

LES ALLUVIONS ANCIENNES DE LA LUPEMBASHI INFERIEURE
(Shaba, Zaïre) ET L'EVOLUTION D'UNE PLAINE ALLUVIALE DE REGION
INTERTROPICALE A SAISON SECHE PENDANT LA FIN DU QUATERNAIRE

The ancient alluvia of the lower Lupembashi (Shaba, Zaïre) and the end Quaternary evolution of a river-plain in an intertropical region with dry season

J. ALEXANDRE & A. STREEL-POTELLE*

ABSTRACT

As it is possible to see on a very complex cross-section in the alluvia of the lower course of an intertropical river, environment of a river-plain have gone through several modifications during the end of the Quaternary. C¹⁴ datation of the lowest layer of the most recent sediment complex gives 6780 ± 150 B.P. But some sediments are rather older as it can be assumed from the earlier climatic variations that the sedimentological characters, the erosion features and the weathering alteration point out. Here also ancient Quaternary climates are sometimes dryer or wetter than the present-day one. Side by side deposition of alluvia of different kinds and of different ages is due to the stability of the base-levels in intertropical areas.

RESUME

Une coupe, d'une certaine complexité, dans les alluvions du cours inférieur d'une rivière de région intertropicale à saison sèche, montre une partie des modifications de l'environnement qui ont pu se succéder dans une plaine alluviale pendant la fin du Quaternaire. Une datation au C₁₄ de la base du complexe de sédiments le plus récent indique 6780 ± 150 B.P. Les oscillations climatiques antérieures, détectées grâce à la nature des sédiments, aux changements ultérieurs qu'ils ont subi du fait de l'érosion ou de l'altération, laissent supputer un âge beaucoup plus ancien. Les variations climatiques présumées oscillent, ici aussi, entre des conditions plus humides et d'autres plus sèches que le climat actuel. La juxtaposition d'alluvions de différents types et de différents âges dans un même niveau altimétrique, résulte de la stabilité du niveau de base, phénomène fréquent dans les régions intertropicales.

* Département de Géographie Physique de l'Université de Liège, 7, Place du XX Août, 4000 Liège, Belgique.

Les seuils rocheux que le faible pouvoir érosif des rivières inter-tropicales laisse abondamment subsister, servent de niveaux de base à une série de biefs en pente très faible où divaguent les cours d'eau. Dans ces biefs, les crues et les débits soutenus de la saison des pluies, les faibles étiages de la saison sèche contribuent à façonner des levées naturelles sinueuses et des dépressions latérales marécageuses. Une telle différenciation du modelé ne va pas sans un certain tri des sédiments : sable et rares galets dans le lit mineur, sable fin et limon sur les levées, limons fins et surtout argiles dans les dépressions. Sous les alluvions actuelles, subsistent quelquefois des dépôts de nature différente comme le montrent les sondages pédologiques effectués par VAN WAMBEKE et VAN OOSTEN (1956) dans la large plaine de la moyenne Lufira en amont de Kiubo (pp. 33-35). Très souvent, les variations verticales de granulométrie peuvent être attribuées à des déversements de la rivière vers les points bas de sa propre plaine alluviale. Toutefois, il est aussi possible que les sédiments enfouis appartiennent à une formation d'un autre âge, édifiée dans d'autres conditions de milieu, climatiques notamment. ALEXANDRE-PYRE et SERET (1969) ont montré les dépôts des basses terrasses de plusieurs régions de la zone de Savane, comme le résultat d'une alternance de nappes alluviales édifiées sous un climat plus humide ou plus aride que l'actuel.

L'affleurement qui apparaît dans une berge de la Lupembashi, sous-affluent de la Lufira, à proximité de l'ancien pont de Mose (Fig. 2), occupe une situation favorable à la détection du caractère polycyclique des dépôts de cuvette alluviale. Il se trouve, en effet, dans une zone de transition entre une vallée encaissée à l'amont où prédominent l'érosion verticale et les terrasses étagées et une large dépression vers l'aval, mi-plaine alluviale, mi-surface d'érosion, sans terrasse apparente dans le paysage. Cette zone de transition participe à la fois des accumulations sur les pentes faibles de l'aval (moins de 0,001) et des reprises d'érosion sur les pentes longitudinales un peu plus accusées de l'amont (plus de 0,010). Ces reprises d'érosion taillent des affleurements naturels dans les berges de rive concave. A Mose, l'obstacle constitué par le pont a augmenté encore le travail de sape.

En outre, l'affleurement de Mose se trouve au pied d'un versant en pente douce, alors que la vallée présente une largeur de plus de 500 m. Le site sera donc plus rarement revisité par la rivière et des dépôts anciens y ont eu une probabilité plus grande de conservation.

La coupe de Mose a été observé depuis 1958 (STREEL-POTELLE, 1959). Son aspect se modifie après chaque grande crue, soit parce que la rivière taille dans les dépôts, soit parce que la végétation qui la colonise est emportée. L'agencement des formations s'est révélé peu à peu avec plus de précision mais aussi plus de complexité.

Il nous est apparu progressivement que l'affleurement était composé de trois ensembles sédimentaires distincts, de la base au sommet (Fig. 1) :

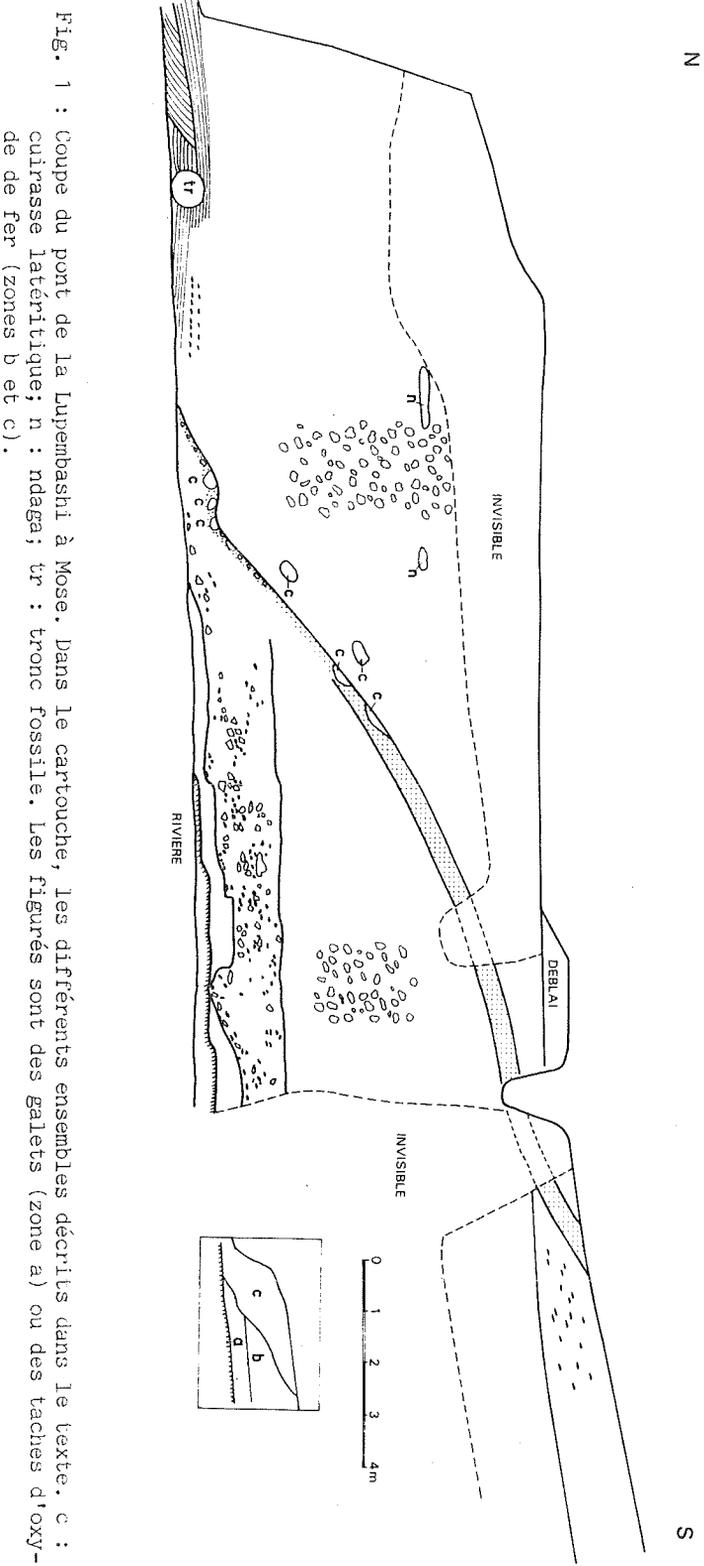
- a) un *dépôt caillouteux* largement *induré* par les oxydes de fer repose sur le bed-rock schisteux kundelunguien (Précambien). Ce cailloutis présente vers le haut un contact très net avec les dépôts surincombants;
- b) un premier complexe de *sédiments limoneux*, peu différencié. Cette formation a subi une reprise d'érosion comme en attestent les produits résiduels grossiers qui soulignent un ancien versant de forte pente. Ce versant à lui-même été fossilisé sous
- c) un second complexe de *sédiments, limoneux* pour la plupart; mais présentant à leur base des alternances de *sable* et de *débris végétaux*.

Chacun de ces ensembles a été analysé et interprété séparément.

I. Dépôt grossier induré (Fig. 1 a).

Observations

Les éléments les plus grossiers varient selon les niveaux, entre quelques millimètres et plus de 10 cm. Le matériel intersticiel est de la taille des sables ou des gravillons. Les cailloux sont presque tous subanguleux (indice d'éroulé de Cailleux inférieur à 150). Une fraction (environ 10 %) est cependant de forme mieux arrondie avec un indice entre 200 et 300, sans que les arêtes des cassures récentes atteignent elles-mêmes un tel éroulé. La composition est celle d'un sédiment pauvre : quartz, quartzite, calcaires silicifiés parmi lesquels des kieseloolithes et des "jaspes" caractéristiques du Petit Conglomérat du Kundelunguien. Quelques cailloux de roche locale viennent se joindre à cette collection; faits de grès et de schiste, ils sont aujourd'hui dans un état d'altération très avancé. La stratification manque de netteté : de larges bandes sans élément grossier, des cailloux disposés en ligne. Toutefois, une disposition en larges lentilles est incontestable.



Ce cailloutis présente à sa base des allures ravinantes qui ne réapparaissent pas à l'intérieur du dépôt. Les formes d'érosion qui limitent le conglomérat vers le bas se présentent soit sous la forme d'un chenal bien individualisé, de plus d'un mètre de large, soit de microfalaises en escalier qui montrent l'érosion latérale exercée par un autre bras de rivière à différents niveaux à mesure de l'accumulation des galets. Cette érosion s'exerce la plupart du temps aux dépens d'une couche de sédiments très hétérogènes non indurés et n'atteint qu'en un seul point le bed-rock kundelunguien ici de stratification subhorizontale. Les sédiments de base présentent un classement particulièrement mauvais, toutes les fractions granulométriques depuis les argiles jusqu'aux galets y étant présentes. La fraction sableuse y est mieux représentée que dans les colluvions plus récentes. Les galets sont de même nature que ceux du cailloutis consolidé.

Le cailloutis est surmonté par une masse limoneuse de plus de quatre mètres. Le contact est net, sans lit de transition, sans coloration annonçant l'imprégnation ferrugineuse de la matrice du cailloutis, et cela malgré un léger microrelief de la surface supérieure de ce dernier. Une limite aussi tranchée ne peut être que l'indice d'une lacune sédimentaire importante.

Mise en place.

Malgré la présence à peu de distance, d'une terrasse supérieure qui a pu fournir localement une quantité anormale de galets, le cailloutis ne peut être considéré comme l'homologue des alluvions actuelles. La rivière exerce aujourd'hui, dans un site qui a peu changé, une sélection parmi les éléments grossiers, ne laissant subsister ni fin gravier ni poche de sable comme c'est le cas dans l'affleurement. Les sédiments, une fois déposés, n'ont pas été soumis à un tri fréquent, du fait de leur enfouissement, quelquefois sous une couche imparfaite de galets protecteurs. Cette tendance à l'accumulation est soulignée par les microfalaises déjà fossilisées lors du dépôt du cailloutis et par l'intercalation entre ce dernier et le bed-rock d'une couche composée essentiellement de sédiments fins de différentes granularités et donc peu résistante à une érosion mécanique exercée par la rivière. Cette couche de base constitue en quelque sorte le milieu d'insertion des dépôts grossiers qui se sont accumulés dans des chenaux fluviaux et il n'est pas exclu que des sédiments de même nature aient recouvert le cailloutis puis aient été enlevés par l'érosion qui a précédé la mise en place

du premier complexe argilo-limoneux (b).

Le mauvais classement de la couche de base peut être attribué à son origine colluviale. La richesse en sable, anormale pour un substrat schisteux, est cependant assez fréquente en marge de la dépression de la Luafi-Lupembashi (P. BOURGUIGNON et al., 1960, carte des sols reprise schématiquement par la Fig. 3).

Une disposition lenticulaire d'alluvions grossières dans un contexte de colluvions, avec tendance à l'accumulation, a été attribuée à une phase plus sèche que le climat actuel par ALEXANDRE-PYRE et SERET (1969), notamment à propos d'une coupe dans un ravin affluent de la Kafwe (Zambie). Sans être tout à fait identique, le complexe caillouteux de Mose présente quelques points communs avec ces dépôts situés 350 km plus au sud. Une différence notable est cependant l'absence de grosses concrétions carbonatées; mais ce fait ne doit pas surprendre étant donné la nuance plus humide des climats qui se sont succédé au Shaba pendant le Quaternaire et par conséquent la tendance plus prononcée au lessivage des carbonates qui a dû y régner. Une même explication peut servir pour la rareté à Mose des galets de roche facilement altérable. Par contre, dans les deux sites, l'émoussé des cailloux de façonnement fluvial est assez faible; il faut y voir l'action d'une rivière peu apte à remettre en question les sédiments qu'elle a déposés. De plus, au Shaba, au cours des épisodes de climat sec, les marmites installées sur les seuils rocheux sont enfouies sous les sédiments et ne produisent plus de galet bien arrondi (J. ALEXANDRE et A. LEQUARRE, 1978).

Le remblayement des chenaux, la présence de colluvions sous ces derniers, le mauvais classement et le faible émoussé du cailloutis sont autant de caractères dont la conjonction nous incite à faire du complexe caillouteux de Mose un dépôt de fond de vallée lors d'un épisode climatique plus sec que l'actuel. L'érosion des versants, le débit peu soutenu de la rivière évoquent un milieu de steppe.

Evolution ultérieure.

La cimentation du cailloutis par les oxydes de fer s'est effectuée par imprégnation de la matrice ou à l'aide de points de soudure là où les éléments intersticiels se font plus rares. Cette cimentation a dû se produire sous une certaine épaisseur de sédiments susceptibles de fournir les sels ferrugineux car le cailloutis lui-même en contenait

fort peu. Grâce à la forte macroporosité, la précipitation et la pectisation des oxydes de fer ont pu se produire à une profondeur supérieure à un ou deux mètres où se forment ordinairement les concrétions latéritiques (ALEXANDRE, 1978). L'un comme l'autre de ces phénomènes ne vont cependant pas sans un abaissement momentané de la nappe aquifère, caractéristique d'un climat humide à saison sèche.

Les sédiments surincombants ont ensuite, comme nous l'avons vu, été enlevés lors d'une reprise d'érosion de la rivière, assez semblable à celle qui se produit actuellement. Le cailloutis consolidé a résisté, au moins partiellement, à cette érosion. De telles masses de cailloutis induré se voient aujourd'hui dans certains lits mineurs du haut Shaba et notamment dans la moyenne Kafubu et dans la Lupembashi même un peu en aval de l'affleurement étudié. Toutes les parties mal consolidées ont été détachées ce qui assure un contact net avec les sédiments qui ont contribué à un nouvel enfouissement.

Les dépôts très mal classés de la base n'ont pas été indurés du fait de l'abondance des particules argileuses. Leur teneur en fer dont on peut juger par le nombre et l'intensité des taches de rouille, est plus élevée que celle des autres limons de la coupe. Il est difficile de déterminer s'il s'est produit un enrichissement *par descendum* ou si c'est l'absence de lixiviation qui en est responsable. Ultérieurement, le niveau a été soumis à une gleyification, probablement intermittente, qui se produit encore à l'heure présente.

II. Complexe de sédiments limoneux anciens (Fig. 1 b).

Observations.

Ces sédiments ne présentent pas la moindre trace de statification. Seules la composition granulométrique et les couleurs associées à la pédogénèse permettent une différenciation.

La teneur en argile va en augmentant de la base (25 %) au sommet (40 %) aux dépens du limon (de 55 à 47 %) et du sable (de 20 à 18 %). Quant aux couleurs, la base est jaune (2,5 Y 8/6, Munsell Soil Color Chart) avec des taches jaune olive (2,5 Y 6/8). La partie centrale est jaune brunâtre (10 YR 6/6) avec des taches brun jaunâtre (10 YR 5/4). Vers le haut, les sédiments passent progressivement à une couleur brun foncé (7,5 YR 4/3) plus uniforme.

Ce complexe sédimentaire est taillé en oblique par une couche grossière, composée essentiellement de gravillons latéritiques. Cette couche

ne dépasse jamais 40 cm d'épaisseur. La pente dans le plan de la coupe peut atteindre 60°. Vers le bas, viennent s'additionner aux gravillons des blocs de cuirasse puis à hauteur du cailloutis induré, des galets qui proviennent manifestement de ce dernier.

Sous ces dépôts résiduels de pente, les sédiments limoneux comme le cailloutis fluviatile qu'ils recouvrent montrent des traces de bioturbation sur une épaisseur de quelques décimètres : la composition granulométrique en est légèrement modifiée dans les uns, l'induration en est un peu plus lâche dans les autres.

Mise en place.

Ces sédiments se sont d'abord déposés dans un site assez humide comme en témoigne l'hydromorphie de la base. L'accumulation des sédiments a transformé progressivement le caractère submarécageux du site. La disparition vers le haut de la gleyification va de pair avec un meilleur drainage.

Les variations de granulométrie pourraient être attribuées à un changement de mode de transport : le ruissellement aurait amené les produits plus grossiers de la base et les sédiments plus argileux se seraient déposés à la faveur des crues avec inondation. Cette superposition a été évoquée par BOURGUIGNON lors de la cartographie des sols de la région (BOURGUIGNON et al., 1960, pp. 44 et 48).

Le complexe limoneux ancien présente beaucoup de similarités avec la partie centrale du complexe récent. Certaines précisions sur la mise en place du premier apparaîtront mieux après l'analyse qui sera faite ultérieurement du second.

Evolution ultérieure.

Dans une phase ultérieure, le complexe limoneux ancien a été érodé sur toute son épaisseur par la Lupembashi. Le cailloutis de base à lui-même été traversé et la rivière a imprimé son lit mineur de quelques décimètres dans le bed-rock. Cette reprise d'érosion a formé le versant de pente assez forte souligné par un pavage d'éléments grossiers que nous avons décrit plus haut.

L'origine des gravillons de ce pavage n'est pas évidente. Dans la partie sud de la coupe, les concrétions du versant reposent sur un limon qui en contient une certaine proportion. Ce limon est d'origine colluviale et repose sur un substratum peu profond de composition peu différente,

étant lui-même fortement altéré. La position exacte de ces colluvions vis-à-vis de celles qui surmontent le cailloutis induré n'a pu être établie du fait de certains obstacles (pont, arbre). Quoi qu'il en soit, les gravillons dispersés dans le limon colluvial sont posés à plat et laissent deviner une stratification, du moins lorsque leur forme s'y prête. Ils sont donc eux-mêmes remaniés et proviennent d'un affleurement situé plus en amont dans le versant, par exemple le niveau induré qui recouvre une terrasse moyenne (12 m d'altitude relative) non loin de là et dont les dépôts ont été exploités comme revêtement de route.

III. Complexe de sédiments limoneux récents (Fig. 1 c).

Observations.

Ce complexe est formé de dépôts beaucoup plus variés que le complexe ancien. Des sables fins en lits très minces en constituent la base. La stratification est entrecroisée et les joints sont quelquefois soulignés par des tapis de débris végétaux, feuilles, brindilles, fruits, parties de radicelles. Les sables ont une teinte grisâtre sauf quelques laies riches en fer qui ont une couleur rouille. Les gravillons qui ont fourni ce fer, proviennent, ainsi que quelques galets, de l'ancienne berge toute proche. Ces gravillons ont conservé leur forme mais non leur cohérence. Ils s'écrasent aisément entre les doigts.

Dans ce milieu réducteur, un tronc d'arbre couché est resté dans un état de conservation remarquable. Ce tronc fossile n'est apparu que récemment à la suite du recul de la berge. D'autres troncs avaient été dégagés antérieurement dans la rive concave de méandres situés à 300 m en aval. Un échantillon avait été prélevé et soumis à une analyse de la teneur en C_{14} . Comme le site et la succession des dépôts étaient pratiquement semblables, nous n'avons pas fait effectuer d'analyse supplémentaire sur le tronc de la coupe présentement étudiée. La datation effectuée par l'Institut de Physique de l'Université de Berne (Professeur H. OESCHGER) a donné 6.780 ± 150 ans B.P. (B-696).

Ces quelque cinquante centimètres de sable fin à stratification entrecroisée surmontent le bed-rock, à la base du versant taillé dans le complexe limoneux ancien. C'est ce versant qui a été enfoui, comme nous l'avons vu, sous les dépôts limoneux qui surmontent ces sables. Sur une épaisseur de cinq mètres environ, ces limons ont une granulométrie peu différenciée et peu différente de celle du complexe inférieur : entre 35 et 40 % d'argile, de 50 à 60 % de limon, de 6 à 11 % de sable

seulement. Les colorations indiquent, par contre, une évolution des conditions pédogénétiques de la base au sommet. Sur un mètre environ, les limons sont d'abord uniformément gris (2,5 Y 7/2), puis apparaissent des taches brunâtres (10 YR 6/8). Vers le haut, les taches deviennent de plus en plus rougeâtres tandis que le fond passe du gris au jaune. Dans les niveaux supérieurs, les limons sont ensuite uniquement rouge brun (5 YR 5/8). Hormis ces différences de couleur, les seules anomalies de la masse limoneuse sont quelques blocs de cuirasse latéritique mal consolidée, visiblement détachés du versant proche aujourd'hui fossilisé, ainsi que des blocs de terre cuite, de teinte rosâtre (2,5 YR 6/6), dus à l'action du feu et dont le nom local est *ndaga*.

Le sommet du complexe limoneux récent présente une texture nettement plus sableuse (22 % d'argile, 44 % de limon et 34 % de sable). Dans l'affleurement du pont de Mose, il n'apparaît que dans le coin supérieur amont, étant la plupart du temps masqué par des éboulements et/ou une végétation abondante. La couleur est brun foncé (5 YR de 4/6 à 3/4) sur les septante centimètres que comporte cette couche.

Mise en place.

Des dépôts semblables au sable blanc en fines strates avec débris organiques se retrouvent dans le lit mineur actuel de plusieurs rivières d'importance moyenne du Shaba, du moins dans les biefs de pente faible. Les alluvions de la Lupembashi comportent aujourd'hui peu de sable mais le chenal de la moyenne Kafubu par exemple (A. LEQUARRE, 1978) est tapissé de tels sédiments. De plus, on y rencontre de nombreux troncs d'arbre qui ont basculé du fait de l'érosion latérale. Certains, provenant de la galerie forestière sont quasiment imputrescible et subsistent très longtemps comme ont dû le faire les troncs couchés trouvés à Mose.

Les sédiments fluviatiles de la base du complexe limoneux supérieur pourrait donc s'être déposés sous un climat semblable à l'actuel. Notons toutefois que, à cet endroit, les alluvions actuelles de la Lupembashi sont sous l'influence des éléments affleurant dans la berge, de nature beaucoup plus grossière. Comme la stratification entrecroisée des sédiments anciens implique des hauts fonds voire des îles, incompatibles avec l'importance de la rivière actuelle, il faut en déduire un débit moyen plus important lors de la mise en place des alluvions sableuses.

La masse limoneuse qui s'est déposée ensuite dans la plaine alluviale doit être attribuée soit à l'action du ruissellement et aussi

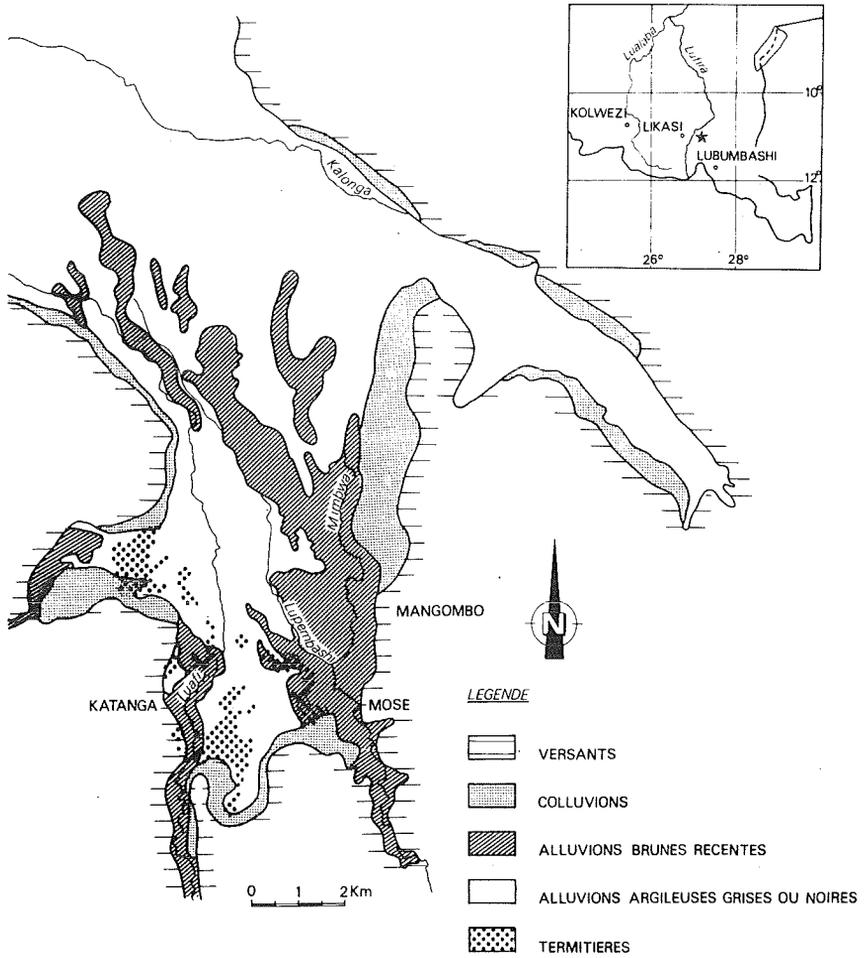


Fig. 2 : Carte schématique des sols de la plaine de la Lupembashi inférieure, d'après P. BOURGUIGNON et al. (1960) et les photos aériennes au 1/45.000 pour les termitières.

vraisemblablement à celle des inondations. L'absence de dépôts de levées naturelles ordinairement associés à ces dernières et qui auraient dû venir se superposer aux sédiments de lit mineur ne doit pas faire écarter cette seconde hypothèse. En effet, si la présence d'une galerie forestière entraîne une présomption quant à l'existence de levées naturelles à cette époque, les modifications de tracé se font dans ces régions par déversement dans une partie basse de la plaine alluviale de telle façon que de très longs tronçons de la rivière peuvent être abandonnés soudainement.

De toute façon, les conditions de dépôt de ces limons sont analogues à celles du complexe ancien. Commencée dans un environnement sub-marécageux, l'accumulation continue dans un milieu de moins en moins hydromorphe (passage du gley réduit au gley oxydé puis à un faciès de type pseudogley). Elle se termine dans un milieu parfaitement drainé où, cette fois, les débris de terre cuite (*ndaga*) indiquent le passage du feu et probablement de l'homme. Cette succession de milieux implique un remblayement progressif de la totalité du fond de la vallée à Mose et aussi tout le long de la Lupembashi en aval de ce point, de même que le long de la Luafi dès avant le confluent (Fig. 2).

Enfin, les limons plus sableux et de teinte sombre qui terminent cette série limoneuse, impliquent de par leur texture plus grossière, la proximité d'un chenal fluviatile. De fait, il s'agit d'un fragment de levée naturelle dont P. BOURGUIGNON a cartographié l'extension (Fig. 2). Un chenal fluviatile a-t-il continué de fonctionner pendant toutes les phases du remblayement par les sédiments sous-jacents, la question ne peut être résolue à l'aide des affleurements étudiés. Le changement sans transition du type de sédimentation des limons fins aux limons sableux peut être attribué à un déversement de la rivière semblable à celui qui vient d'être évoqué ou à celui qui s'est produit ultérieurement dans le cours aval.

Evolution ultérieure.

La Lupembashi s'est enfoncée une nouvelle fois dans les sédiments qui tapissaient le fond de sa vallée. Cette fois encore, elle s'est arrêtée peu après avoir atteint le bed-rock. Des petits lambeaux de terrasse sont restés accrochés de part et d'autre du chenal encaissé. Ils ne semblent pas se regrouper en niveaux continus et seraient dûs au léger balancement de la rivière au cours de son érosion verticale. A l'aval du pont de Mose, la Lupembashi a quitté son ancien tracé, au plus

tard dès le début de la reprise d'érosion, abandonnant un tronçon, la Mimbwa, associé à des levées naturelles, moins encaissé et suspendu par rapport à la rivière actuelle et ne fonctionnant plus que comme collecteur local (Fig. 2). En aval, le nouveau cours, dépourvu de levées naturelles, est le résultat d'un déversement de la rivière vers les points bas de la plaine situés derrière les levées naturelles. De plus, son encaissement est de plus en plus faible vers l'aval. Ce dernier fait serait dû à la fois, à un enfoncement moindre et à un remblayement partiel par des alluvions récentes (ROCHE et MBENZA, 1980).

Une série de grandes termitières, produit de l'activité de *Macrotermes falciger* (ALONI, 1975) se sont installés dans le fond de la vallée à la faveur d'un meilleur drainage consécutif à la reprise d'érosion. Toutefois, ces termitières n'ont occupé que certaines zones de la partie amont de la plaine alluviale commune à la Luafi et à la Lupembashi (Fig. 2). Certaines parties de ces zones coïncident avec la partie marginale des levées naturelles et semblent ainsi confirmer l'âge récent de ces termitières. Cependant, la plupart de ces termitières sont abandonnées par leurs constructeurs et présentent aujourd'hui un aspect fortement dégradé : tumuli de hauteur diminuée et de diamètre plus large, quelquefois sans aucun arbre. Tous ces signes ont été interprétés par M. STREEL (1963) comme le résultat d'une érosion des tertres après le départ des termites à la suite du renforcement de l'hydromorphie des sols. Cette humidification ne peut être récente étant donné le drainage des terrains réalisé par la dernière reprise d'érosion. Il faut donc supposer que les termites se sont installés sur le complexe limoneux ancien après que les rivières s'y soient enfoncées et qu'ils sont partis lorsque s'est édifié le complexe limoneux récent, dans un milieu submarécageux comme nous l'avons vu plus haut. Des alluvions de levée naturelle, peu épaisses dans la frange marginale, ont pu se déposer entre les termitières avant la dégradation et leur présence ne s'oppose donc pas à un âge plus ancien des termitières.

Conclusion.

De l'analyse détaillée de la coupe du pont de Mose, on peut déduire la succession des phénomènes suivants :

1. Une érosion verticale de la rivière, s'arrêtant à la suite d'une modification de climat.

2. Un dépôt de larges lentilles de cailloux dans un contexte plus fin et mal classé; le milieu est oxydant; l'éroussé récent des cailloux est faible; le climat est plus sec que l'actuel.

3. Une induration ferrugineuse des cailloutis précédents, probablement sous une certaine épaisseur d'autres sédiments aujourd'hui disparus; le climat se rapproche du climat actuel : production d'acides humiques qui mobilisent le fer, alternance de saisons sèches et humides qui l'immobilise.

4. Une nouvelle érosion verticale de la rivière avec dénudation de la partie indurée.

5. Une accumulation de colluvions et d'alluvions limoneuses dans un milieu de moins en moins hydromorphe, du moins près du versant de la vallée; le caractère accumulatif implique une plaine alluviale mal drainée, de nature submarécageuse, associée à un régime des pluies moins différencié que l'actuel et donc de caractère plus humide.

6. En marge de la plaine, la formation de grenailles latéritiques aux dépens de la roche en place altérée plutôt que des colluvions (?)

7. Une troisième érosion verticale de la rivière avec formation d'un dallage grossier sur le versant; à la fin de cette érosion, les sédiments du lit mineur sont semblables aux sédiments actuels de certaines rivières du haut Shaba mais avec un débit plus important que la Lupem-bashi.

8. L'édification de termitières géantes dans les parties de la plaine alluviale les mieux drainées du fait de la reprise d'érosion antérieure (phénomène plus récent ?)

9. Une nouvelle accumulation de sédiments limoneux dans des conditions assez semblables à celles du (5).

10. L'édification de levées naturelles limoneuses.

11. Une quatrième reprise d'érosion aussi importante que la précédente à hauteur du pont de Mose pour laquelle il peut être précisé qu'elle a été accompagnée localement de glissements latéraux de la rivière et que l'enfoncement s'atténue progressivement vers l'aval.

Cette séquence de processus morpho-climatiques confirme la nature complexe des sédiments qui occupent le fond des larges plaines alluviales associées aux biefs en pente douce des rivières de régions inter-tropicales à saison sèche. Cette complexité résulte de la pérennité des

seuils rocheux qui impose pour un même lieu et un même niveau des alternances de creusement et de remblayement. Ceux-ci sont en relation non seulement avec des changements de sites mais aussi de phases climatiques s'ordonnant en cycles plus ou moins complets, fait que les phases d'érosion ne permettent pas toujours de vérifier.

Un cycle comprend deux phases d'accumulation différentes comme l'avaient postulé ALEXANDRE-PYRE et SERET (1969), l'une due à un climat plus aride, l'autre à un climat de nuance plus humide que l'actuel. Quant aux phases de climat assez semblable au présent climat, elles sont responsables non seulement des reprises d'érosion de la rivière mais aussi, en marge de la plaine, de ferruginisation des sols (avant l'érosion) et de la colonisation de ceux-ci par les termites (après l'érosion).

La durée de ces cycles est de l'ordre d'une dizaine de millénaires et plus, puisque la longueur du dernier demi-cycle est de l'ordre de sept mille ans.

REMERCIEMENTS

Nous sommes reconnaissants aux personnes qui, au fil des ans, ont accepté de nous faire bénéficier de leur expérience en pédologie comme P. BOURGUIGNON, en écologie comme M. STREEL, en sédimentologie comme J. SOYER.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE, J. et S., 1964. Les méandres encaissés dans une région inter-tropicale (Katanga méridional). *Publ. Univ. Elisabethville*, 1, 181-189.
- ALEXANDRE, J., 1978. Les stades de la formation des cuirasses latéritiques en Haut-Shaba (Zaïre) et leur signification géomorphologique in M. Boye éd., *Géomorphologie des reliefs cuirassés dans les pays tropicaux chauds et humides, Travaux et Documents de Géographie Tropicale*, CEGET, Bordeaux, 33, 133-149.
- ALEXANDRE, J. et LEQUARRE, A., 1978. Essai de datation des formes d'érosion dans les chutes et les rapides du Shaba. *Geo-Eco-Trop*, II, (2), 279-286.
- ALONI, (J.), 1975. Le sol et l'évolution morphologique des termitières géantes du Haut-Shaba. *Pédologie*, 25, 11, 25-39.

- ALEXANDRE-PYRE, S., 1971. Le plateau des Bianco (Katanga). Géologie et Géomorphologie. *Mém. Acad. roy. Sc. Outre-Mer, Cl. Sc. Nat. et Méd.*, N.S. XVIII (3), 151 p.
- ALEXANDRE-PYRE, S. et SERET, G., 1969. Etude comparative des dépôts de fonds de vallée dans trois régions de la zone de savane. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol.*, 78 (1) 49-55.
- BOURGUIGNON, P., 1964. Minéraux argileux des sols alluviaux de la Bunkeya (Congo). *9th Int. Congress Soil Sc. Bucharest*, VII-21, 1267-1276.
- BOURGUIGNON, P., STREEL, M. et CALEMBERT, J., 1960. *Prospection pedo-botanique des plaines supérieures de la Lufira (Haut Katanga)*. Liège, FULREAC, 111 p.
- LEQUARRE, A., 1978. La végétation et l'action géomorphologique des rivières dans une région tropicale humide. Exemple de la moyenne Kafubu. *Geo-Eco-Trop*, II (1) 103-112.
- MBENZA, M. et ROCHE, E., 1980. Exemple d'évolution paléoclimatologique au Pléistocène terminal et à l'Holocène au Shaba (Zaïre) in *Palynologie et climatologie*. *Mém. Museum Nat. d'Hist. Nat.*, série B, Botanique, XXVII (sous presse).
- STREEL, M., 1963. *La végétation tropophile des plaines alluviales de la Lufira moyenne (Katanga méridional)*. Liège, FULREAC, 242 p.
- STREEL-POTELLE, A., 1959. Contribution à l'étude géomorphologique de la plaine supérieure de la Lufira (Haut Katanga). *Mém. lic. Université de Liège*. (polycopié), 134 p.
- TRICART, J., 1965. *Le modelé des régions chaudes, forêts et savanes*. Paris, 322 p.
- VAN WAMBEKE, A. et VAN OOSTEN, M., 1956. *Carte des sols et de la végétation du Congo belge et du Rwanda-Urundi*, 8. Vallée de la Lufira (Haut Katanga), Bruxelles, INEAC,