai.

Dans les travaux antérieurs, la datation de ces surfaces s'appuie généralement sur l'âge attribué aux grès polymorphes. La surface inférieure doit donc être rapportée à la fin du Crétacé tandis que l'érosion de la surface supérieure s'est produite vers la mi-Tertiaire.

V. MISE EN PLACE DES GRES POLYMORPHES

Les grès polymorphes des Biano présentent avec ceux des autres régions du Congo deux différences essentielles:

- le grès des autres régions forme souvent un *banc continu* et repose sur le substratum ancien ou sur le Crétacique;
- le grès des Biano ne se trouve jamais qu'en *blocs* et est toujours posé sur une grande épaisseur de sable.

a) *Le grès n'existe qu'en blocs:*

Des bancs continus ont cependant pu exister. En faveur de cette hypothèse, nous apportons deux observations:

1. le nombre de champs, de grès très denses, situés sur les surfaces anciennes. Ceux-ci viendraient d'une dalle de silicification démantelée postérieurement;
2. l'importance de l'altération: celle-ci a laissé des traces extrêmement anciennes et a agi jusqu'à une des dernières phases climatiques. Donc, elle a pu réduire un niveau continu en blocs séparés.

b) *Le grès est posé sur du sable:*

Nous ne tiendrons pas compte ici des blocs de roches silicifiées trouvées dans les vallées, ceux-ci montrent des traces de remaniements parfois nombreux.

1. Si le grès s'est formé originellement sur le substratum (dépôt et silicification) il est antérieur au sable: il faut donc

admettre qu'il s'est déplacé d'une surface très ancienne (probablement fin-crétacé) et a été déposé postérieurement sur le sable, pour donner la disposition que nous observons actuellement.

On ne connaît malheureusement pas beaucoup de modes de transport, dont la compétence soit aussi élevée:

1° On peut penser à l'action d'un flot chargé de forte densité (coulées épaisses). Ce transport se produit encore de nos jours dans certaines régions désertiques. Deux objections sont à poser:

a) la longue distance sur laquelle ce déplacement devrait avoir eu lieu (ces flots chargés ont un débit qui diminue rapidement d'amont en aval);

b) aucune région de montagne n'existe pour servir de point de départ d'un tel flot chargé de débris.

2° Le grès en place sur le substratum ancien aurait pu former un banc résistant qui a été ensuite démantelé et divisé en gros blocs. Par altération ceux-ci ont diminué de volume laissant apparaître des morceaux de la surface sous-jacente. Les agents d'érosion, responsables de l'aplanissement suivant, ont enlevé autour des blocs des épaisseurs considérables de roche en place. Le roc coiffe alors une butte: le phénomène a été décrit (p. 85).

L'accumulation de sable aurait eu lieu postérieurement. Quand les blocs ont basculé, ils se sont disposés sur le sable au pied de leur butte, qui, privée de sa protection, a disparu complètement.

Pour obtenir la densité et la fréquence des grès, telles que nous l'avons décrite, il aurait fallu que ce phénomène se reproduise un nombre considérable de fois.

Ce processus est plus facile à admettre dans le cas des grès de vallée où le transport n'a lieu que sur des distances moindres et par l'élimination des buttes coiffées, favorisée par la pente.

2. Si la silicification s'est produite après l'enfouissement des surfaces par le sable, le grès ne représente qu'un niveau particulier de ce sable, qui a subi une silicification.

Cette silicification pourrait être comparée à celle qui a donné les grès du Bruxellien, formation qui ressemble à nos grès.

La surface à nodosités ruiniformes de certains blocs (*fig. 43*) suggère une formation par concrétionnement à l'intérieur d'un niveau sableux.



FIG. 43 — Vue de la surface de certains grès polymorphes. Cette disposition ne se retrouve pas dans la cassure. Elle indique que le concrétionnement est à l'origine de la formation des grès polymorphes. Cet aspect couvre parfois plus des trois quarts de la superficie totale, ce qui est opposé à une disposition originelle en banc continu.



Une analyse granulométrique d'un sable en relation avec des blocs de grès, a été comparée à celle d'un sable provenant d'un bloc de grès altéré: on y retrouve deux traits communs (*fig. 44*):

- 1° la carence en éléments grossiers;
- 2° deux maximum qui se dessinent dans la courbe des sables apparaissent aussi sur la courbe granulométrique du grès. Celui-ci

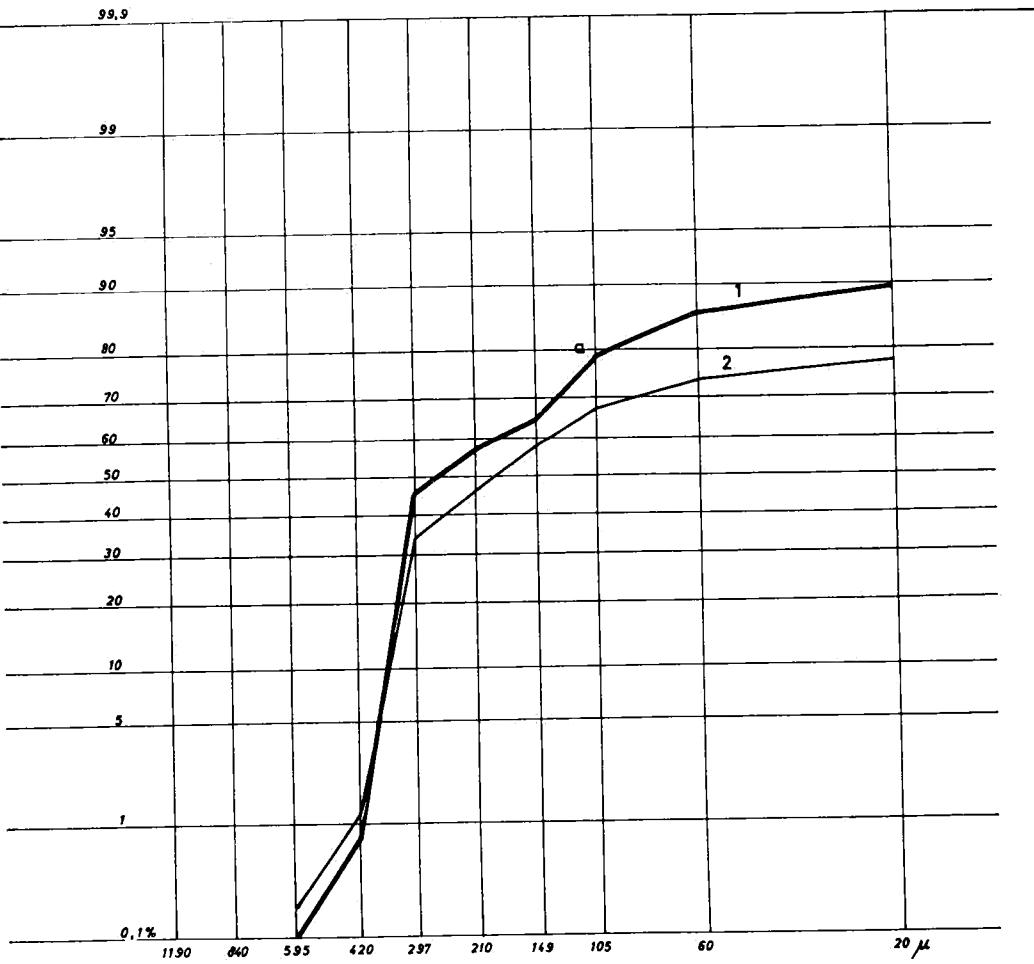


FIG. 44. — Courbe granulométrique relative au grès polymorphe altéré.

1. Grès polymorphe.

2. sable environnant.

- a) L'accentuation de la courbe en cet endroit est due aux nombreux débris de ciment de calcédoine (blanc-gris).

a donc la même nature pétrographique que les sables qui couvrent les surfaces élevées.

Cette hypothèse implique donc une silicification postérieure à celle qui a formé les grès dans le reste du Congo méridional.

On possède des traces de silicifications successives, non seulement dans la série elle-même, mais dans des niveaux plus anciens (c'est le cas notamment pour le sommet de la série du Kwango) et plus récents.

Si la formation du grès polymorphe est postérieure au dépôt du sable originel (Ursand), les remaniements du grès sont liés à ceux du sable.

Or, les grès polymorphes des plateaux sont associés à des sables très anciens (phénomènes éoliens) et ont, eux-mêmes, conservé un vernis désertique.

En conclusion, aucun bloc de roche silicifiée n'a été trouvé dans la position où il s'est formé. Il y a donc eu remaniement ultérieur, par le ruissellement en ordre principal, et nous avons vu que, lors de ce remaniement, il a été possible que les blocs situés d'abord à la base se retrouvent finalement au-dessus d'une certaine épaisseur de sable.

Il n'est donc pas exclu qu'une grande partie des blocs de roche silicifiée ne provienne pas d'un même niveau qui appartiendrait à la série des grès polymorphes. De toute façon, s'il est possible de faire dériver un grès quartzite du sable environnant (ils ont même granulométrie) et de postuler pour celui-ci une origine locale plus récente, il est par contre difficile d'imaginer une origine récente aux meulières formées uniquement de calcédonite et dont certains échantillons fossilifères ont été récoltés dans le nord du plateau (A. JAMOTTE) [39].

Quoi qu'il en soit, il est certain que ces roches silicifiées ne formaient pas toujours, sur le plateau des Biano, de bancs rigoureusement continus, ni, de ce fait, très épais.

On est donc porté à croire à une origine mixte des grès polymorphes du plateau des Biano: d'une part restes peu nombreux des meulières parfois fossilifères ayant appartenu à la série des grès polymorphes présentement entièrement démantelée, d'autre part grès calcédonieux formés sur place dans les sables à une époque plus récente.

CHAPITRE IV

DATATION ET MODE DE FORMATION DES SURFACES D'APLANISSEMENT

I. DATATION

La reconstitution des surfaces du haut plateau a montré l'existence de niveaux étagés. Nous nous sommes contentés d'établir une datation relative entre les surfaces. Les plus anciennes, c'est-à-dire les plus élevées parmi ces surfaces, occupent les extrémités orientales et occidentales du plateau.

Or, ces surfaces bien conservées ne sont pas particulières au Katanga:

L. C. KING [41], dans son ouvrage « Geomorphology of the Earth », publie une carte géomorphologique de l'Afrique où il distingue 4 surfaces:

- fin-Crétacé
- mi-Tertiaire
- fin-Tertiaire
- Quaternaire.

M. ROBERT [65] parlait déjà de « pénéplaine ancienne » (Crétacé) et de « pénéplaine seconde » (mi-Tertiaire).

L. CAHEN [14], beaucoup plus précis, dénombre des aplatissements fin-Crétacé et mi-Tertiaire ainsi que des groupes d'aplatissements fin-Tertiaire et Quaternaire. Il les décrit dans plusieurs régions congolaises tout en admettant la précarité des raccords entre ces régions, et surtout avec le Katanga oriental qui est particulièrement isolé des autres par la zone des failles de l'Upemba.

L. CAHEN montre la complexité des relations géométriques entre les surfaces d'aplatissement: ces surfaces peuvent être soit étagées, soit superposées. Dans le premier cas, la surface fin-Crétacé est situé à une altitude plus élevée que la mi-Tertiaire qui

domine elle-même le groupe des aplatissements fin-Tertiaire.

Dans le deuxième cas, les surfaces sont enfouies chacune sous une couverture qui fournit une limite supérieure pour leur datation.

Or, dans l'échelle stratigraphique *générale* des dépôts du Kalahari, les grès polymorphes sont plus anciens que les sables. Là où ils sont en contact avec le Crétacique, ils servent de dépôt corrélatif, le grès couvre la surface fin-Crétacé et est tronqué par la surface mi-Tertiaire, elle-même enfouie sous les sables.

a) Au Katanga en général (L. CAHEN) [14]

La surface fin-Crétacé

est recouverte par les grès polymorphes; si ceux-ci sont absents, la surface peut être silicifiée et parfois recouverte de graviers et de sables.

La surface mi-Tertiaire:

— ou bien repose sur les grès polymorphes et « est marquée par un mince gravier latéritique »

— ou bien déborde les grès et est marquée alors par une cuirasse; de plus elle est couverte de sable.

Le groupe des surfaces fin-Tertiaire:

sont dominées par les précédentes et s'emboîtent les unes dans les autres:

1° la « surface d'Elisabethville paraît avoir pour niveau de base celui des monts Koni » (L. CAHEN) [14];

2° les deux surfaces plus récentes sont situées dans la plaine de la Haute Kafila (affluent de la Lufira);

3° la plus récente est la plaine de la Lufira. A partir de la deuxième surface de la Kafila, on trouve des outils appartenant à l'industrie oldowayenne (G. MORTELMANS) [59].

b) Au plateau des Biano

1. Les *grès polymorphes*, comme nous l'avons vu, sont présents partout, mais ne forment jamais de banc continu.

La surface de 1 700 m pourrait avoir été couverte par un banc continu: les blocs, tout en étant dispersés, y reposent sur un sable grossier qui peut provenir du Kundelungu. Mais:

1^o la composition granulométrique des grès semblable à celle des sables;
et

2^o la présence d'une couche contournée (*fig. 45*), provenant d'une précipitation sous forme de gel enveloppant complètement les blocs de grès, font penser à une formation par concrétionnement à l'intérieur du sable.

Une partie des grès polymorphes que nous observons au plateau des Biano se sont probablement formés plus récemment que les grès polymorphes en bancs décrits dans d'autres régions du Congo.

2. Les *sables* couvrent toutes les surfaces, mais sont remaniés. Il est probable que tous les sables ont la même origine, car ils présentent tous la même carence en éléments grossiers. Il a donc dû exister un « Ursand ». Ce sable originel pourrait être celui de la surface de Kisiba Salabwe (1 700 m), ou d'une surface disparue aujourd'hui et plus élevée encore. Cette surface de Kisiba Salabwe est parfois mise à nu, ou pourvue d'une couverture très mince où le sable est mélangé à des grès très altérés. Il est donc malaisé de tirer des conclusions.

3. Les *grenailles sableuses* et les cuirasses qui en dérivent sont associées à toutes les surfaces.

Ces grenailles sableuses sont forcément postérieures aux sables de couverture, dans lesquelles elles se sont formées (voir formation des grenailles p. 44).

Les surfaces anciennes supportent des grenailles d'imprégnation du Kundelungu: nous avons vu (p. 45) que ces grenailles s'étaient aussi formées après le dépôt sableux, car le fer d'imprégnation provient des sables. En outre, elles sont régulièrement associées à des grenailles ou cuirasses sableuses.

Les trois critères: grès polymorphes, sables, cuirasses latéritiques, généralement employés pour dater les surfaces, ne peuvent être utilisés de la façon habituelle, c'est-à-dire, en les associant à une surface déterminée.

Cependant, chacun d'eux permet d'autres observations pouvant servir à la datation:

1. Certains grès polymorphes présentent à leur surface un vernis qui est une précipitation de calcédoine en surface sous l'effet d'une forte évaporation.

2. Les sables des surfaces supérieures sont affectés d'ondulations d'origine éolienne. Ces ondulations sont à rapprocher de formes semblables que l'on rencontre dans les grands déserts sableux actuels.

3. Les grenailles et les cuirasses offrent aussi certaines particularités: les grenailles à plaquettes très fines, proviennent d'éléments de Kundelungu imprégnés par des sels de fer. Rappelons qu'au moment de leur formation ces plaquettes n'étaient pas fort altérées, et que l'imprégnation les a immunisées contre une attaque ultérieure (qui a eu lieu effectivement puisque les terrains sous-jacents dont proviennent les plaquettes sont complètement altérés).

Les blocs de cuirasse sont couverts ou non d'enveloppes de goethite. Ces cuirasses sont parfois fendues par des craquelures qui, dans l'enveloppe extérieure, sont remplies par des produits d'exsudation.

Ces particularités: vernis désertique, modelé éolien, faiblesse de l'altération, cuticule de goethite, fentes à exsudation, ont toutes un *point commun*: elles exigent un *climat très sec* (1).

Or, elles se trouvent réunies, en totalité ou non sur certaines surfaces:

Sur les surfaces 1 605 - 1 625, 1 640 - 1 650 et 1 675 - 1 700 m aucun de ces caractères ne fait défaut.

La surface de 1 575 - 1 595 m possède les grès à vernis désertique et les sables éolisés. Des grenailles latéritiques à plaquettes ont été observées, mais les blocs de cuirasse sont entourés d'une enveloppe claire, sans fentes à exsudations, parfois même laissée à nu, sans cuticule.

(1) Nous avons vu que les cuticules se produisent encore actuellement dans les déserts (C.G. ENGEL et R.P. SHARP [32]).

Sur les pentes en contrebas de la surface de 1 575 m et sur les surfaces inférieures, *aucun* de ces phénomènes n'apparaît jamais.

Cette coïncidence de témoins d'actions désertiques, nous permet de conclure à l'apparition, à un moment donné, d'un changement ayant amené un climat nettement plus sec, de type désertique. Les surfaces qui ont été aplaniées après ce tournant climatique n'ont jamais plus eu à subir la sécheresse dont les effets s'observent sur les surfaces supérieures.

Dans les régions extratropicales, la distinction entre le Tertiaire et le Quaternaire est basée sur un grand tournant climatique. Sur le plateau des Biano, une différence du même ordre de grandeur est apparue entre des oscillations climatiques anciennes ayant notamment contribué à modifier des dépôts de la seconde moitié du Tertiaire et des oscillations climatiques récentes qui ont peu varié depuis ce tournant. Nous proposons de fixer à ce moment la limite entre le Tertiaire et le Quaternaire.

Deux objections peuvent être faites à cette proposition:

a) Les modifications générales du climat peuvent être dues à des mouvements tectoniques ayant soulevé le plateau des Biano et augmenté l'humidité relative. De fait, le plateau a été soulevé depuis la formation de la dernière surface d'aplanissement rapportée par nous au Tertiaire, comme le prouvent les reprises d'érosion importantes survenues dans les vallées marginales à partir de cette surface-repère.

Il est impossible d'apprécier la valeur absolue de ce soulèvement. Pour dégager, dans ce cas, l'influence du relief sur les climats, une démarche peut être tentée: comparer les oscillations climatiques récentes du plateau avec les mêmes oscillations observées en contrebas. Nous le ferons après avoir étudié les formes et des dépôts des vallées du plateau. Nous verrons qu'il n'y a pas de différences notoires (voir p. 133).

b) un tel saut climatique a peu de chances d'être observé dans les savanes africaines de l'hémisphère boréal (J. LEPERSONNE, communication personnelle) et les climats, notamment les climats tertiaires, auraient été différents au nord et au sud de l'équateur.

Il est vraisemblable que le Katanga ait une position climatique particulière vis-à-vis du Soudan et soit plus sensible à certaines modifications générales du climat, notamment à une diminution

de l'aridité. En effet, la partie située au nord de l'équateur sur un même parallèle que le Katanga, subit depuis longtemps l'influence de la masse continentale asiatico-saharienne qu'une altitude plus basse ne vient pas tempérer: à l'heure actuelle, la steppe apparaît dès le 9° parallèle au Nord et seulement au 18^e dans l'hémisphère austral.

D'autre part, l'opposition entre les deux hémisphères quant aux climats tertiaires peut n'être qu'apparente. Elle est surtout basée sur la comparaison entre les sables ocre pauvres en fer d'une part et la partie supérieure du Continental-terminal ainsi que d'épaisses cuirasses latéritiques d'autre part. Ces dépôts sont importants et il est probable qu'ils se sont édifiés pendant une période plus longue qu'une phase voire qu'un cycle climatique: même s'ils ne sont pas rigoureusement contemporains, ils devraient refléter les variations climatiques, communes ou non, sous lesquelles ils se sont formés et auxquelles ils ont été soumis.

De fait, les différences entre les uns et les autres ne sont pas assez grandes pour qu'elles ne puissent être attribuées à une différence de site (liée à la tectonique) et de composition de roches-mères (des sols et par conséquent des sédiments). En effet, les sables ocre ne sont probablement pas éoliens (p. 63) et leur grande épaisseur habituelle n'est pas favorable aux latérites.

Le Continental terminal est moins généralisé que les sables ocre et laisse de plus grands espaces aux cuirasses. D'autre part, il est homogène (bancs d'argilite notamment) ce qui modifie son hydrologie et partant les chances de posséder une certaine teneur en oxyde de fer.

Compte tenu de l'influence possible des mouvements tectoniques et du manque de correspondance connue dans l'hémisphère nord, il est prudent de considérer le saut climatique décrit plus haut comme un critère régional de limitation entre le Tertiaire et le Quaternaire, critère fourni par une région favorisée en ce qui concerne l'enregistrement des variations climatiques à plus grande échelle.

Au plateau des Biano, on dénombre quatre surfaces tertiaires. Seule la plus élevée est susceptible de porter:

1^o soit des sables originels (« Ursand ») appartenant à la série des sables ocre d'âge néogène: les grès polymorphes posés *sur* le

sable auraient la même origine que ceux des surfaces suivantes (concrétionnement à l'intérieur des couches de sable). Cette surface serait alors l'unique vestige de l'aplanissement mi-Tertiaire;

2° soit des grès polymorphes en place (bien que les bancs soient démantelés) reposant sur un sable d'altération du Kundelungu: cette surface serait alors la surface fin-Crétacé. Le sommet du banc de grès représenterait la surface mi-Tertiaire, très détériorée et dont les sables auraient disparu.

Les trois surfaces principales de 1 640 - 1 650 m, 1 605 - 1 625 m, et de 1 575 - 1 595 m constituent le groupe des surfaces fin-Tertiaire.

La surface de 1 575 m est moins typique que les précédentes: le climat assez sec pour donner naissance aux phénomènes éoliens n'a pas permis le remplissage de craquelures par des produits d'xsudation, ni la formation de cuticules très épaisses.

II. MODE DE FORMATION DES SURFACES TERTIAIRES

a. CADRE CLIMATIQUE

a) Le climat à l'ère tertiaire a été, à certains moments, nettement désertique, et quelquefois, seulement très sec (possibilité de modelé éolien mais pas d'xsudation de sels de fer).

D'autre part, la formation de grenailles et de cuirasses sableuses exige, comme nous l'avons vu, des conditions assez proches des conditions actuelles (au Katanga, à l'heure présente, règne un climat à deux saisons bien nettes). Il semble que les conditions optimum soient obtenues dans un climat du type rhodésien, où la saison sèche est plus longue qu'à Elisabethville. L'apparition de grenailles implique donc une évolution du climat tertiaire vers un type plus humide que celui qui préside à la formation des dunes.

b) Ces climats secs ont dû se représenter à plusieurs reprises, avec quelques nuances:

1. Sur la dernière et l'avant-dernière surface tertiaire, chaque cuirasse est enveloppée, comme nous l'avons vu, par deux enduits

différents l'un de l'autre qui impliquent une répétition de deux climats secs.

L'enduit le plus ancien, sombre et suturé, est souvent recouvert partiellement par l'enduit clair et sans sutures que l'on rencontre *seul*, sur les cuirasses de la surface de 1 575 m.

2. Les cuirasses elles-mêmes, malgré l'identité de leur genèse, ont dû se former à deux périodes différentes, puisqu'elles sont associées chacune à une surface; les deux climats secs ont donc été précédés chacun d'une phase plus humide.

En conclusion:

1. Le Tertiaire a connu, comme le Quaternaire, des variations climatiques importantes (1).
2. Les surfaces s'inscrivent dans des cycles climatiques. On peut vraisemblablement supposer une origine climatique pour les reprises d'érosion qui aboutissent à leur étagement.

B. PROCESSUS

Le mode de formation des surfaces peut être déduit:

a) du relief

1. Les surfaces sommitales de 1 700 m sont planes: *aucun relief* ne les domine. Il est donc difficile d'invoquer un aplatissement par transport en masse par l'intermédiaire d'un flot chargé, qui exige un relief élevé en amont pour fournir les gros débris. Cet agent serait le seul à avoir une compétence assez importante pour transporter des éléments aussi volumineux que les grès polymorphes (voir p. 92), mais il semble plus plausible d'admettre que ces grès sont descendus sur place ou latéralement sur de fortes pentes.

2. Il ne semble pas exister d'angle basal très net entre les surfaces et les versants.

(1) P. WOLDSTEDT [79], étudie les variations de *température* en fonction du temps, en *Europe Occidentale*; sur son diagramme, la température au Tertiaire est représentée par une courbe légèrement descendante. Les variations climatiques dont nous parlons concernent la *somme annuelle* des précipitations.

L'observation directe de la surface est difficile, parfois même impossible à cause de la continuité de la couverture sableuse. De toute façon, cet angle basal ne pourrait être prononcé, car:

1° il existe un subparallélisme entre le versant sableux et celui du substratum. Cette disposition a été explicitée au chapitre « étude de la topographie enfouie » (p. 68). L'horizon rouge n'est jamais très profond;

2° la pente du sommet du sable est toujours très faible, si bien que, même si la surface du substratum était horizontale, l'épaisseur du sable au bas du versant ne peut être de beaucoup plus importante qu'en bordure de la nappe sableuse.

Les pentes de ces versants entre les replats sont donc très faibles. Elles ont pu se former sous l'action du même mode de transport que celui qui a façonné les replats. Un seul agent est intervenu: le ruissellement en surface, consécutif aux fortes pluies, écoulement non chargé et par conséquent sélectif.

b) des dépôts qui les couvrent

Une question préalable se pose: ces dépôts sont-ils subcontemporains de l'aplanissement ou bien sont-ils nettement postérieurs?

Etant donné l'épaisseur des sables que l'on observe dans le Kasai (J. DELHAIL, R. LEGRAND, J. LEPERSONNE [24] et sur le plateau de Kamina (A. BEUGNIES 1950) et qui est de l'ordre de grandeur de 30 m, il est vraisemblable que, lors de la formation des premières surfaces d'aplanissement fin-Tertiaire, il en subsistait une certaine quantité sur la surface mi-Tertiaire et que, au cours de l'aplanissement, une nappe discontinue de sable, avec quelques cailloux à la base, se soit conservée de façon permanente sur les surfaces en formation.

Or les sables, même à la base, sont apportés par un ruissellement (courbes granulométriques).

D'autre part, ce ruissellement a transporté sur des pentes relativement faibles des grenailles latéritiques venant des cuirasses pré-existantes sur la surface supérieure, des cailloux venant du substratum (Grand Conglomérat ou Kibara). Les pentes sur lesquelles s'est faite la mise en place de ces grenailles et de ces cailloux sont beaucoup plus faibles que la pente minimum nécessaire pour le même travail sous la forêt claire actuelle sur brûlis.

Cette dernière est de 5 % pour la grenaille latéritique (J. et S. ALEXANDRE [3]) alors que les pentes observées sont à peine de 1 % (p. 30).

La rugosité du sol devait donc être beaucoup moindre, c'est-à-dire que la végétation y était moins dense.

En conclusion, le modélisé de formation des surfaces a été le ruissellement dans une steppe. La partie supérieure de la couverture sableuse doit être postérieure à la formation de la surface d'aplanissement. Le mode de gisement évoque l'ennoyage désertique capable de dissimuler thalwegs et surfaces d'aplanissement (p. 62). Or précisément, nous venons de voir que des climats semblables au désert avaient dû régner périodiquement pendant l'époque où se façonnait la partie supérieure du plateau. Toutefois, une couverture sableuse modérée a pu se produire dans des conditions steppiques là où l'érosion linéaire verticale est déficiente (S. ALEXANDRE-PYRE [4], p. 30).

III. LIMITATION DES FORMES QUATERNAIRES VIS-A-VIS DU TERTIAIRE

Les agents d'érosion quaternaire ont exercé leur action sur des étendues beaucoup plus restreintes que celles du Tertiaire. En effet, cette aire d'action de l'érosion quaternaire commence:

- a) Aux surfaces en pente douce, en contrebas de la surface de 1 575 m, qui séparent cette surface du rebord bien marqué du plateau. Ces surfaces n'existent pas partout. Les exemplaires les mieux conservés sont situés sur le haut des versants de la Katentania, où la couverture sableuse subsiste.
- b) Aux banquettes élevées des grandes vallées évasées telles que la Kapanda, la Muvumai, la Katentania, les deux Kalule, la Lukata, la Pupa, qui sont caractérisées par de nombreux petits replats, presque toujours privés de sable.
- c) Aux dépôts de terrasse, encore que le départ ne soit pas toujours facile à faire entre des terrasses datant du début du Quaternaire et celles du Tertiaire. Dans certaines vallées asymétriques, la terrasse est en contrebas du profil en travers qui

prolonge la pente douce (*fig. 8*). Cette pente douce, comme nous l'avons vu, supporte une grenaille à éléments contournés schisteux, qui est certainement tertiaire. Cette terrasse est donc le dernier « événement » Tertiaire ou le premier Quaternaire.

La partie inférieure est riche en éléments grossiers de toute taille (grès polymorphes et même quartz) mêlés à une matrice sableuse. La partie supérieure est entièrement sableuse. L'ensemble a une épaisseur de plusieurs mètres, de loin supérieure aux terrasses en contrebas. Cette épaisseur pourrait être attribuée à un ennoyage désertique modéré, ce qui n'aurait rien de surprenant étant donné le caractère transitoire du cycle climatique au cours duquel s'est formée la terrasse. Nous avons vu, en effet, que ce cycle comportait une phase de maximum de sécheresse moins aride que pendant le Tertiaire désertique, mais cependant différente de celle des cycles quaternaires (steppe).

Dans certains cas, on observe des dépôts qui se sont manifestement édifiés pendant l'ère tertiaire: à la Pupa supérieure, la reprise d'érosion qui entraîne la première incision datant du Quaternaire, a entaillé un dépôt de grès polymorphes dont certains blocs montrent un vernis désertique à leur partie supérieure: ce qui indique qu'ils n'ont pas été remaniés depuis le Tertiaire.

d) Les grandes vallées qui font partie intégrante du plateau, qui sont le résultat de reprises d'érosion importantes. Les dépôts de leurs plaines alluviales ont comme origine les sables que nous avons étudiés. L'enfoncement des rivières va en augmentant très rapidement vers la périphérie du plateau. Le plus spectaculaire est celui de la Pande, au sud-est, où la rivière sert de niveau de base à une série de surfaces d'aplanissement quaternaires, formant ainsi une vaste dépression de plus de 50 km de long (S. ALEXANDRE-PYRE, [4]).

Les surfaces tertiaires ont été retouchées légèrement par des agents d'érosion quaternaire:

a) La couche supérieure des sables qui recouvrent les quatre surfaces supérieures a été enlevée. Le vernis désertique, ne se trouve que sur les blocs qui dépassent la surface de plus d'un mètre. La partie inférieure du bloc ne présente jamais cette particularité. Au moment où les conditions climatiques étaient favo-

rables à la formation de ce vernis, seule la partie supérieure de ces gros blocs émergeait du sable. Depuis lors, une couche d'un mètre d'épaisseur moyenne a été enlevée, mettant à jour des blocs moins volumineux.

Exceptionnellement, dans certaines régions, cette couverture enlevée a pu être plus importante. Dans le secteur Schools, on peut supputer l'enlèvement d'une épaisseur de 3 m de sable.

b) Localement, sur la bordure des surfaces d'aplanissement tertiaire, une certaine quantité de sable a été déposée: cette couche, d'une quarantaine de centimètres, surmonte une « stone-line » hétérogène à éléments de différents âges (notamment des grenailles couvertes d'enduits divers, ou sans enduit, des pierres taillées du « Middle Stone Age ») (1). Dans ce cas, l'effet est donc cumulé, chaque érosion aréolaire enlevant une lame de sable supplémentaire et abandonnant un matériel résiduel où se trouvent des éléments hérités. L'évaluation de l'épaisseur des lames enlevées est difficile à établir.

Le dépôt de sable supérieur est postérieur à la constitution de la stone-line. Cette couche supérieure a acquis, par après, une teinte ocre qui parfois dépasse la stone-line et jaunit une mince pellicule de sable tertiaire.

c) Les ondulations d'origine éolienne ont été légèrement nivelées: les crêtes abaissées, les creux remplis de sable, et, postérieurement, de tourbe.

Les surfaces tertiaires sont très étendues et leur état de conservation est remarquable. Les coupes permettant d'étudier les sables en profondeur sont malheureusement assez rares.

L'étude des phénomènes datant du Quaternaire est plus aisée: les coupes dans le sable sont beaucoup plus nombreuses et les données de la préhistoire apportent une certaine précision dans la datation.

(1) Communication orale du R.P.A. ANCIAUX de FAVEAUX.

Terrasses supérieures de la Katentania

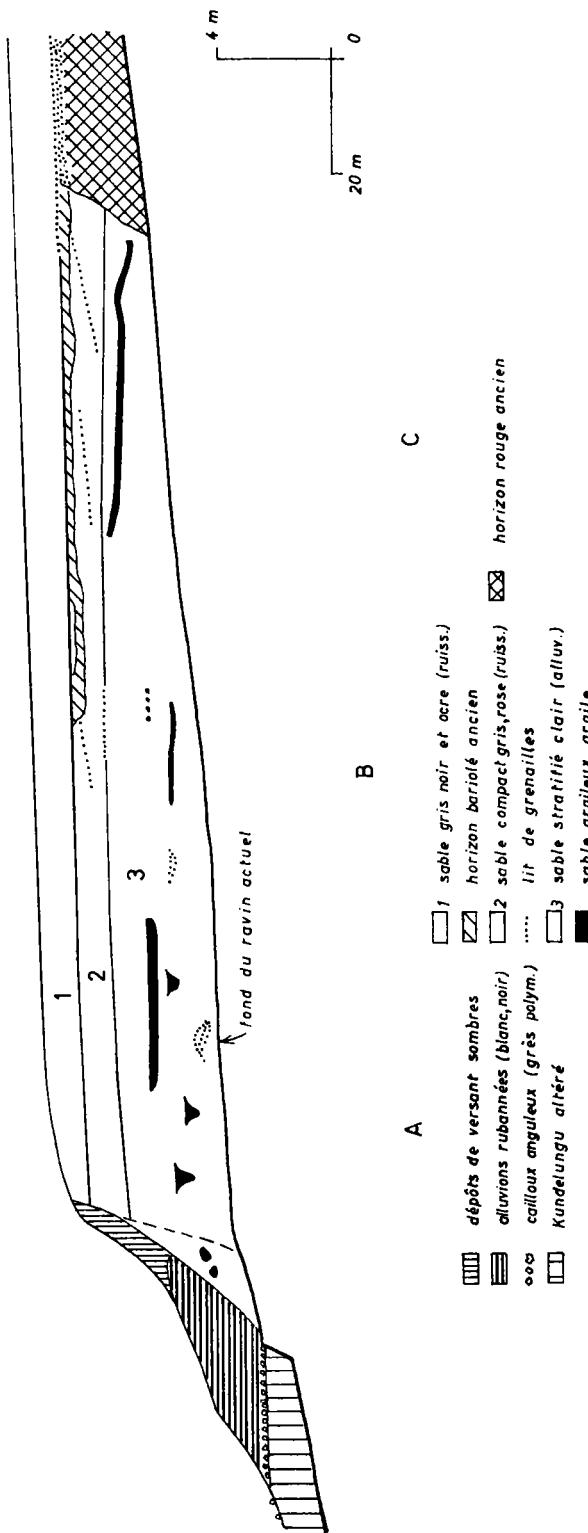


FIG. 45. — Coupe du ravin artificiel de Katentania.

CHAPITRE V

LE QUATERNaire DES VALLEES DU PLATEAU

a) Ce chapitre est limité aux formes quaternaires qui se sont développées au sein du plateau. Les formes extérieures, associées à ce plateau, ont été étudiées dans un autre travail (S. ALEXANDRE-PYRE [4]).

b) Au point de vue méthode: nous nous occuperons d'abord de l'activité des rivières, car les formes qui en résultent sont les plus fréquentes et les plus faciles à interpréter. On s'écartera ensuite des fonds de vallées pour interroger les versants.

De toutes les vallées qui ont été étudiées, celle de la Katentania est la plus riche en affleurements et partant en phénomènes observés. Les autres vallées ont fourni un nombre important de renseignements souvent moins précis que confirment cependant les résultats de l'analyse menée le long de la Katentania.

I. LES TERRASSES

A. LES HAUTES TERRASSES

Ces terrasses font l'objet d'une étude particulière, car, au moment où se sont formées les terrasses les plus hautes, l'encaissement était modéré et, par conséquent, les formes ont pu être plus largement développées.

Très fréquemment, au-dessous de la dernière surface tertiaire, il subsiste de larges replats dont il est difficile de dire s'il s'agit d'une terrasse ou d'un aplatissement.

Une érosion artificielle sur une très grande longueur, non loin du poste de Katentania, nous donne une réponse à cette question.

D'aval en amont, ce ravin nous permet d'observer trois complexes (*fig. 45*).

a) Les dépôts du complexe (a)

Ces dépôts sont situés dans la partie inférieure du ravin. Ils sont à 1 m environ en contrebas du reste des dépôts (complexe b), donc topographiquement bien distincts. Ce premier complexe s'étend sur une longueur d'environ 25 m.

Ces sédiments se différencient de la façon suivante (*fig. 46*):

A la base:

Un banc de 50 cm d'éléments anguleux de grès polymorphes, depuis les blocs de 30 cm de long jusqu'aux esquilles et petits rognons de moins d'un centimètre.

Quelques cailloux hérités d'épandages antérieurs: quartz, roches silicifiées. Ces cailloux sont émoussés ou roulés.

Parmi ces éléments grossiers, quelques débris de cherts semblent avoir été façonnés par l'homme. Ils sont malheureusement atypiques et n'ont pu être datés (R. P. A. ANCIAUX DE FAVEAUX [5]).

La partie supérieure:

Est constituée par une alternance de lits blancs et noirs: sables presque purs, et couches humifères chargées de sables.

A l'analyse granulométrique, la composition des sédiments clairs se révèle assez semblable à celle des dépôts de ruissellement: le classement est moyen (le coefficient angulaire de la courbe est de 52°), il y a carence en éléments grossiers, la courbe cumulative des éléments fins présente une allure rectiligne.

Toutefois, si on compare cette courbe à celle des dépôts de ruissellement locaux, on constate deux différences: une proportion plus forte de grains dans la classe 297 à 420 mu et, au contraire, une diminution des produits fins interstitiels (plus petits que 75 mu).

L'interprétation de ces caractéristiques n'est pas aisée: on pourrait considérer ces dépôts:

1. ou bien comme un mélange de sédiments venus le long du versant et d'un apport intermittent de sédiments de chenaux. L'enfouissement sous une couche humique expliquerait la pauvreté en éléments interstitiels;

2. ou bien comme des dépôts de fond, qui ont fait irruption et se sont sédimentés dans un milieu plus tranquille (à l'occasion d'une rupture de digue naturelle par exemple) sans jamais être retrouvés ultérieurement.

De toute façon, étant donné les couches noires intercalaires, on peut affirmer:

1. qu'il s'agit de sédiments déposés dans de légères dépressions marécageuses derrière une levée naturelle;
2. que le climat était assez humide pour maintenir des conditions hydromorphes dans le fond de la vallée.

Le complexe (a) repose sur un substratum schisteux (Ks_{22}), tellement altéré qu'il est formé actuellement d'argile micacée sur toute la hauteur visible (2 m). Cette argile a une teinte rouge violacée, localement déteinte en jaune et en blanc par les eaux venant des dépôts humifères, après l'érosion qui a dégagé la terrasse.

Cet ensemble est séparé du complexe (b) par une série de dépôts perturbés où l'on reconnaît des éléments du grand complexe suivant (b), notamment des masses de sables argileux grisâtres dont nous verrons la signification.

A cause des conditions hydrologiques qui régnait au moment de la formation de la paine alluviale, une source donnait naissance à une zone marécageuse au bas du versant. Celui-ci, dans cette zone de transition entre deux complexes, présente des horizons bien différenciés:

de haut en bas:

- brun violacé;
- blanc grisâtre;
- rouge intense, jaune vif, ou brun jaune avec quelquefois une cimentation totale (banc de grès limonitique).

Le complexe (a) constitue donc des dépôts de terrasse de phase humide (partie supérieure), sédimentés sur des éléments résiduels.

b) Les dépôts du complexe (b)

1. *A la base*: ces dépôts comportent un complexe fluviatile qui tranche nettement sur le précédent:

La masse sableuse a une teinte claire, souvent blanche (*fig. 47*). On y aperçoit quelquefois une fine stratification horizontale. La courbe granulométrique indique un bon classement et une élimination progressive des éléments fins (courbe concave vers le haut), à l'exception des particules très fines interstitielles (*fig. 48*).

Dans cette masse apparaissent de nombreuses lentilles de nature quelque peu différente: ce sont des vestiges de bras de rivières comblés.

Le ravin actuel les recoupe, tantôt perpendiculairement, tantôt obliquement. Dans le premier cas, la lentille offre une section plan-convexe vers le bas. Les dimensions moyennes sont de 2 à 3 m d'épaisseur et 4 à 5 m de large.

Dans le deuxième cas, la section est alors très allongée et donne des bancs qui paraissent se superposer normalement sans discordance à la masse sableuse finement stratifiée.

Ces traces de bras fluviaires sont de deux types:

1° Les uns ont un faciès de lit majeur, avec des hauts-fonds dont la stratification entrecroisée est soulignée par des éléments plus grossiers: petits cailloux de quartz ou grenaille latéritique de la dimension de l'ordre du centimètre (*fig. 49*).

2° Les autres n'ont aucun produit grossier. Au contraire, après l'abandon de ce bras, les conditions de dépôt ont été celles d'un milieu lacustre: sable argileux gris, argile violacée presque pure, voire argile noire fortement chargée d'éléments organiques. Le dépôt de ces argiles donne quelquefois lieu à des petits glissements avec formation de plissements intraformationnels.

Quelquefois des petites masses d'argile se retrouvent dans la masse générale sableuse, provenant de l'érosion latérale d'ancien remplissage de bras abandonnés.

Le R. P. A. ANCIAUX DE FAVEAUX, dans le cadre de ses travaux de préhistoire, a prélevé un échantillon de ces argiles noires sapropélifères et l'a soumis pour analyse pollinique à E. M. VAN ZINDEREN BAKKER (palynologue résidant à Bloemfontein, Afrique du Sud). Il nous en a aimablement communiqué les résultats (1): à côté de plantes spécifiques du milieu même, les

(1) J. J. SYMOENS, professeur de Botanique à l'Université de Lubumbashi, a bien voulu nous aider à les interpréter.

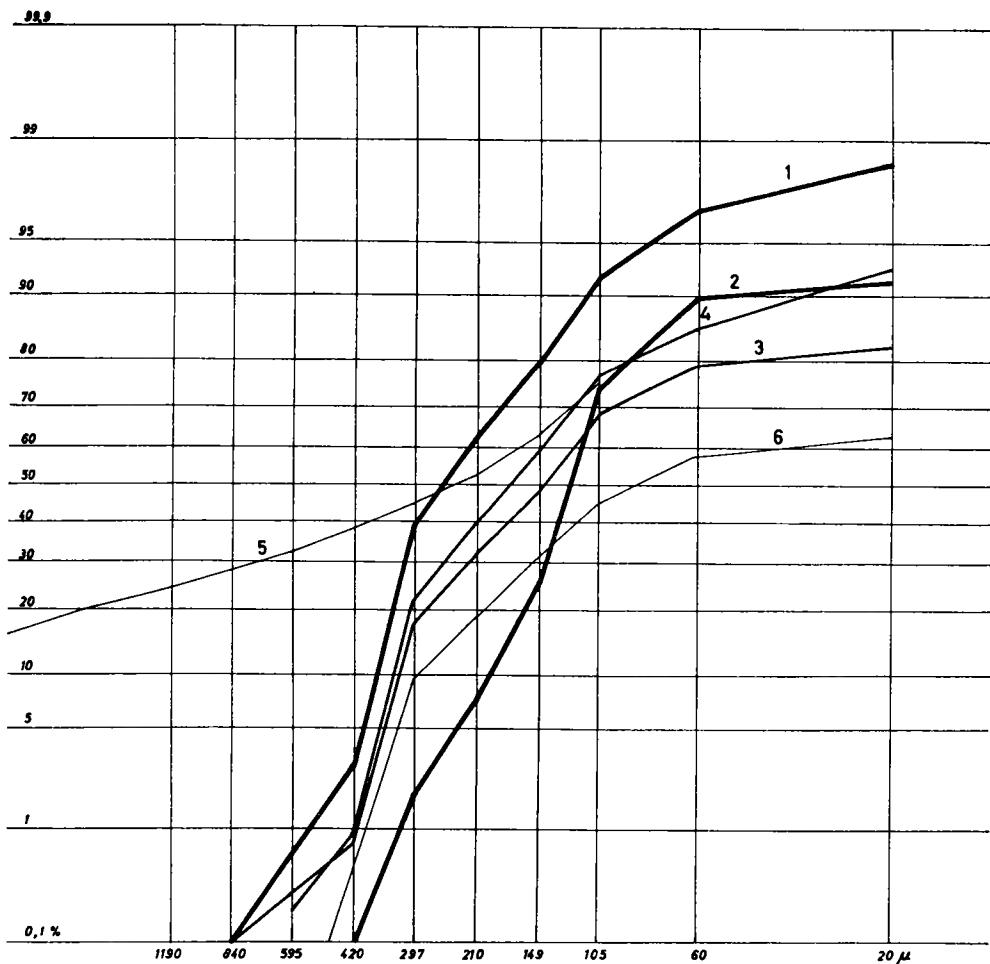


FIG. 48. — Courbes granulométriques cumulatives relatives aux terrasses supérieures de la Katentania et aux terrasses inférieures de la Ditanto.

Terrasses supérieures:

1. Terrasse de phase humide (alluvions rubannées blanches et noires).
2. Terrasse de phase sèche, alluvions sableuses.
3. Dépôts de ruissellement anciens couvrant ces alluvions.
4. Dépôts de ruissellement récents.

Terrasses inférieures:

5. Dépôts caillouteux concomitants de l'érosion verticale (phase de transition) dans une matrice limoneuse plus récente.
6. Dépôts limoneux à stratification estompée.



FIG. 46 — Ravin de Katentania. Complexe (a) de phase humide. A la base, cailloutis résiduel. A la partie supérieure, laies blanches et noires.



FIG. 47 — Ravin de la Katentania. Nappe alluviale de phase sèche. Grande lentille représentant une section dans un méandre abandonné comblé de sédiments plus fins et légèrement chargés de matières organiques (algues).



FIG. 49 — Sables fluviatiles de la terrasse de phase sèche. Stratification entre-croisée souvent soulignée par des lits de grenailles latéritiques. La convexité vers le haut des lits situés au centre de l'affleurement indique un haut fond. Vers la base, soulignés par un liséré de sels de fer, deux « cailloux » d'argile de forme assez contournée (provenant de l'érosion latérale dans des remplissages de bras abandonnés).

autres éléments indiquent que l'environnement était une association végétale du type de *steppe*, alors que la végétation actuelle est une prairie avec couvert végétal presque complet. On ne retrouve, dans l'échantillon, pratiquement aucun pollen provenant de la forêt claire qui caractérise actuellement les rebords. Par contre, on décèle des grains de pollens de *Podocarpus*, dont on signale la présence (sur le plateau des Kibara notamment), à une altitude de 300 m supérieure à celle du présent site. Ce *Podocarpus* ainsi que *Myrica* (*Potamogétonacée*), indiquerait un climat plus froid que l'actuel: 2° de moins environ (voir analyse en annexe).

La différenciation des chenaux évoque une rivière aux bras multiples anastomosés.

Comme le complexe sombre de fond de vallée (a), ces couches fluviatiles de climat sec reposent sur un cailloutis. Ce cailloutis se dispose exactement dans le prolongement géométrique du premier. Toutefois, les faciès sont très différents. Sous les sédiments de steppe, des laies sableuses intactes indiquent que le remblaiement prédominait sans que le dépôt de la partie fine des alluvions soit toujours remis en question. Au contraire, sous la plaine alluviale de phase humide, les cailloux sont entassés pêle-mêle sans stratification, sans matrice fine; ils sont le résultat d'un triage par les eaux de la Katentania qui ont abandonné sur place les éléments les plus grossiers qui ne pouvaient être transportés.

Le dallage constitué par ce cailloutis résiduel a stoppé la reprise d'érosion qui s'est produite entre le dépôt de deux complexes alluviaux. Ce phénomène explique, d'autre part, pourquoi les deux cailloutis de base se trouvent presque en continuité.

D'autre part, un des lits de cailloux situés sous les alluvions de steppe contient un grand nombre de pièces préhistoriques qui ont été étudiées par le R. P. A. ANCIAUX DE FAVEAUX ([4], p. 173). Ce dernier a attribué cette industrie à la fin de l'Acheuléen.

Ces outils sont actuellement très fragiles; il est même très probable qu'ils l'étaient déjà lors de la reprise d'érosion qui a entamé la nappe alluviale de phase sèche puisqu'on ne les retrouve plus dans le cailloutis résiduels à la base des sédiments de phase humide. C'est donc au cours de la phase steppique et à

proximité du substratum riche en bases que les conditions ont été les plus favorables à l'altération de la calcédonite (v. p. 87). Sous les dépôts humifères de la phase humide, les débris des grès polymorphes sont dans un bon état de conservation.

2. *La partie médiane* de la coupe est une masse homogène de sable fin, plus compact parce que plus riche en éléments fins (25 % au lieu de 15) et dépourvu de stratification fine. Toutefois, de temps à autre, une ligne discontinue de grenailles apportées, voire même de débris de grès polymorphes, subdivise l'ensemble. Cette ligne de grenailles s'incline vers la rivière actuelle, confirmant une position du versant de même orientation qu'actuellement.

La teinte dominante est grise à cause de l'éluviation: les produits de cette dernière se retrouvent dans la partie supérieure des bancs fluviatiles sous-jacents, qu'ils colorent en rouge ou en jaune-vif.

La composition granulométrique de cette masse homogène est celle des dépôts de ruissellement: importance de la fraction très fine (moins de 75 mu), classement mauvais, pas de carence des éléments fins (75 à 150 mu).

Il n'apparaît aucun vestige d'érosion ou de formation de sol entre cette zone de sables compacts et les alluvions: les dépôts doivent donc être subcontemporains; les sables de ruissellement se sont sédimentés à un moment favorable quand la rivière était à l'écart du bas de ce versant.

Ces deux ensembles de dépôts du complexe (b) constituent donc la « terrasse de phase sèche ».

3. Les sables de ruissellement sont surmontés de l'ensemble de dépôts superficiels que nous avons déjà décrits (chapitre des horizons pédologiques): sable noir en surface, sable ocre, stone-line à grenaille latéritique dans laquelle on découvre des outils préhistoriques assez récents (Middle Stone Age; G. MORTELMANS [56]). Sous la stone-line, apparaît quelquefois une certaine épaisseur d'horizon bariolé.

Les outils du Middle Stone Age se trouvent vers le rebord de la terrasse: vers l'intérieur, l'horizon ocre s'épaissit anormalement; il atteint 1,20 m. Il ne serait pas étonnant qu'il y ait eu accumulation, soit de sable déjà jauni venant de l'amont, soit, ce

qui est probable, de sable mal lavé, et coloré sur place au fur et à mesure de cette accumulation.

Cette zonation pédo-géologique s'est donc formée récemment.

c) Le complexe ancien

Le troisième complexe est visible sur une centaine de mètres. On ne peut y observer autant de détails, car il semble très homogène et, d'autre part, il est situé, pour toute sa partie inférieure, dans l'horizon rouge. Il est surmonté d'une cuirasse formée de grenailles sableuses qui déborde d'ailleurs légèrement sur le complexe précédent. Cette cuirasse est toujours formée, comme nous l'avons déjà vu, sous l'horizon ocre.

Ce complexe, entièrement composé de sables de ruissellement, doit sa couleur rouge à des conditions hydrologiques spéciales: la nappe aquifère ne descendait jamais plus bas que cet horizon. Ces conditions n'existent plus actuellement, et elles avaient déjà disparu au moment du dépôt du complexe (b), car celui-ci en aurait gardé des traces (teintes rouges).

Ce caractère a pu être conservé dans le complexe (c) pendant l'édification de la plaine alluviale parce que cette dernière s'est formée sous un climat assez sec. La cristallisation des colloïdes ferriques, qui a dû survenir alors, les a immunisés contre une éluviation ultérieure.

L'intérêt de cette coupe réside dans la succession de deux types de terrasses:

1. La première est de phase humide. En conclusion de l'étude du Quaternaire, nous préciserons les conditions climatiques dans lesquelles ces terrasses ont été formées.

Pendant cette phase humide, les rivières ont tendance à remblayer, des levées naturelles sont édifiées, les dépôts ont une teinte sombre due à la présence d'humus.

Le cailloutis de base est un cailloutis résiduel, qui a été démunie de ses éléments fins et de sa structure sédimentaire originelle. On peut s'en rendre compte en comparant les faciès de cette couche, au pied et à l'écart du versant: en remontant dans le ravin, c'est-à-dire en s'approchant de l'ancien versant, on voit

apparaître dans le cailloutis de fines laies sableuses et des velléités de stratification.

2. La seconde est de phase sèche (climat de steppe).

1° Les dépôts sont colorés de teintes vives: rouge, rose, jaune. Les sels de fer, plus abondants que dans les dépôts de phase humide, sont mieux conservés. Ils peuvent alors être repris par une mobilisation postérieure (pendant une phase humide) avec éluviation et diffusion sous forme colloïdale. Parfois, les apports viennent des dépôts de ruissellement qui surmontent le fluviatile et qui sont toujours plus riches en fer.

2° Les éléments grossiers, quelques cailloux de quartz et des débris de grès polymorphes, caractérisent les dépôts de ruissellement de cette phase (partie médiane de la coupe (b)). Il subsiste par exemple des grenailles latéritiques qui seraient incompatibles avec une grande abondance d'humus.

3° La rivière se multipliait en bras avec anastomoses et les recouplements étaient nombreux.

4° La berge sableuse rouge, complexe (c), a été aplatie et les dépôts de ruissellement se sont ajustés sur cette surface. L'aplanissement n'avait pas atteint le substratum ancien, car l'érosion verticale était très faible: le niveau de la rivière n'a pas varié de plus d'un mètre. Cette hypothèse se vérifie d'ailleurs en d'autres points du plateau: à la Pupa, notamment, où des dépôts de ruissellement à Middle Stone Age, un atelier acheuléen, des alluvions à blocs de grès polymorphes avec vernis désertique sont superposés à quelques décimètres les uns des autres.

Les quelques autres terrasses que nous avons reconnues, toujours sur la Katentania ou sur la Ditanto, semblent appartenir aux terrasses de phase humide: les cailloux résiduels forment la base et les terrains humifères l'essentiel de la coupe.

Ces dépôts de terrasses s'intègrent dans une encoche creusée dans le versant, en contrebas de surfaces planes couvertes de sable, parfois assez étendues. Nous n'avons malheureusement pu découvrir aucune coupe satisfaisante dans ces dernières. Nous les avons interprétées comme étant des vestiges de la terrasse de phase sèche ou de la surface d'aplanissement qui lui est associée.

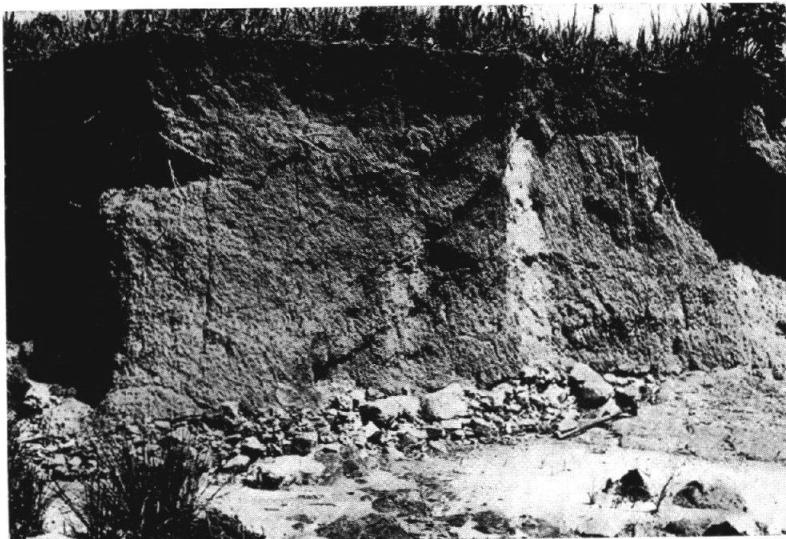


FIG. 50 — Coupe dans la berge de la Katentania. A la base, substratum altéré mais ayant conservé sa structure schisteuse. Les schistes sont couverts par un cailloutis très peu émoussé, composé de gravier de quartz et de petits blocs de grès polymorphes. Le pente de cette couche de cailloux résiduels et son absence dans la partie de droite de la photo indiquent qu'elle s'inscrit dans un complexe de « slip-off slope terrace » qui s'observe mieux à plus grande échelle (érosion oblique pendant la phase transitoire de savane). La partie supérieure est constituée par un limon rougeâtre. A la base ce limon devient beaucoup plus sableux (apports longitudinaux fluviaires) et de couleur grise ocre, indiquant qu'il a subi des modifications propres aux sols hydromorphes peu après sa mise en place (remblaiement de phase humide).



B. LES BASSES TERRASSES

Du fait de l'encaissement des rivières, les formes sont moins bien développées.

On ne découvre plus le même schéma de dualité des terrasses: les activités morphologiques se confondent dans une même forme de terrain.

Dans la rivière Katentania, un peu en aval du poste, on observe la coupe suivante: une nappe complexe composée d'un sable limoneux noir ou gris-noir sur toute la hauteur, là où sa surface supérieure est le plus bas (*fig. 50*). Il passe latéralement à du jaune rouille et même à du rouge violacé de même teinte que le Kundelungu qui affleure dans le versant. Cette teinte rouille provient de la mobilisation et de la diffusion des sels de fer contenus en ordre principal dans les éléments rouges du Kundelungu. Quand la pente du versant est moins raide, les dépôts sont seulement jaune brun comme la partie supérieure du sol qui couvre ce versant (limon ramené par les termites), et les dépôts de transition jaune rouille n'existent pas.

La composition granulométrique du sable limoneux rouge violacé ou jaune brun indique un mélange:

a) De *sables* (100 à 420 mu) pour lesquels la courbe est caractéristique du fluviatile: courbe concave vers le haut, indiquant une élimination progressive des éléments les plus fins. Le classement est amélioré.

b) De *gravillons* peu nombreux constitués soit de granules de roches du Kundelungu, soit de grenailles latéritiques. Ces grenailles sont absentes des dépôts noirs et gris foncé, le milieu sub-marécageux ayant probablement réduit le fer et détruit les hydroxydes qui servaient de ciment.

c) De *produits fins*, apport du ruissellement sur les versants en contre-haut.

Le sable, indice d'une activité alluviale, domine dans les couches noirâtres ou à la base des dépôts ocre ou rouges et, dans ce cas, il a été le siège d'une très légère gleyification. La partie supérieure de ces derniers dépôts est plus riche en limon et en argile. Les colluvions ont donc contribué au remblaiement partiel de la vallée.

Cette nappe de sable limoneux ennoie une topographie de méandres (*fig. 51*) (p. 123) légèrement encaissés dans le Kundelungu, si bien que celui-ci affleure très haut, alternativement dans l'une et l'autre des berges actuelles.

Le sable repose sur le Kundelungu par l'intermédiaire d'un cailloutis assez grossier (diamètre moyen de 1 à 30 cm), dans lequel prédominent les grès polymorphes. A côté de ceux-ci, on trouve des quartz anguleux plus ou moins émoussés, des cailloux roulés de roches silicifiées telles que des jaspes, des oolithes silicifiées, des éléments schisteux locaux un peu plus résistants.

Ce dépôt constitue le pavage du fond du lit qui a favorisé l'érosion oblique. Il résulte du triage d'une formation plus hétérogène, en l'occurrence d'une nappe alluviale formée principalement d'une argile à cailloux de dimensions diverses. Cette nappe alluviale argileuse est difficilement observable parce qu'elle a été détruite en partie par la formation de méandres légèrement encaissés et enfouie ensuite sous les dépôts fins de phase humide. Seuls deux affleurements ont pu être observés au hasard de l'érosion latérale exercée par la rivière actuelle.

Le classement très mauvais indique des dépôts brusques sans érosion ultérieure, donc un faciès d'accumulation par un cours d'eau aux brusques variations de débit. La couleur ne livre que peu de renseignements: ces alluvions ont subi une gleyification presque totale, réductrice dans la partie inférieure gris clair, oxydante dans la partie supérieure avec taches de rouille. Cette gleyification s'est manifestée également dans les dépôts sablo-limoneux voisins. Elle est donc concomitante du dépôt de ceux-ci, c'est-à-dire du remblaiement de phase humide.

La succession des phénomènes qui ont abouti à la formation des basses terrasses est donc la suivante:

- a) accumulation d'alluvions argileuses contenant des cailloux de toute taille, probablement au cours d'une phase de climat steppique;
- b) à partir du sommet de ces alluvions, érosion oblique dans des méandres légèrement encaissés (phase de transition);
- c) remblaiement important par des produits fins avec ennoyage des méandres encaissés (phase de climat humide);

d) reprise de l'érosion verticale avec épigénisation de la rivière sur les formes d'érosion oblique antérieure (phase de transition actuelle).

Sur le bas des versants, en contre-haut de ces formes, on retrouve d'autres terrasses polygéniques avec des cailloux variés épars. Le sable limoneux et une partie des cailloutis ont été éliminés. De plus, la surface est colonisée par les Macrotermes et leurs grandes buttes, si bien qu'une partie des cailloux est enfouie sous des apports récents.

Ces formes de creusement oblique ne se rencontrent pas dans toutes les vallées:

1^o soit que le creusement vertical soit trop important, comme dans la Katentania, en aval de la zone étudiée, par exemple;

2^o soit qu'il n'y ait pas d'éléments grossiers à la disposition de la rivière (la plupart des rivières secondaires, comme nous l'avons remarqué, n'ont pas de grès polymorphes);

3^o soit que la vallée soit trop étroite et que les formes les plus récentes aient détruit les vestiges des formes plus anciennes.

Quelquefois, le profil en travers de la rivière reste asymétrique sur de longues distances: c'est le cas dans le cours moyen de la Kalule Sud. Les alluvions grossières restent toujours enfouies sous les dépôts de versants. Toutefois, le hasard de l'érosion latérale d'un méandre actuel nous a permis de vérifier qu'ils se trouvaient bien au contact du Kundelungu. Comme ils se sont assez rapidement enfouis, de nombreux débris anguleux de Kundelungu y sont conservés parmi les cailloux les plus résistants.

Les dépôts fins de phase humide constituent une constante de toutes les vallées qui ont atteint le Kundelungu et ne s'y sont pas trop fortement encaissées (50 m au maximum).

Quant à la reprise d'érosion actuelle, elle est fonction du site. Vers l'amont, dans la Katentania, par exemple, les dépôts de phase humide, en l'occurrence un limon argileux noir, affleurent dans le fond du lit mineur et résistent assez bien à l'ablation.

Dans son cours moyen, la Kalule Sud coule au niveau de couches noires, qui sont ici des argiles grises à taches de rouille. Elle édifie sur ces berges, au-dessus de ces dernières, des levées

naturelles sableuses de 50 cm de haut, en rapport géométrique étroit avec les méandres actuels.

Les observations sur les terrasses peuvent se résumer comme suit:

a) La terrasse Tertiaire/Quaternaire est présente dans presque toutes les vallées.

Les hautes terrasses se rencontrent dans la Kalule Nord, la Kalule Sud, la Lukata, la Pupa moyenne.

Les terrasses inférieures se trouvent presque dans toutes les vallées.

Les petites rivières ont des terrasses mal formées et peu reconnaissables. Les grandes rivières ont des reprises d'érosion trop importantes et les terrasses anciennes disparaissent au fur et à mesure de l'enfoncement. Les rivières moyennes constituent donc le site le plus propice à la conservation de belles terrasses.

b) Le schéma d'un cycle climatique se subdivise en quatre phases:

- une phase d'accumulation en climat steppique;
- une phase d'érosion verticale en climat de transition;
- une phase d'accumulation en climat humide;
- une phase d'érosion verticale en climat de transition.

1° Les climats de transition ont dû être semblables au climat actuel. L'érosion verticale de la rivière est quelquefois modifiée en érosion oblique par le pavage du bed-rock. Une telle érosion verticale se produit de nos jours.

2° Le climat steppique est attesté par les fossiles végétaux, les grenailles, les bras divagants anastomosés, les teintes vives des sédiments, l'absence de brun jaunâtre témoin de l'action de l'humus sur les sels de fer, le manque d'humus véritable (on ne trouve que des sapropèles).

3° Le climat humide était plus humide que l'actuel. Il est vraisemblable que les vallées aient pu être colonisées par une forêt dense. Les forêts-galeries qui suivent les rivières sur plusieurs kilomètres à partir de leur source en sont les derniers vestiges.

Toutefois, sur le plateau sableux, les conditions hydrologiques devaient être aussi peu favorables aux arbres que les conditions



FIG. 52 — Bassin de la Katentania à proximité du poste Grelco (a). En contrebas de la dernière surface tertiaire (b) encore couverte de rides éoliennes, terrasses quaternaires dont la plus haute est reconnaissable (c) par son versant inférieur raide entretenu par l'action des sources à la base des sables épais. Le ravin dont la coupe a été décrite se trouve en (d). La vallée s'encaisse fortement à partir de sa confluence avec la Kilumbula (e) et les terrasses polygéniques sont situées dans le tronçon rectiligne (f). Les teintes sombres sont dues à des feux de brousse. Le banquettes de Ks_{22} apparaissent en (g).



FIG. 53 — Terrasses de la moyenne Katentania à hauteur du poste: terrasse supérieure (début du IV) et terrasse de 2 m (phase sèche).

actuelles; le recouvrement végétal devait être une prairie, encore plus dense que celle que nous avons de nos jours.

Les caractéristiques de cette phase consistent: en formation d'humus abondant, dépôts de sédiments fins, nombreux apports de versants, tendance au remblaiement.

c) Le climat steppique serait caractérisé par une baisse de la température qui laisserait supposer une certaine correspondance avec les glaciaires des hautes latitudes.

Des observations plus amples, concernant cette correspondance, ont été faites par E. M. VAN ZINDEREN BAKKER dans le site de Kalambo Falls en Zambie [81]. La courbe des températures en fonction du temps, obtenue par cet auteur, en conclusion à ses études palynologiques, correspond à celle de P. WOLDSTEDT (pour les 70 000 dernières années).

d) La Katentania moyenne a un rythme d'encaissement qui semble être le plus favorable à l'enregistrement du nombre de cycles dont il reste des vestiges (*fig. 52*).

En *amont* de la confluence avec la Kilumbulua (zone de faible encaissement), on observe les 2 terrasses qui ont pu être étudiées en détail, grâce à la coupe artificielle du ravin du poste de Katentania. Ces terrasses sont à 12 m au-dessus du niveau de la rivière dont l'altitude est de 1 545 m.

Outre ces deux terrasses, il y a deux autres couples certains (dépôts noirs sur cailloutis liés à une surface plane en contre-haut):

le premier à 17 m;

le second à 7 m.

En plus, une terrasse caillouteuse, dépourvue de sédiments fins, présente une base inclinée (slip-off slope), à une hauteur de 1,50 m à 2 m au-dessus de la rivière (*fig. 53*). Au pied de cette terrasse, à quelques mètres en aval, dans le lit même du cours d'eau, des dépôts argileux gris noirâtres sont érodés périodiquement par la rivière qui a amené quelques galets dans ce secteur.

En *aval* de la confluence (à 1 km en aval du débouché du ravin), la rivière s'encaisse plus fortement. La terrasse la plus ancienne est ici à 32 m.

Deux niveaux de terrasses polygéniques se situent à 16 m et à 6 m de la rivière dont l'altitude est de 1 523 m.

Dans le complexe des deux nappes inférieures que nous avons décrites (p. 109 et suivantes):

1° la base de la terrasse de phase sèche enfouie se trouve approximativement au niveau de l'eau de la rivière actuelle;

2° la base des alluvions de phase humide se trouve sous ce niveau tandis que le sommet est à quelque 2,50 m au-dessus.

En effectuant des raccords de proche en proche, il est possible d'établir que ce même sommet des alluvions de phase humide correspond aux argiles noires que l'on trouve dans le lit de la rivière à 1 km en amont, tandis que la nappe alluviale de phase steppique (l'épaisseur a été réduite par l'érosion ultérieure et on ne peut se référer qu'à la base) est au contraire à l'altitude relative de 2 m.

Pour les autres terrasses, sauf la supérieure, les raccords (*fig. 54*) ne sont pas certains faute de lambeaux intermédiaires.

Quoi qu'il en soit, il est possible d'affirmer que:

1° La pente de la rivière est allée en s'accentuant à partir de la terrasse supérieure (fin du Tertiaire ou début du Quaternaire); l'érosion verticale a été plus active au Quaternaire, spécialement dans la partie moyenne et inférieure des grandes vallées qui entament le plateau.

2° Seul, le complexe des terrasses inférieures (les autres n'ont pas été suffisamment bien conservées) montre la différence de pente longitudinale qui peut exister entre les nappes alluviales de climat steppique et de climat de forêt dense. Ces dernières sont beaucoup moins inclinées que les premières. D'une part, des produits fins déposés sous l'influence du frein exercé par l'abondance des végétaux, de l'autre, une tendance à l'abandon brutal de produits de toutes dimensions sous l'effet d'une diminution du débit.

3° Dans la vallée de la Katentania, se sont succédé au moins quatre cycles climatiques depuis le début du Quaternaire. Dans la partie supérieure des vallées, cette distinction devient impossible car l'érosion verticale devient trop faible vis-à-vis de la

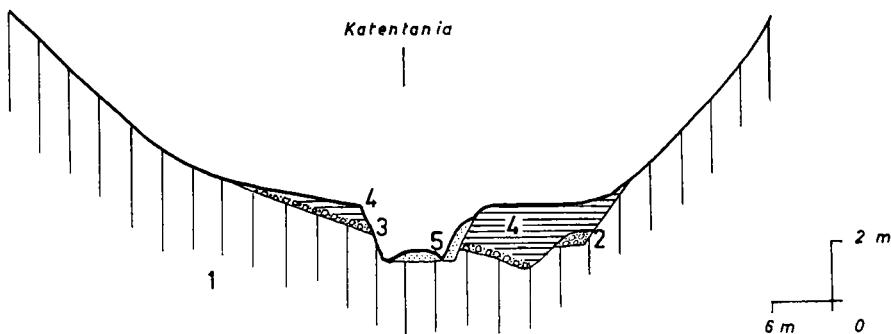


FIG. 51. — Basse terrasse de la Katentania.

1. Substratum.
2. Argile à cailloux, alluvions mal classées de phase sèche.
3. Blocs de grès polymorphes entourés d'une certaine quantité de cailloux plus ou moins roulés.
4. Dépôts de ruissellement parfois remplacés par des alluvions noires au point où la rivière était la plus basse. Passent latéralement à l'ocre rouille voire au rouge.
5. Alluvions actuelles en île ou en dépôts accolés à la berge (inondation).

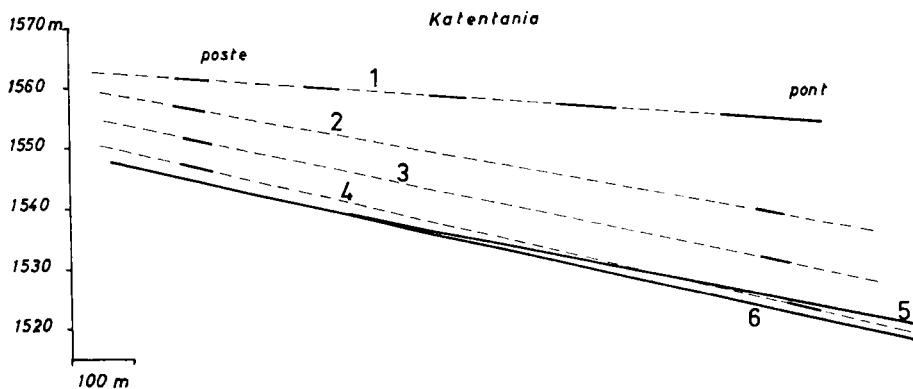


FIG. 54. — Raccords des terrasses observées à hauteur du poste de Katentania et du pont de la Katentania rivière.

1. Niveau de première terrasse quaternaire.
- 2-3. Raccords probables entre les terrasses 7 et 12 m, 8 et 16 m.
(amont)
(aval)
4. Base de la terrasse inférieure de phase sèche.
5. Sommet des alluvions récentes de phase humide.
6. Profil en long actuel.

tendance à l'accumulation (c'est le cas dans la vallée de la haute Pupa par exemple).

e) Une notion vague de l'âge de ces cycles climatiques peut être donnée grâce à la préhistoire.

1° Le cycle n° 1, que nous avons rapporté au passage Tertiaire-Quaternaire, est toujours dépourvu d'artéfacts, ce qui confirme son ancienneté.

2° Le cycle n° 2 date de la fin de l'Earlier Stone Age (Acheuléen), c'est-à-dire de quelques centaines de milliers d'années environ.

3° Le cycle n° 4, phase de steppe, est concomitant du Middle Stone Age, que des datations au C₁₄, publiées dans J. D. CLARK ([23], p. 18) pour l'Angola, fixent entre 14 000 et 40 000 B.P. c'est-à-dire à l'époque gambienne qui est considérée comme un Pluvial dans l'Est Africain.

II. LES VERSANTS

L'activité des rivières étant précisée, dans le cadre des variations de climat quaternaire il importe maintenant de se tourner vers les versants.

Un immense ensemble de ravins d'origine artificielle a facilité l'étude de ces derniers: ces ravins forment un réseau plus ou moins dendritique avec tendance au réseau parallèle. Cette érosion très récente (une trentaine d'années), a permis de découvrir l'existence de 2 autres systèmes de ravins, systèmes de « donga » (1), différents l'un de l'autre, creusés et complètement remblayés successivement à telle enseigne que la topographie de la surface n'en laisse plus rien voir (*fig. 55*).

Nous étudierons en détail, d'abord les sables du versant, que cette coupe artificielle permet d'observer. Nous analyserons ensuite les dépôts sableux qui remplissent les deux systèmes de « donga ».

(1) De tels ravins sont extrêmement fréquents en Afrique du Sud où on peut encore en étudier la genèse. Le terme « donga » (ravin) est emprunté à la langue zouloue.

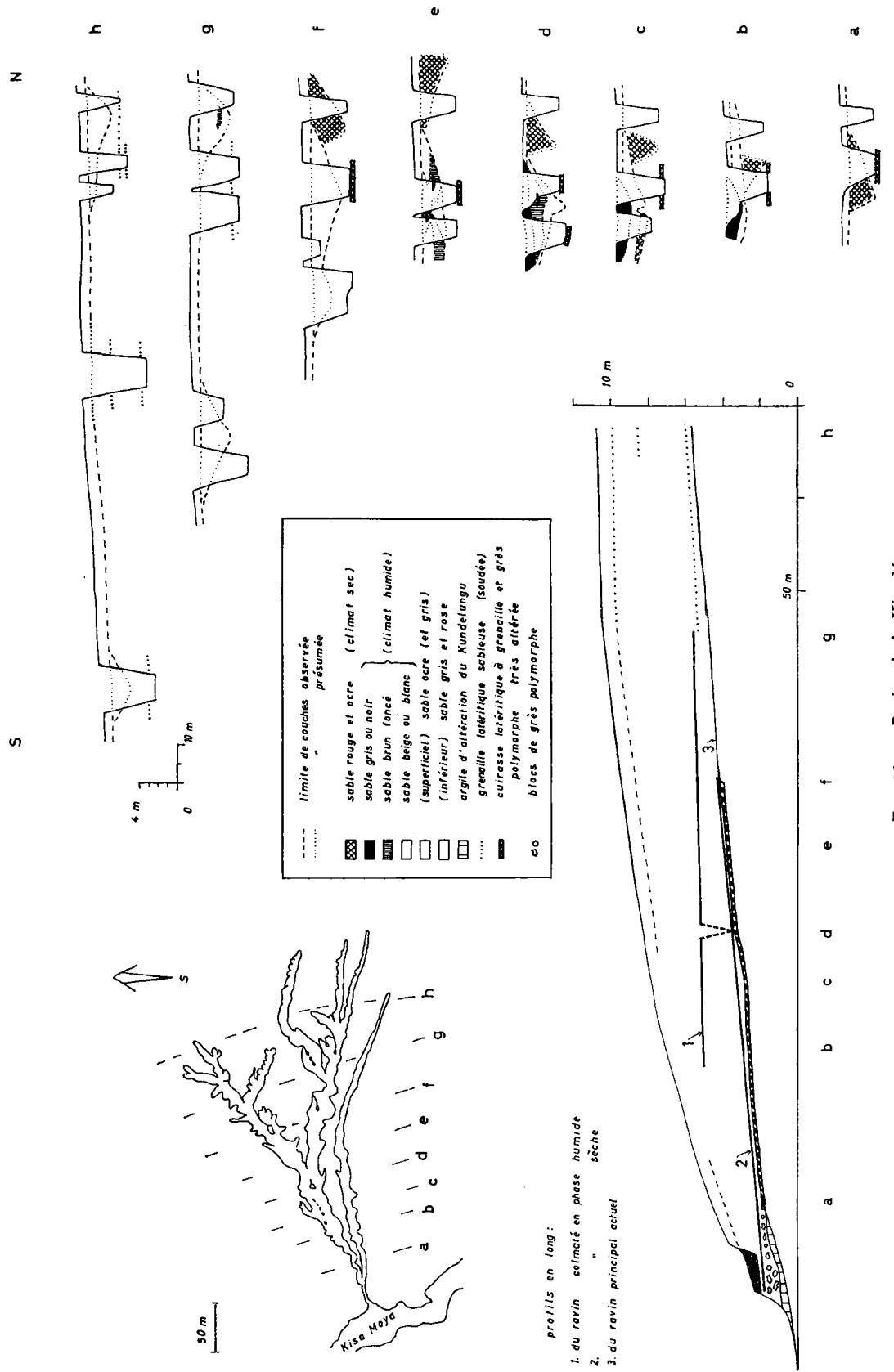


FIG. 55. — Ravins de la Kissa Moya.
 1. Plan.
 2. Profils en travers.
 3. Profil en long du ravin principal.

A. LES DÉPÔTS DE VERSANTS

Une petite terrasse de phase humide marque le débouché de l'érosion dans la rivière principale, la Kisa Moya. Cette terrasse peut être postérieure aux deux dongas: on a pu observer le contact du remplissage d'un de ces ravins et les dépôts de la terrasse, mais il n'a pas été possible de déterminer lequel était contenu dans l'autre. La topographie donne une indication: la terrasse, formant une marche légèrement en contrebas du reste du versant, pourrait être postérieure.

A l'exception de cette terrasse, l'ensemble des terrains du versant est constitué de la sorte :

a) *A la base* (dépôts visibles sur les 150 premiers m du ravin actuel: voir fig. 55).

Le Kundelungu, fortement altéré, est transformé en une argile sableuse grise à taches jaunes et violacées de même teinte que le Kundelungu frais. La structure a malheureusement disparu. Il ne subsiste plus de micas blancs comme on en trouve généralement dans les schistes du Ks₂₂.

Le Kundelungu est surmonté par un ensemble de grès polymorphes, de grenailles sableuses, de cailloux de quartz anguleux et parfois roulés (qui sont sans doute dus à un héritage) pris dans une cuirasse qui, à l'heure actuelle, est dans un état de décomposition tel (le fer a été complètement éliminé) que plusieurs analyses ont été nécessaires pour s'assurer de l'identité des grès polymorphes et des grenailles et de la réalité de la cuirasse.

1. Plusieurs blocs de grès polymorphes, très volumineux, tombés sur le fond du ravin actuel, ont gardé leur centre intact, ce qui permet de les identifier.

2. La cuirasse est formée de grenailles sableuses: le sable apparaît presque totalement homogène à première vue (quand on extrait ces blocs à la pelle). L'eau courante parvient cependant à dégager plus vite le sable de la grenaille que celui du ciment et permet d'apprécier les rapports géométriques de l'un et l'autre. On peut ainsi s'assurer de l'identité de cette cuirasse en la comparant avec d'autres cuirasses à grenailles sableuses qui ont con-

servé leurs sels de fer. En outre, le ciment contient parfois quelques grains plus grossiers.

Les cailloux, et parfois des grenailles, se groupent en lentilles indiquant un triage fluviatile. Ces lentilles se rencontrent au sommet de la couche grossière, et même parfois à la base des sables qui la couvrent.

b) *La masse principale*

Elle est constituée par des sables compacts, la plupart du temps de couleur gris rose (teinte acquise par lessivage). La granulométrie donne une courbe typique de ruissellement.

Ce sable renferme beaucoup de débris anguleux de grès polymorphes qui sont eux-mêmes entièrement pourris. Leur densité va en diminuant au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la Kisa Moya jusqu'à disparaître complètement.

La partie supérieure, comme dans toutes les coupes, est composée d'un horizon ocre pulvérulent à la base duquel, ou dans lequel, un niveau de grenailles et de petits cailloux forment un lit discontinu.

Vers 150 m de l'entrée du grand ravin, commencent à apparaître des niveaux de grenailles subhorizontaux. Ces derniers sont associés à des horizons bariolés, ce qui indique qu'ils n'ont pas été déplacés sur de longs trajets. Trois niveaux de grenailles se situent parfois dans la même coupe, ce qui permet de conclure:

1^o que la vallée principale (Kisa Moya) a connu un remblaiement modéré par le ruissellement;

2^o que ce remblaiement s'est poursuivi pendant plusieurs cycles climatiques, puisque nous avons vu que la formation de la grenade elle-même exige des variations de climat assez importantes (de même que l'apport de nouveaux sables qui se déposent à la fin de la phase de ruissellement qui a dégagé la grenade).

Ces remblaiements sont vraisemblablement postérieurs aux dépôts grossiers partiellement fluviatiles que l'on observe à proximité du plancher sur les 150 premiers m du ravin actuel. En remontant le ravin actuel, on peut voir que les grenailles n'apparaissent qu'au moment où disparaissent les débris altérés de grès polymorphes (*fig. 55*). Il y aurait donc place pour un versant entre les deux parties ainsi différenciées. Malheureuse-

ment, à ce niveau, la complexité des dongas comblés ne nous a pas permis de vérifier ou d'infirmer cette hypothèse.

Ces dépôts fluviatiles eux-mêmes constituent une nappe alluviale inclinée (*slip-off slope*). Ce caractère, lié à la présence de grenailles, indique des alluvions de phase sèche. Appartiennent-ils déjà au Quaternaire? Leur altitude de 1 565 m, près de la Kisa Moya, et le manque d'éléments datés ne nous ont pas permis de trancher de façon définitive. Leur appartenance au Tertiaire semble vraisemblable, car ces dépôts impliqueraient une vallée asymétrique sur un tronçon relativement long, comportement qui comme nous l'avons vu, s'est surtout développé au Tertiaire.

B. LES REMBLAIEMENTS DE RAVINS (*fig. 55*)

Dans le matériel apporté sur les versants se sont installés deux ravins qui ont été remblayés par la suite. Ils sont beaucoup plus jeunes que les dépôts du versant:

1° la couleur vive de certaines zones (rouge et ocre, brun-jaune) tranche nettement sur les teintes blanchâtres des autres dépôts. Ils n'ont donc subi qu'une éluviation relativement faible;

2° ils possèdent des grenailles latéritiques sableuses presque intactes qui se distinguent très nettement des grenailles rétrogradées à l'état sableux, que l'on observe dans les dépôts du versant.

Comme le matériel de base est, au plus tôt, de la fin du Tertiaire, les sédiments de remblaiement de dongas sont nettement quaternaires.

Grâce à la position géométrique de ce remplissage, il est aisément de voir qu'à certains moments le remplissage caractérisé par des teintes sombres grises et noires couvre les sédiments dont les teintes dominantes sont le rouge et l'ocre, et qu'il est par conséquent plus récent.

a) *Le donga le plus ancien*

Ce donga est rempli d'un sable de couleur jaune et ocre par plaques au contour très diffus. La partie supérieure est souvent affectée d'une cuirasse sableuse *in situ*. Cette dernière est l'indice que toute la masse a été rouge et que, tandis que l'horizon supé-

rieur était immunisé, la partie sous-jacente a été l'objet d'une légère éluviation avec des produits humiques (teinte ocre).

Ces sables étaient-ils rouges à l'origine lorsqu'ils se sont déposés? Il y a tout lieu de le croire, car, si la mobilisation des sels de fer s'était produite ultérieurement, la diffusion se serait étendue largement dans le contexte plus ancien. Or, on n'observe qu'une légère teinture due à des produits d'éluviation dans les premiers centimètres des horizons inférieurs.

Ces sables proviennent donc d'un ancien horizon rouge situé en contre-haut dans le versant de la Kisa Moya. Il a été transporté dans un milieu dont l'humus était pratiquement absent, sinon il se serait produit un lavage des grains. Le milieu, au moment du remplissage, était donc steppique.

Plusieurs caractères indiquent que ce ravin présentait des méandres encaissés asymétriques:

1° Les versants, dans la mesure où l'on a pu en juger sur des coupes plus ou moins obliques, sont soit très redressés (70°), soit en forte pente (45°). Les seconds sont parfois recouverts des produits résiduels du sable encaissant: cailloux de quartz, éclats de grès polymorphes, morceaux de cuirasse, qui en soulignent le dessin.

2° Le tracé de ce donga saute d'un versant à l'autre dans les ravins actuels (fig. 55).

3° Les dépôts du fond du ravin, qui sont d'ailleurs peu épais, impliquent par leur allure redressée contre le bas du versant raide, l'action d'une force transversale à la direction du flot.

D'autre part, la pente longitudinale de l'ancien ravin est relativement forte (plus que celle du donga de l'autre type), et sensiblement la même que celle du ravin actuel, ce qui a exigé une érosion verticale d'une certaine importance, non seulement dans la rivière principale, au préalable, mais dans le donga.

Des renseignements sur la nature et l'origine de ce type d'érosion nous sont apportés par le comportement différent des ravins actuels tant dans l'espace (d'une branche à l'autre du ravin), que dans le temps (suivant l'importance momentanée du ruisseau venant de l'amont du versant).

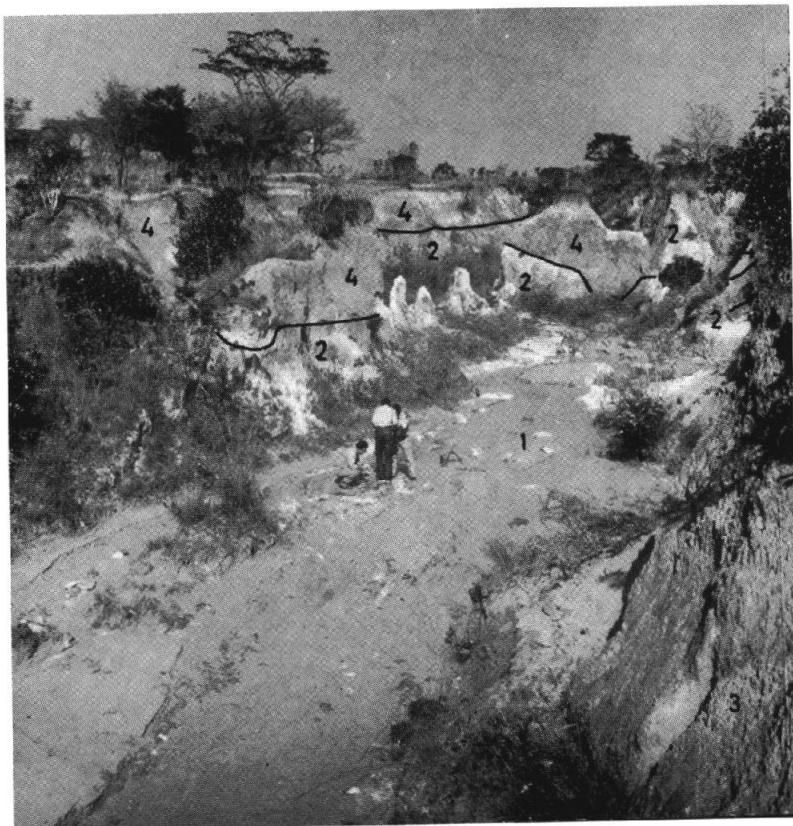


FIG. 56 — Ravins de la Kisa moya. Partie centrale du chenal principal, vu vers l'amont. L'avant-plan est situé à hauteur du profil (b) de la fig. 57. 1. à la base, pointements blancs: grès polymorphes complètement altérés (fig. 44). 2. dépôts de ruissellement ancien gris roses. 3. remplissage d'un ravin: couleur rouge et ocre (voir fig. 55) 4. remplissage d'un ravin au cours d'une phase de climat humide: dépôts stratifiés sous une masse grise et noire.

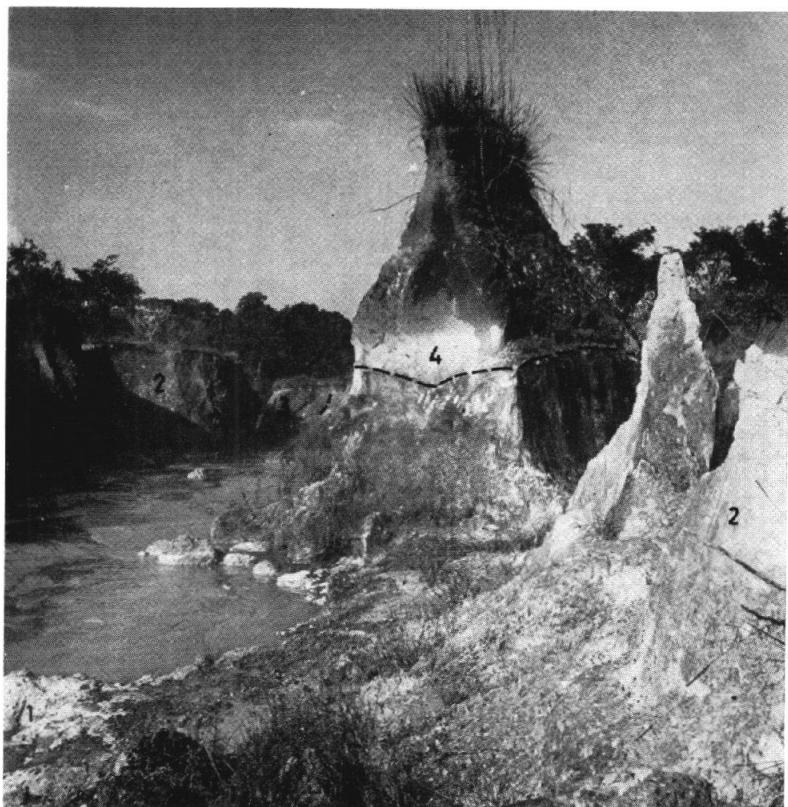


FIG. 57 — Ravins de la Kisa moya. Vue partielle de la fig. 58, vers l'aval. A l'avant-plan et sous la butte principale: dépôts de ruissellement anciens gris-roses. Sur la butte, dépôts sombres de phase humide colmatant un ravin. A la base, couches blanches stratifiées, au-dessus sables gris-noirs de dépôts marécageux.

Les ravins dont l'eau courante parvient presque uniquement d'une source ont une tendance à éroder verticalement en méandrant. Ceux qui, au cours de l'année, doivent une partie de leurs eaux au ruissellement sur la surface supérieure des sables, ont, du fait des affouillements qui se produisent lors de la chute des eaux dans le ravin, une grosse quantité de sable en suspension, dont elles épandent une partie sur le fond. Le sapement à la base qui en résulte fournit à son tour de la matière en suspension.

Pendant la saison sèche, l'écoulement dû aux sources ne parvient pas à modifier de façon importante ce remblaiement partiel.

De ce qui précède, on peut déduire que le donga du premier type, avec ses méandres et ses maigres alluvions du type fluvia-tile, s'est creusé alors que le ruissellement aréolaire était pratiquement nul, ou du moins lorsque la végétation en inhibait les effets: n'oublions pas que l'érosion actuelle est artificielle et s'est développée assez rapidement. La végétation n'a pas encore eu le temps de la coloniser.

Le creusement du donga à remplissage rouge a donc dû se produire sous un climat assez semblable à l'actuel, peut-être un peu plus sec puisque la nappe aquifère n'atteignait pas la surface pendant la saison des pluies.

b) *Le donga le plus récent*

Les caractères du donga du second type sont nettement différents (*fig. 56 et 57*).

1. Très fréquemment, la base des sédiments de remplissage (une cinquantaine de cm sur un total d'environ 4 m) est très différente de la partie supérieure: cette dernière a une *couleur sombre* (brun foncé, noir) en relation avec une quantité importante d'humus, et possède une *composition granulométrique* du type dépôt de *ruissellement* (*fig. 58*). La partie inférieure, au contraire, est *claire*, finement stratifiée et présente une carence en éléments fins typique du *fluvia-tile*, avec des lignes et quelquefois des paquets de gravillons latéritiques sableux aujourd'hui altérés.

2. La pente longitudinale est beaucoup moindre, ce qui possède, soit une érosion verticale modérée, soit une nouvelle accu-

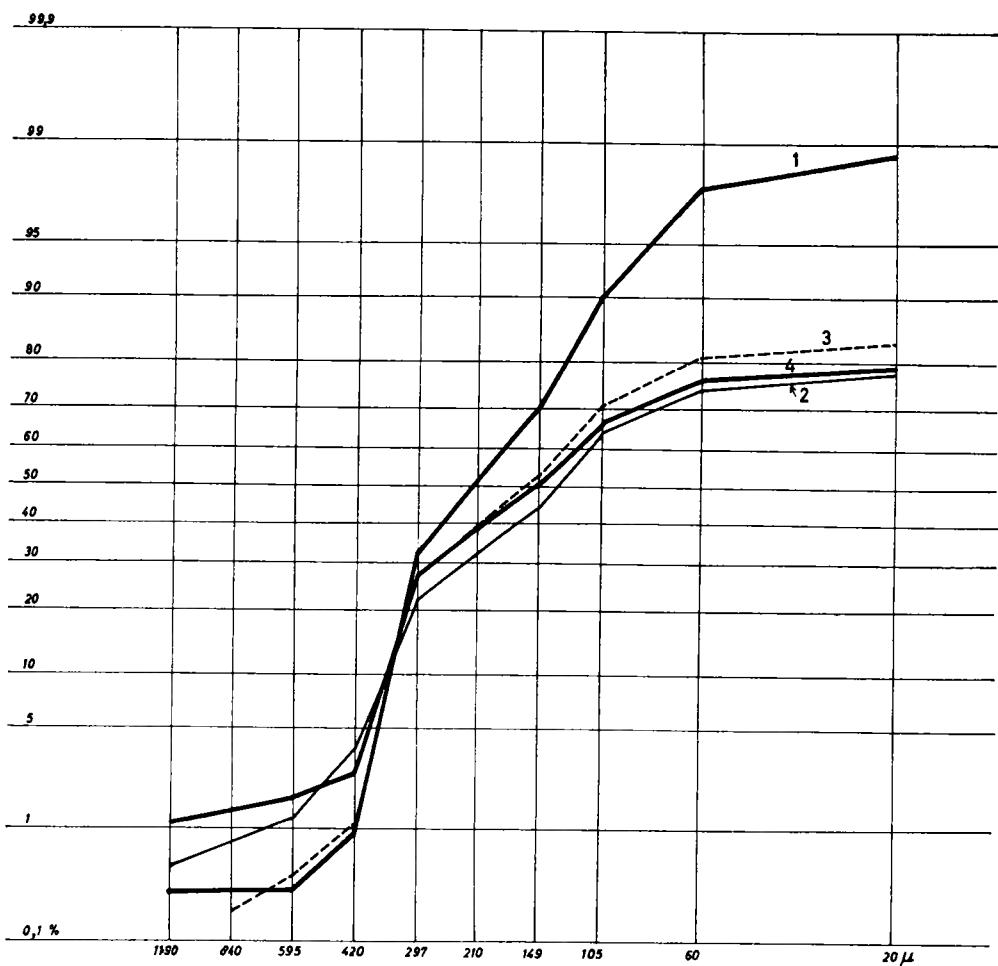


FIG. 58. — Courbes granulométriques cumulatives relatives aux ravin de la Kisa Moya.

1. Base du remplissage de phase humide.
2. Partie supérieure du remplissage de phase humide.
3. Remplissage de phase sèche.
4. Dépôts anciens gris et roses, ruissellement au-dessus des alluvions.

mulation dans la rivière principale depuis le remblaiement du ravinement précédent.

3. Son profil en travers est beaucoup plus évasé: il est très large, conséquence du caractère précédent, et ses versants sont en pente douce.

Trois raisons portent à croire qu'un léger ruissellement aréolaire efficient se produisait pendant le creusement:

1° l'épaisseur des sédiments inférieurs (comparés à ceux du *donga sec*), subcontemporains du creusement, car ils remplissent parfois un porte-à-faux de la base du versant;

2° la largeur de la vallée;

3° la faible érosion, voire l'accumulation dans la Kisa Moya à l'époque.

Toutefois, la pente faible des versants s'écarte du schéma proposé par les formes actuelles (voir plus haut), où les versants sont presque verticaux. Il faut admettre une protection exercée par une végétation abondante, ce qui est déjà suggéré par la teinte claire des sédiments qui implique un lavage pendant le transport. La présence de végétation — vraisemblablement une racine d'arbre — expliquerait aussi l'irrégularité dans le profil en long (voir point d sur la fig. 55) que nous interprétons comme une plungepool.

Le comblement proprement dit du ravin, par un ruissellement plus intense, s'est fait dans des conditions différentes: le milieu était marécageux, la nappe aquifère proche de la surface, ce qui explique le peu d'importance du lessivage. Dans la masse grise, des taches de rouille mal définie (*gley*) impliquent une évapotranspiration par des végétaux herbacés, les arbres ayant probablement évité le marécage.

Il existe sur le plateau des Biano de nombreux autres ravins d'origine anthropogène, qui ont grandement facilité l'étude des sables.

Ils ne nous ont donné que des renseignements partiels, mais qui viennent s'inscrire dans le cadre des activités morphologiques que nous venons de décrire.

a) Un ravin d'érosion artificielle débouche dans la Kaunga, affluent de la Katentania. Il permet, lui aussi, d'observer des dépôts de versant. On peut ainsi constater que la vallée de la

Kaunga a été remblayée. Cette dernière devait être beaucoup moins encaissée qu'actuellement, d'où l'allure en terrasse des dépôts. Le remblaiement est dû à des produits de ruissellement visibles dans le ravin: ils offrent des teintes rouge et ocre semblables à celle du donga le plus ancien.

b) Certains ravins voient leur source actuelle reculer par suite du piétinement des bestiaux. Ce recul permet de constater que ces ravins étaient autrefois plus étendus vers l'amont puisqu'ils ont été remblayés ensuite (voir topographie du substratum enfoui).

Cette disposition s'observe notamment:

1. Dans un petit affluent de la Kiesangie (affluent de la Ditanto), le matériel de remblaiement est ocre avec de nombreuses grenailles latéritiques. La teinte ocre provient de la couleur du sable en affleurement à l'époque.

2. Dans un affluent de droite de la Kalule Nord: un matériel clair, rose et quelquefois rouge, finement stratifié (la stratification est souvent entrecroisée) est surmonté par des dépôts de ruissellement rouge et ocre: l'activité du ruisseau a été plus importante que dans le ravin de la Kisa Moya (puisque le matériel fluviatile est plus épais) pendant la phase steppique.

Un peu en aval, dans la même érosion, des dépôts de ruissellement gris noir, avec des taches de rouille (*gley*), se distinguent des sédiments précédents sans que les contacts puissent être précisés. Il s'agit de nouveau d'un remblaiement de nature marécageuse semblable à la partie supérieure du remplissage du donga le plus récent.

c) Dans de courts vallons naturels, dont la source vient de la nappe aquifère, et dont le parcours est presque entièrement sur le Kundelungu altéré, il est fréquent que la partie médiane présente un fond plat. Cette disposition s'observe notamment dans un petit affluent de la Kilumbulua en face de la confluence avec la Kafumbe. Ce fond plat est la surface supérieure d'un remblaiement important (plus de 2 m) de produits limoneux brun foncé (sels de fer *jaune* donc modifiés par l'humus, mélangés à de l'humus qui donne la teinte sombre). Ce sédiment se rapporte à un climat relativement humide.

C. CONCLUSIONS

En résumé, dans les ravins qui incisent actuellement les versants, nous avons pu étudier:

- a) des dépôts fluviatiles (visibles sur les 150 m du ravin de la Kisa Moya);
- b) des dépôts de ruissellement (dans tous les ravins que nous connaissons au plateau des Biano, ces dépôts présentent une constance de caractères remarquable);
- c) des remplissages de ravinements largement postérieurs, visibles uniquement dans le ravin de la Kisa Moya qui entaille le versant d'une incision longue de 300 m.

L'étude de la succession des remplissages de ravins nous amène à des conclusions qui cadrent bien avec celles que nous avons déduites de l'étude des terrasses:

1. les ravinements antérieurs au remplissage coïncident en gros avec les reprises d'érosion de la rivière (phases de transition);
2. l'action du ruissellement en nappe (phase sèche) provoque en même temps le remblaiement des ravins et, dans le fond de la vallée, un arrêt ou, tout au moins, un ralentissement de l'érosion verticale.

En outre, cette étude nous donne des précisions sur le climat au moment où le ravinement apparaît dans les phases de *transition*. Les conditions doivent être un peu plus sèches que le climat actuel: la nappe aquifère était plus basse et la végétation probablement plus dispersée.

Après le remblaiement qui a lieu au cœur de la période de climat steppique, il est vraisemblable que l'érosion linéaire a repris sur les versants, tout en étant beaucoup plus forte dans la rivière principale dont le cours est encombré par des sédiments grossiers.

Ce ravinement a été conservé jusqu'au début de la phase humide, probablement sans approfondissement notable, mais avec un évasement de la section en rapport avec l'érosion débutante du ruissellement diffus (début de la phase humide).

A propos de la phase humide, les taches de rouille des dépôts marécageux ainsi que le début de gley observé dans les dépôts de ruissellement du fond des vallées, impliquent quand même une courte saison sèche, ce qui indiquerait un climat de forêt dense, mais de « bordure de zone équatoriale ».

CONCLUSIONS GENERALES

L'analyse des formes de terrain observées sur le plateau des Biano et des dépôts qui leur sont associés a contribué principalement à préciser la succession des paléoclimats et partant à améliorer la datation des surfaces d'aplanissement et des terrasses. De nombreux processus morphologiques ont été identifiés et situés dans le temps; toutefois, contrairement à ce qui a été fait dans les régions adjacentes du plateau (S. ALEXANDRE-PYRE, [4]), il a été attaché moins d'importance à leur mécanisme, soit que ce dernier soit réputé banal et mieux connu, soit que les observations favorables à cette étude aient été moins nombreuses.

A. LES PALÉOCLIMATS

a) Au Quaternaire

Le degré d'humidité du climat a oscillé de part et d'autre d'une position moyenne qui ne doit pas être très différente du climat actuel. Un cycle morphoclimatique complet se compose de trois types de phases (*fig. 59*).

1. *Phase de climat plus sec (steppe)*

a) *Le long de la rivière*

Pour autant que la pente longitudinale ne soit pas trop forte, il se produit un *remblaiement*, soit un remblaiement fluviatile,

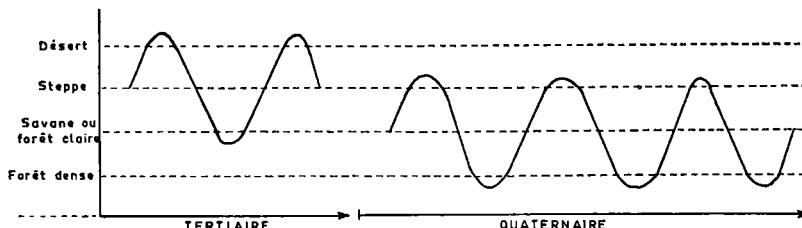


FIG. 59. — Variations climatiques au Tertiaire et au Quaternaire.

avec matériel qui porte peu de traces d'une altération chimique contemporaine (cailloux anguleux, présence de grenailles), mais bien d'une dessication (cailloux d'argile), soit un remblaiement par colluvions de ruissellement qui, dans certains cas, ont pu repousser la rivière contre un des versants (Katentania) mais n'ont jamais empêché l'action de celle-ci. En milieu sableux, où la charge de fond est importante, les rivières présentaient des bras multiples anastomosés.

b) *Sur les versants*

Le ruissellement est abondant et relativement puissant, capable d'isoler les grenailles formées sur place et d'en emporter une partie. La liaison entre la formation des surfaces d'aplanissement et le climat steppique est plus évidente qu'au Tertiaire. En effet, il est possible d'observer l'association de ces surfaces avec les terrasses de phase sèche. Elles sont dans le prolongement géométrique du sommet des dépôts de ruissellement sur alluvion. Notons, à l'appui de ces considérations, que, pendant cette phase, il y a même près des rivières principales (Kisa Moya p. 127), arrêt de l'érosion verticale et même colmatage de ravins, condition favorable à l'aplanissement.

(Savane boisée dans les vallées, prairie sur le plateau sableux.)

2. *Phase de climat intermédiaire*

En plus de la concentration des oxydes hydratés de fer qui aboutit à la formation de la grenaille latéritique ou à la soudure de ceux-ci en une cuirasse, cette phase est responsable de l'érosion verticale dans les rivières et du creusement des ravins dans le bas des versants.

L'enfoncement des rivières se produit actuellement. Toutefois, il n'en est pas de même du ravinement dont la position dans le cycle morphoclimatique est cependant attestée par les dépôts qui l'encadrent. Les conditions climatiques étaient dans ce cas un peu différentes, probablement plus sèches (voir p. 129).

3. *Phase de climat plus humide*

(Forêt dense dans les vallées, prairie plus humide sur le plateau sableux.)

Une altération chimique intense fournit des produits fins que le ruissellement sur les versants entraîne vers la rivière. Le long de celle-ci, l'accumulation est importante avec transgression sur la base des versants même si la pente longitudinale est forte (par exemple dans la Katentania encaissée), car la rugosité est forte dans le fond de la vallée, colonisée par de nombreux arbres palustres qui freinent le débit.

Cette accumulation dans la rivière entraîne le remblaiement de ravins dans les versants, également par dépôt de ruissellement.

Des alternances climatiques plus limitées ont déjà été décrites au Congo. Une phase plus sèche que le climat actuel est signalée notamment dans la région de Yangambi (de HEINZELIN 1952) et près de Léopoldville (DE PLOEY [26]). Toutefois, dans la région des Biano, il semble bien que le climat n'ait jamais été assez sec au Quaternaire pour engendrer les phénomènes éoliens que signalent ces deux auteurs.

La dernière séquence plus sec-intermédiaire plus humide-intermédiaire s'accorde avec la succession des climats les plus récents telle qu'on peut la déduire des observations géologiques et morphologiques en Afrique Occidentale (J. TRICART [72]) et telle que la décrit E. A. BERNARD [8] [9] dans sa tentative d'expliquer les pluviaux et interpluviaux par une théorie astronomique (reprise de l'hypothèse de Milankovitch sur des bases nouvelles). D'autre part, si l'industrie du Middle Stone Age date de 30 000 B.P., la séquence observée aux Biano a une durée dont l'ordre de grandeur est la même que dans les deux autres cas. Un interpluvial au sud de l'équateur correspondrait donc à un interpluvial dans l'hémisphère boréal (au sud du Sahara) et à un glaciaire dans le monde extratropical. Cette dernière conclusion viendrait confirmer les résultats des analyses polliniques des échantillons de Kalambo Falls (Zambie) par M. VAN ZINDEREN-BAKKER [81].

Notons de plus que, grâce à des analyses faites par le même auteur et qui nous ont été communiquées, sur le plateau des Biano, comme à Kalambo Falls, les phases plus sèches seraient également plus froides, ce qui renforcerait la corrélation suggérée plus haut.

L'érosion verticale accrue qui s'est manifestée au Quaternaire est en relation avec des mouvements tectoniques qui ont notam-

ment fait basculer les surfaces d'aplanissement tertiaires. L'encaissement des vallées a été soutenu par une efficacité plus grande du pouvoir d'érosion des rivières vis-à-vis du Tertiaire.

En effet, le Quaternaire:

1° présente à chaque cycle deux phases de creusement (*fig.59*);

2° ne possède plus de phase désertique peu active à ce point de vue (rivières trop chargées ou temporaires);

3° l'altération chimique est plus importante et agit au départ à partir de surfaces planes plutôt que sur des pentes fortes. Des roches résistantes ont pu ainsi être ameublées dans ces conditions, par exemple des grès des plateaux dans les balcons de la Pande.

Enfin, les paléoclimats quaternaires tels qu'ils ont été décrits dans cette étude du plateau présentent les mêmes caractéristiques et le même ordre de succession que dans les zones voisines en contrebas étudiées par ailleurs (S. ALEXANDRE-PYRE [4]). Il semble donc bien que les changements d'altitude absolue dus à la tectonique dans la région ne puissent être les seuls responsables du grand tournant climatique, à la suite duquel aucun climat de type désertique n'y est plus apparu dans les différents cycles enregistrés par les formes de terrain et les dépôts jusqu'à l'heure actuelle. Ce tournant climatique correspond très vraisemblablement à un événement à grande échelle dont l'ampleur est du même ordre de grandeur que les variations de climat qui, aux hautes latitudes, ont donné naissance aux glaciations. La disparition des phases désertiques et l'apparition des phases de climat de forêt dense marqueraient la fin du Tertiaire. Ajoutons qu'aux formes de terrain plus récentes sont fréquemment associées des pièces préhistoriques toujours absentes dans les dépôts plus anciens.

b) Au Tertiaire

Le fait le plus notable est que, pendant le Tertiaire, il ait existé des oscillations climatiques de la même amplitude qu'au Quaternaire, oscillations dont on a peu de traces en Europe, notamment lorsque l'on utilise la température comme critère (voir par exemple le graphique de P. WOLDSTEDT, [79] p. 9).

Ces climats oscillent autour d'une position médiane qui est le climat de steppe (*fig. 59*).

1. Le climat désertique

Il est responsable: des phénomènes éoliens (modelé, facettes sur les blocs), du vernis désertique, de l'enveloppe épaisse de goethite sur les cuirasses, des cassures et des remplissages par produits d'exsudation, et peut-être même de la formation des grès polymorphes. Il y a de fortes présomptions pour que ces grès se soient formés à plusieurs reprises (ils ont même pu se former postérieurement à des cuirasses puisqu'on trouve des cuirasses silicifiées) et les silicifications semblent bien (G. MILLOT [53]) liées au milieu désertique.

En outre, l'ennoyage des surfaces d'aplanissement sous une épaisseur de plus de 5 m de sable a dû se faire également au cours de phases climatiques plus arides.

2. Le climat steppique

Il n'est pas possible de rapporter sans hésitation le façonnement des surfaces d'aplanissement supérieures à des phases climatiques de ce genre. En effet, il s'agit de formes d'érosion auxquelles sont associés peu de dépôts. Toutefois, quelques pavages de cailloux, l'état de fraîcheur relative du substratum au moment où la surface a été élaborée permettent de préciser que ces formes dépendent bien de conditions de sécheresse où le ruissellement est cependant assez efficace.

3. Le climat de savane ou de forêt claire

Sur le plateau, étant donné le milieu édaphique spécial, la végétation était une prairie.

C'est pendant cette phase climatique que se forme la grenaille latéritique sableuse et éventuellement que se produit la soudure des gravillons en cuirasse.

Une altération chimique a pu avoir lieu: pendant cette phase, en effet, on observe une différentiation des surfaces suivant la nature du substratum: les surfaces les plus élevées sont sur les roches les plus résistantes (Kibara, Ks₃ et éventuellement grès de Kiubo). Au contraire, les surfaces les plus récentes sont sur les schistes et calcschistes de Ks₂₂. Le passage des calcaires du Ks₁₂

peut être suivi sous les sables grâce à des dépressions. Le sable asséché, clair, permet de délimiter ces zones à l'aide de photos aériennes (voir carte géologique, *fig. 4*).

Cette altération, nous l'avons vu, n'a pourtant pas été très profonde; la roche dénudée du substratum avait toutefois perdu une partie de sa cohérence puisque l'imprégnation par les sels de fer a été possible.

Sous un climat semblable à l'actuel, il y avait donc une certaine altération, mais plus modérée que celle dont on observe les traces à l'heure présente. L'altération importante notée actuellement dans les zones de savane pourrait donc être héritée d'un climat antérieur plus humide.

B. LA SUCCESSION DES FAITS GÉOMORPHOLOGIQUES

Grâce à la détermination des anciens climats et à la géométrie des dépôts et des surfaces, il est maintenant possible d'établir l'ordre de succession des événements géomorphologiques qui ont abouti au modelé du plateau dans son aspect actuel.

Il n'existe plus, sur le plateau des Biano, de formations de la série grès polymorphes (*sensu stricto*) ni de formations de la série des sables ocre *en place*. Cependant, certains blocs de roches silicifiées appartiennent bien à la série des grès polymorphes et les sables de couverture ne proviennent pas du substratum local. Leur granulométrie primitive indique une parenté certaine avec les sables du plateau de la Manika (Kolwezi) et de Kamina. Les surfaces fin-Crétacé et mi-Tertiaire sur lesquelles reposent ces dépôts dans le centre et l'est du Congo, ont donc dû exister ici. Elles ont été, au minimum, remodelées pendant que les dépôts qui les couvraient ont été remaniés.

Les quatre surfaces d'aplanissement qui couvrent la partie supérieure du plateau datent de la fin du Tertiaire; sur toutes on retrouve les traces d'une phase climatique désertique. Il est possible que la surface la plus élevée (1 700 m environ), localisée à l'extrémité orientale du plateau, représente un fragment de la surface mi-Tertiaire exhumée et légèrement modifiée (érosion ultérieure de l'arkose des plateaux sus-jacente et formation de cuirasse de type fin-Tertiaire).

La première terrasse alluviale, la plus élevée aussi, aisément reconnaissable à ses empilements de blocs de roches silicifiés et à la forte accumulation de sable surincombant (dernière trace d'ennoyage subdésertique), forme ni Tertiaire, ni Quaternaire, pourrait dater du Villafranchien.

Enfin, les surfaces d'aplanissement inférieures et les terrasses dédoublées (sédiments fins et noirs de phase humide et sédiments relativement mal triés et clairs de phase sèche), contenant souvent des outils préhistoriques, sont incontestablement quaternaires. Du début de cette époque date également l'encaissement des vallées périphériques et le basculement du plateau, la partie occidentale étant la plus élevée.

Toutes les oscillations quaternaires n'ont vraisemblablement pas été enregistrées. En effet, là où l'encaissement des rivières est faible, les érosions et les accumulations ont lieu au même niveau, et, n'était la présence d'une préhistoire abondante, le départ serait impossible. Dans les vallées profondes, l'activité de chaque cycle climatique a eu tendance à faire disparaître toute trace du précédent. Ceci explique une stratigraphie du Quaternaire plus rudimentaire que dans maintes régions du monde extratropical par exemple.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] ALEXANDER, G.B., HESTON, W.M., ILER, H.K. (1954): The solubility of amorphous silica in water (*J. Phys. Chim.*, Vol. 58, pp. 453-455).
- [2] ALEXANDRE, J. et S. (1961): Les méandres encaissés dans une région intertropicale (Katanga méridional). (*Publication Univ. Elisabethville*, T. 1, pp. 181-189).
- [3] — et — (1964): Action linéaire et en surface du ruissellement dans une région de savane (Katanga méridional). (*Publication de l'Univ. d'Elisabethville*, T. 7, pp. 105-114).
- [4] ALEXANDRE-PYRE, S. (1967): Les processus d'aplanissement de piémont dans les régions marginales du plateau des Biano. (*Public. Univ. Offic. du Congo Lubumbashi*, T. 16, pp. 1-52).
- [5] ANCIAUX DE FAVEAUX, (Dom) A. (1962): Travaux d'approche pour une synthèse climatique, stratigraphique et archéologique du plateau des Biano. (*Actes du 4^e Congrès panafricain de Préhistoire et de l'étude du Quaternaire. Léopoldville, août 1959. Ann. du Mus. Roy. d'Afr. centr. Sc. humaines*, Mém. n° 40, pp. 165-178).
- [6] BELLIERE, J. (1969): Polymétamorphisme et superposition de tectoniques dans le massif calcaire de Kikosa (Katanga, Congo). (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 92, pp. 78 à 92).
- [7] BERNARD, E.A. (1959): Les climats d'insolation des latitudes tropicales au Quaternaire. Théorie astronomique des pluviaux et des interpluviaux africains. (ARSOM, *Bull.*, V, fasc. 2, pp. 344-364).
- [8] — (1962): a) Interprétation astronomique des pluviaux et des interpluviaux du Quaternaire africain. (*Actes du 4^e Congrès Panafricain de Préhistoire et de l'Etude du Quaternaire. Section I, Ann. Mus. Roy. Afr. centr. Sc. humaines*, Mém. n° 40, pp. 67-95).
- [9] — (1962): b) Théories astronomiques des pluviaux interpluviaux du Quaternaire africain. (ARSOM, 1962).
- [10] BEUGNIES, A. (1950): Contribution à l'étude des sables de l'étage supérieur du système du Kalahari au plateau de Kamina (Congo Belge). (*Bull. Soc. Belge Géol.*, T. 59, fasc. 1-2, pp. 93-102).
- [11] BIROT, P. (1965): Géographie physique générale de la zone intertropicale (Paris, C.D.U., 290 p.).
- [12] BOUILLOU, A. (1958): Les termites du Katanga. (*Les Naturalistes belges*, T. 39, fasc. 6, pp. 198-209).

- [13] CAILLEUX, A. et TRICART, J. (1963): Initiation à l'étude des sables et des galets, T. 1. (Paris, C.D.U., 364 p.).
- [14] CAHEN, L. (1954): Géologie du Congo Belge (Liège, Vaillant-Carmanne, 577 p.).
- [15] — (1961): La contribution de l'étude des Ostracodes à la connaissance des terrains de couverture du Congo. Présentation du mémoire de N. Grékoff intitulé: Ostracodes du bassin du Congo, II Crétacé. (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 84, pp. 219-228).
- [16] — et LEPERSONNE, J. (1952): Equivalence entre le Système du Kalahari du Congo Belge et les Kalahari Beds d'Afrique Australie. (*Soc. Belge Géol., Mémoires, Série in-8°*, n° 4, 64 p.).
- [17] — et — (1952): Notes sur les anciennes surfaces d'érosion du nord-est de la Lunda (Angola) et leurs recouvrements. (*Bull. ARSOM*, T. XXIII, pp. 1145-1156).
- [18] — et — (1954): Etat actuel des connaissances relatives aux séries mésozoïques de l'intérieur du Congo (*Bull. Soc. Belge géol.*, T. 63, pp. 20-35).
- [19] — et — (1956): Lexique stratigraphique international. Vol. IV, Afrique, fasc. 7a, Congo Belge, (Centre Nat. Rech. Sc., Paris).
- [20] CAMPBELL, D.H. (1963): Percussion marks on quartz grains. (*Journal of Sed. Petr.*, V.33, fasc. 4, pp. 855-859).
- [21] CAYEUX, L. (1929): Les roches sédimentaires de la France. Les roches siliceuses. (*Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Ministère des Trav. publ.*, Paris, Imprimerie Nationale).
- [22] CLAEYS, E. (1947): Première étude des sables du Kalahari du Congo Occidental. (*Bull. Soc. Géol. Bel.*, T. 56, fasc. 3, pp. 372-382).
- [23] CLARK, J.D. (1963): Prehistoric cultures of northeast Angola and their significance in tropical Africa. (*Companhia de Diamantes de Angola, Museo do Dundo*, Lisbonne, Publication n° 62, 2 vol., 384 p.).
- [24] DELHAL, J., LEGRAND, R., LEPERSONNE, J. 1964: Note explicative des feuilles Luiza et Musodi (partie orientale). (*Service Géol. du Congo, Carte au 1/200.000°*, 55 p.).
- [25] DEMESMAEKER, G., FRANÇOIS, A., OOSTERBOSCH, R. (1962): La tectonique des gisements cuprifères stratiformes du Katanga (*in Gisements stratiformes de cuivre en Afrique*, Paris, in-4°, 2 tomes, 477 p. 212 et 265 p., tome 2 pp. 47-115).
- [26] DE PLOEY, J. (1963): Quelques indices sur l'évolution morphologique et paléoclimatique des environs du Stanley-Pool (*Studia Universitatis Lovaniensis, Fac. des Sc.*, 16 p.).
- [27] — (1964): Nappes de gravats et couvertures argilosableuses au Bas-Congo. Leur genèse et l'action des termites. (*Extraits de A. Bouillon, Ed. Etudes sur les Termites africains*, Ed. de l'Univ., Léopoldville).

- [28] —, LEPERSONNE, J. et STOOPS, R. (1968): Sédimentologie et origine des sables ocre et de la série des « grès polymorphes » (système du Kalahari) au Congo occidental. (*Ann. Mus. Roy. Afr. centr., in-8°, Sc. Géol.*).
- [29] DOEGLAS, D.J. (1950): De interpretatie van de Korrelgrootte analyses. (*Verhandelingen van het Nederlandsch Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Géol. Serie*, vol. 15, fasc. 2, pp. 247-328).
- [30] DRESCH, J. (1933): Plaines soudanaises (*Revue de géomorphologie dynamique*, n° 1, pp. 39-44).
- [31] DUBOIS, G., DUMONT, P. (1959): Aperçu général de la Géologie du Katanga (*Mémoires inédits du C.S.K.*).
- [32] ENGEL, C.G., SHARP, R.P. (1958): Chemical data on desert varnish (*Bull. of the Geol. Soc. of America*, Vol. 69, pp. 487-518).
- [33] FLINT, R.F. (1959): Pleistocene Climates in Eastern and Southern Africa. (*Bull. of the Geol. Soc. of America*, Vol. 70, n° 3).
- [34] FOURNIER, G.R. (1964): Partial immersion technique for the photography of sand grain surfaces. (*J. of Sed. Petr.*, Vol. 34, n° 3, pp. 473-482).
- [35] GREKOFF, N. (1958): Ostracodes du bassin du Congo, III-tertiaire. (*Ann. Mus. Roy. C.B., in-8°, Sc. géol.*, n° 22).
- [36] GROSEMANS, P. (1946): Coupe Géologique Kilosa-Lubudi (*Ann. du Service des Mines*, du C.S.K., T. XI, pp. 3-11).
- [37] DE HEINZELIN, J. (1952): Sols, paléosols et désertifications anciennes dans le secteur oriental du bassin du Congo (*Mémoires de l'Inéac, Série in-4°*, Bruxelles, 167 p.).
- [38] — (1962): Les formations du Western Rift et de la cuvette congolaise (*Actes du IV^e Congrès panafricain de Préhistoire et de l'Etude du Quaternaire*, *Ann. Mus. Roy. de l'Afr. centr., Tervuren, Sc. hum.*, n° 40).
- [39] JAMOTTE, A. (1933): Quelques considérations sur les sables et les grès polymorphes fossilières des plateaux au SW et W de Musonoï (*Ann. du Service des Mines du C.S.K.*, T. IV).
- [40] — (1936): Nouvelles observations sur l'extension des formations du type des « Formations du Kalahari » au Katanga (*Ann. Soc. Geol. Belg.*, T. 60, pp. B. 144-151).
- [41] KING, L.C. (1962): Morphology of the earth (Londres, 699 p.).
- [42] KUENEN, Ph.H., PERDOK, W.G. (1961): Frosting of quartz grains (*Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Amsterdam, Proceedings, Serie B.*, n° 3, pp. 343-345).
- [43] — (1962): Experimental abrasion. 5: Frosting and defrosting of quartz grains. (*Journ. Geol.*, Vol. 70, n° 6).
- [44] LABORATOIRE DE L'UNIVERSITÉ DE STRASBOURG (1958): Méthode améliorée pour l'étude des sables (*Revue de géom. dynamique*, IX^e année, n° 3-4).

- [45] LEPERSONNE, J. (1945): La stratigraphie du Système du Kalahari et du système du Karoo au Congo Occidental (*Bull. Service Géol. du C.B. et du R.U.*, n° 1, pp. 27-50).
- [46] — (1961): Quelques problèmes de l'histoire géologique de l'Afrique au sud du Sahara depuis la fin du Carbonifère (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 84, pp. 21-85).
- [47] LERICHE, M. (1925): Sur l'âge du calcaire lacustre observé récemment sur le plateau du Kundelungu. (*Ann. Soc. Geol. Belg.*, T. 48, p. B. 157-164).
- [48] LOMBARD, J. (1931): Sur une transformation métasomatique particulière des grès supérieurs du bassin du Congo (Formations synchroniques du Karoo). (*C.R. Congrès Géol. Int. XV^e Sess., Afr. du Sud*, 1929, 2, 183/185).
- [49] MACAR, P. (1935): Quelques analyses granulométriques de sables d'origine marine et éolienne de la côte belge (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 58, p. B. 157-164).
- [50] — (1939): Description de quelques roches du district du Kwanago (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 62, p. B 387-392).
- [51] MELTON, F.A. (1940): A tentative classification of sand dunes. Its application to dune history in the southern High Plains (*Jour. Geol.*, T. 48, pp. 113-145).
- [52] MAMMERICKX, J. (1960): Les monts Dipompa (Thèse inédite).
- [53] MILLOT, G. (1963): La Géologie des argiles (Paris, Masson, 498 p.).
- [54] MORTELMANS, G. (1947): ... Thèse de Doctorat. Inédite.
- [55] — (1950): Vue d'ensemble sur le Quaternaire du Bassin du Congo. Congrès Inter. des Sc. Préhistoriques et protohistoriques, Zürich 1950, p. 114-125.
- [56] — (1956): Le congrès Pan-Africain de Préhistoire visite le Katanga. C.R. de l'excursion (7 au 14 août 1955) (*Bull. Soc. Belge de Géol.*, T. 65, fasc. 1, p. 73-115).
- [57] — (1957): Le Cénozoïque du Congo belge (*Third pan-african on prehistory Livingstone 1955*, Ed. by J. Desmond Clark, London, Chatts and Windus, p. 23-50).
- [58] — (1962): Vue d'ensemble sur la Préhistoire du Congo Occidental. (*Ann. Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren*, Série in-8^o, Sc. humaines, n° 40, p. 133-164).
- [59] — (1962): Le Quaternaire du Congo Occidental et sa chronologie. (*Ann. Mus. Roy. Afr. centr., Tervuren*, Série in-8^o, Sc. humaines, n° 40, p. 96-132).
- [60] MOUREAU, A. (1958): Le Kibara inférieur et moyen dans le SW Katangais. (*Bull. de Géol. du C.B. et du R.U.*, Vol. 2, p. 1-22).
- [61] POLDERVERAART, Arie (1955): Kalahari Sand. (*Third pan-african Congress on Prehistory. Livingstone 1955*, Ed. by J. Desmond Clark, London, Chatts and Windus, p. 106-114).

- [62] PORTER, J.J. (1962): Electron microscopy of sand surface texture. (*Journal of Sed. Petr.*, V. 32, fasc. 1, pp. 124-135).
- [63] RIVIERE, A. (1937): La constitution granulométrique des sédiments sableux et les grandes lignes de leur évolution dans les différents milieux géologiques (*C.R. Acad. Sc., Paris*, Vol. 204, fasc. 9, pp. 703-705).
- [64] ROBERT, M. (1939): Contribution à la morphologie du Katanga. Les cycles géographiques et les pénéplaines. (ARSOM, 1939).
- [65] — (1956): Géologie et Géographie du Katanga (Bruxelles, 620 p.).
- [66] ROUGERIE, G. (1961): Modèles et dynamiques de savane en Guinée Orientale. (*Recherches Africaines. Etudes Guinéennes*, n° 4, pp. 24-50).
- [67] — (1963): Observations qualitatives et précisions quantitatives sur les pertes de substance des versants couverts. (*Nachrichten der Akademie der Wissenschaften in Göttingen*, n° 2, pp. 5-7).
- [68] SAUTTER, G. (1951): Note sur l'érosion en cirque des sables au nord de Brazzaville. (*Bull. Inst. Et. Centraf.*, n° 2, pp. 49-61).
- [69] SINDOWSKI, K.H. (1958): Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdentung fossiler Sedimentationsräume. (*Geologisches Jahrbuch*, t. 73, pp. 235-275).
- [70] SYS, C. (1960): La carte des sols du Congo Belge et du Ruanda Urundi. (*Pédologie*, Gand, T. 10, fasc. 1, pp. 48-122).
- [71] TRICART, J. (1956): Types de fleuves et systèmes morphogénétiques en Afrique Occidentale. (*Bull. Section Géogr. du Comité des Travaux histor. et scient.* de 1955, pp. 307-314).
- [72] — (1956): Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. (*Soc. Géol. de France, comptes-rendus somm.*, fasc. 10, pp. 164-167).
- [73] — (1958): Observations sur le façonnement des rapides des rivières intertropicales. (*Bull. Section du Géogr. du Comité des Travaux historiques et scient.*, pp. 289-313).
- [74] — (1961): Les caractéristiques fondamentales du système morphogénétique des pays tropicaux humides. (*Information géogr.*, 25^e année, n° 4, pp. 155-167).
- [75] — (1965): Principes et méthodes de la géomorphologie. (Paris, Masson, 496 p.).
- [76] — (1965): Le modélisé des régions chaudes. Forêts et savanes. (C.D.U., Paris, 322 p.).
- [77] — et CAILLEUX, A. (1965): Introduction à la géomorphologie climatique. (C.D.U., Paris, 306 p.).
- [78] — (1965): Rapport de la mission de reconnaissance géomorphologique de la vallée moyenne du Niger. (*Mémoires de l'IFAN, Dakar*, V. 72, 196 p.).
- [79] WOLDSTEDT, P. (1954): Das Eiszeitalter. Ie Bd. Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. (Stuttgart, 374 p.).

- [80] VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (1963): Analysis of pollen samples from NE Angola. in J.D. CLARK: *Préhistoric cultures of NE Angola and their significance in tropical Africa*, 2 vol., Companhia de Diamantes de Angola, Museo du Dundo, Lisbonne, Publication n° 62, 2 vol., 384 p.).
- [81] — (1964): Eighth report on palynology and many related fields. 1962-1963. (Bloemfontein, 122 p.).

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ	3
SAMENVATTING	4
SUMMARY	5
INTRODUCTION	7

PRELIMINAIRES

<i>Situation</i>	9
<i>Les Grands Traits du Relief</i>	9
I. Le plateau des Biano	9
A. Le haut-plateau	9
a) le plateau méridional	11
b) le plateau septentrional	11
B. Les régions du pourtour.	12
a) la vallée de la Pande	12
b) le rebord occidental	12
la région du Lubudi	13
II. Le contexte katangais	13
A. Le plateau des Kundelungu	13
B. La partie occidentale du massif soulevé	14
C. La dépression de la Lufira	15
D. Le plateau de Kamina	15
E. La dépression de Kamolondo et la zone faillée	16
<i>Le Soubassement Antécambrien</i>	16
I. Stratigraphie	16
A. Le groupe des Kibara ou Kibarien	17
B. Le groupe du Katanga ou Katangien	18

a) le Réan	18
b) le Kundelungu	20
II. Tectonique	22
A. Tectonique du groupe des Kibara	22
B. Tectonique du groupe du Katanga	22
C. Tectonique post-lufilienne	24
III. Les niveaux résistants	24
IV. Sources cartographiques	26

CHAPITRE I
LES SURFACES D'APLANISSEMENT

I. <i>Les surfaces</i>	29
A. Classification des formes de terrains	29
a) les replats	29
b) les versants qui séparent les replats	30
B. Reconstitution des surfaces d'aplanissement	31
a) la surface de 1 575-1 600 mètres	32
b) la surface de 1 605-1 625 mètres	32
c) la surface supérieure	33
II. <i>Les vallées</i>	35

CHAPITRE II
LES SABLES DU PLATEAU

I. <i>Généralités</i>	38
II. <i>Extension des sables</i>	39
III. <i>Les horizons pédologiques et les grenailles latéritiques</i>	40
A. Les horizons pédologiques	40
a) description	41
b) origine des différentes couleurs	42
B. Les grenailles et les cuirasses latéritiques	44
a) mode de formation	44
b) signification géomorphologique	46
IV. <i>La microtopographie</i>	47

V. Les analyses sédimentologiques	50
A. Granulométrie	50
B. Morphoscopie	59
C. Conclusions des analyses sédimentologiques	62
VI. Relations entre les sables et le substratum ancien	63
A. Contact sables-substratum	63
a) sans intermédiaire	64
b) par l'intermédiaire de grès polymorphes	65
c) par l'intermédiaire d'une grenaille	65
d) par l'intermédiaire d'un cailloutis	67
B. Configuration de la surface enfouie sous le sable	68
a) géométrie des contacts sables-substratum	68
b) profondeur des horizons pédologiques	71
c) les activités biologiques	72
d) le drainage des sables	74

CHAPITRE III LES GRÈS POLYMORPHES

I. Nature pétrographique	77
II. Mode de gisement	81
a) les blocs de grès polymorphes du plateau	81
b) les blocs de grès polymorphes des vallées	84
III. L'altération	86
IV. Les grès polymorphes au Congo	88
a) la silicification	89
b) l'âge	90
c) l'association à des surfaces	90
V. Mise en place des grès polymorphes	91

CHAPITRE IV DATATION ET MODE DE FORMATION DES SURFACES D'APLANISSEMENT

I. Datation	95
a) au Katanga en général	96
b) au plateau des Biano	96

II. Mode de formation des surfaces tertiaires	101
A. Cadre climatique	101
B. Processus	102
III. Limitation des formes quaternaires vis-à-vis du Tertiaire	104

CHAPITRE V
LE QUATERNaire DES VALLÉES DU PLATEAU

I. Les terrasses	108
A. Les hautes terrasses	108
a) les dépôts du complexe (a)	109
a) les dépôts du complexe (b)	110
c) le complexe ancien	115
B. Les basses terrasses	117
II. Les versants	124
A. Les dépôts de versants	125
B. Les remblaiements de ravins	127
a) le donga le plus ancien	127
b) le donga le plus récent	129
C. Conclusions	133
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	135
A. Les paléoclimats	135
a) au Quaternaire	135
b) au Tertiaire	138
B. La succession des faits géomorphologiques	140
BIBLIOGRAPHIE	142
TABLE DES MATIÈRES	148

Achevé d'imprimer le 17 décembre 1971
par l'Imprimerie SNOECK-DUCAJU et Fils, S.A., Gand-Bruxelles