

GÉOMORPHOLOGIE ET VARIATIONS CLIMATIQUES AU QUATERNAIRE EN AFRIQUE CENTRALE

Geomorphology and climatic variations in Central Africa during the Quaternary

J. ALEXANDRE ^{*}, ALONI, K. ^{**}, M. DE DAPPER ^{***}

ABSTRACT

The impact of climate changes on landforms and associated deposits has been investigated in the different morphological environments of Zaïre and of bordering countries, from the high mountains in the East to the Atlantic coast in the West.

Progress came in two waves, one about the 1965-70 period and the other since 1985. Both essentially relate to glacial morphology (occurrence of glaciations during cold and reputed dry phases, presence of fluvio-glacial deposits far downstream), the great lakes (terraces are of little significance because of their spillway but sedimentary sequences reveal the drops in waterlevel), karst morphology (flowstones and stalagmites have kept the traces of different humid phases until 150 ka B.P.), fluvial morphology (two types of terrace deposits corresponding the one to a humid phase, the other to a dry one), slope morphology (stone-lines), eolian morphology, coastal morphology (numerous fossil marks of regression and transgression). Pollen analyses and datings support, the former the climatic signification of the geomorphological phenomena, the latter their succession during the last climatic cycle. The best results are achieved with a multidisciplinary approach.

RÉSUMÉ

La répercussion des changements climatiques dans les formes de terrain et les dépôts qui leurs sont associés, a été recherchée dans les différents milieux morphologiques du Zaïre et des régions voisines, depuis les hautes montagnes de l'Est jusqu'aux régions côtières de l'Ouest.

Les progrès sont concentrés en deux vagues : autour de la période 1965-70 et depuis 1985. Ils portent essentiellement sur le milieu glaciaire (occurrence de glaciations pendant des phases froides mais réputées sèches, existence de dépôts fluvio-glaciaires loin en contrebas), les grands lacs (les terrasses ont peu de signification à cause de la

^{*} Département de Géographie physique et Géologie du Quaternaire - 7, Place du 20-Août, 4000, Liège, Belgique

^{**} Département des Sciences de la Terre, Université de Kinshasa, Zaïre.

^{***} Vakgroep Geografie, Universiteit Gent, Krijgslaan 281, 9000, Gent, België.

présence d'un exutoire mais les séquences sédimentaires livrent les variations vers le bas du niveau des eaux), le milieu karstique (les dallages et les stalagmites ont gardé les traces de différentes phases humides jusqu'à 150 ka B.P.), le milieu fluvial (deux types de nappe alluviale correspondant l'une à une phase humide et l'autre à une phase sèche), la morphologie des versants (stone-lines), la morphologie éolienne, le milieu côtier (témoins fossilisés des régressions et transgressions).

Analyses palynologiques et datations étayant, les unes la signification climatologique des phénomènes géomorphologiques et les autres, leur succession au cours du dernier cycle climatologique. Les meilleurs résultats sont obtenus par une approche multidisciplinaire.

INTRODUCTION

En géomorphologie, l'étude des formes de terrain ne peut être dissociée de celle des formations superficielles qui les composent ou qui leur sont corrélatives. Malgré les ravages d'une érosion ultérieure, formes et formations ont gardé l'empreinte des climats antérieurs les plus récents. Dans les régions tropicales et notamment en Afrique Centrale, des alternances "Pluviaux-Interpluviaux", c'est-à-dire plus humides et plus secs par rapport au climat actuel ont fait le pendant simultané des oscillations des hautes latitudes, Interglaciaires-Glaciaires respectivement. De surcroît, les longues séries palynologiques (COETZEE, 1964; BONNEFILLE & RIOLLET, 1988; ROCHE, 1989) ont montré, avec quelques nuances, que les épisodes secs étaient aussi relativement froids tandis que humidité et chaleur allaient également de conserve.

Le but principal de la présente synthèse n'est pas d'établir une stratigraphie de la partie accessible du Quaternaire à partir d'observations géomorphologiques et géologiques mais plutôt de préciser la nature de ces observations, la façon de les effectuer et de les interpréter. Certes, la succession des faits est précieuse, leur datation indispensable et la connaissance, même déformée, de l'environnement végétal grâce à la palynologie, plus que souhaitée.

Les différents milieux morphologiques de l'Afrique Centrale, c'est-à-dire du Zaïre et des régions voisines (Fig. 1), ont été interrogés, depuis les hautes montagnes jusqu'aux régions côtières en passant par les lacs, les vallées, fonds et versants, les grottes. L'éventualité d'une occurrence éolienne a également été envisagée. Les phénomènes propres à chacun de ces milieux sont tellement différents, les méthodologies pour les aborder tellement éloignées l'une de l'autre qu'il a été jugé préférable de les envisager au sein de chapitres distincts.

MORPHOLOGIE GLACIAIRE

Le mont Kenya est plus riche que les massifs du Ruwenzori en vestiges de glaciations anciennes de différents types et de différents âges. Aussi, bien que le Ruwenzori fasse partie de la zone envisagée plus particulièrement dans ce travail, les glaciations du Mont Kenya (Fig. 2) seront utilisées comme référence. En voici l'inventaire chronologique (MAHANEY, 1982, 1988, 1990).

a) Des dépôts au moins en partie morainiques se sont maintenus sur des surfaces supérieures ou des interfluves (au-dessus de 4200 m). Ils sont constitués de cailloux et de blocs dispersés dans une masse sableuse, indurée par les oxydes de fer et de manganèse qui ont conféré à l'ensemble une résistance supplémentaire. Ces dépôts ont été mis en place par une glaciation ancienne qui s'est étalée (en calotte ?) mais dont on retrouve d'autres vestiges plus bas, au fond d'une vallée sous des moraines plus récentes (Téléki).

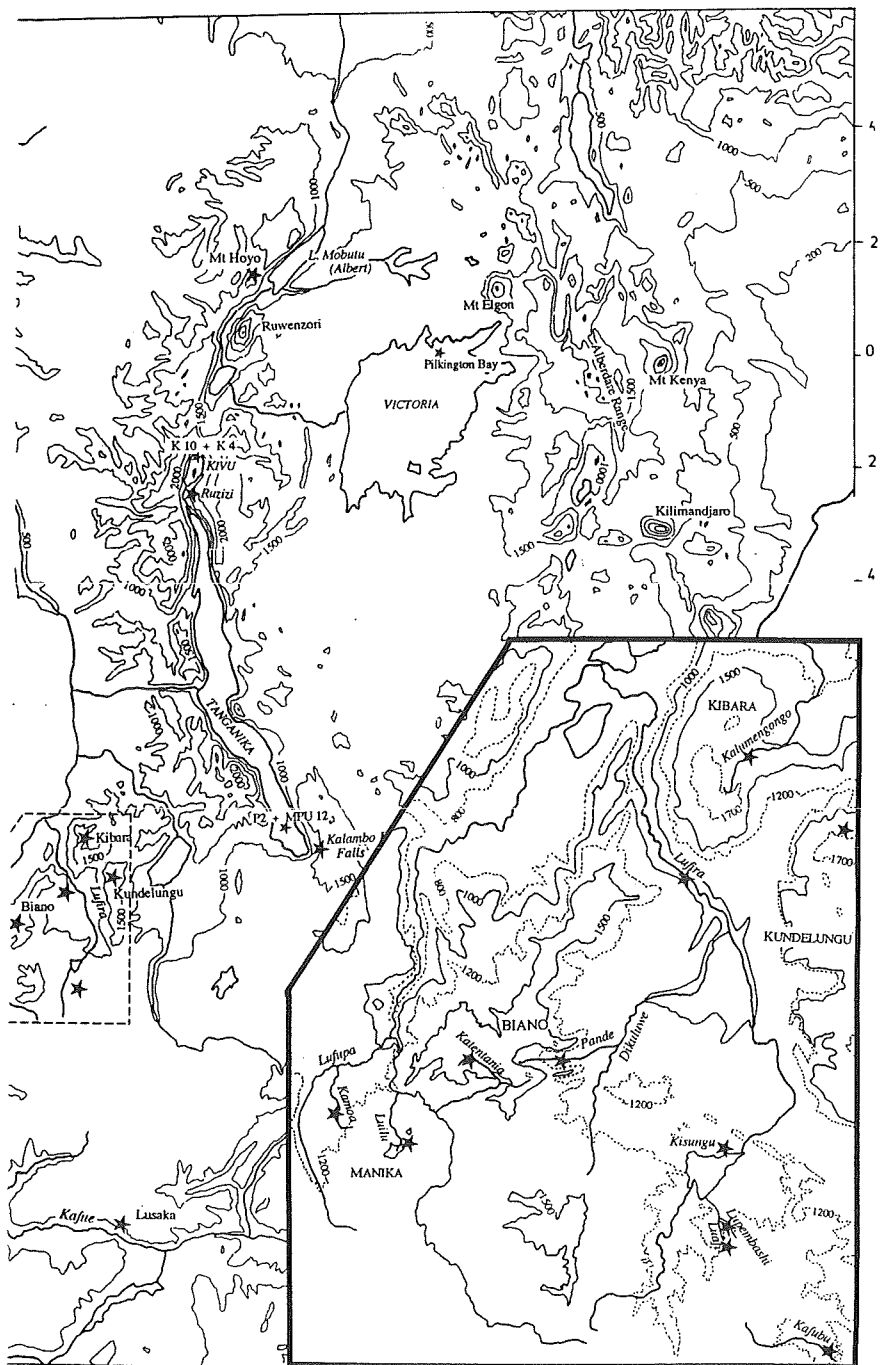
Au pied nord-ouest du Mont Kenya, à une altitude inférieure à 2000 m, s'est déposé une nappe d'épandage fluviale ancienne de 20 km de large (Nanyuki Formation, CHARSLEY, 1989). Elle est séparée de la zone des glaciers par des vallées profondes, de telle façon que le raccord de proche en proche est impossible. La taille des sédiments de la base et le volume même de la formation témoignent de débits exceptionnels et d'une abondance des apports grossiers, circonstances favorisées par une glaciation. Ces dépôts seraient légèrement antérieurs à la mise en place de tufs volcaniques datés de 320 ka B.P. Par ailleurs, une nouvelle nappe (également Téléki ?) les recouvre partiellement.

b) Des moraines anciennes, de la glaciation de Téléki ont été reconnues vers 2900 m par MAHANEY (1975) dans la vallée du même nom. Elles sont légèrement altérées (cortex sur les éléments grossiers, proportion d'argile dans les produits fins) et recouvertes par deux paléosols superposés (7.5 YR sur 5 YR). Un âge de quelque 100 ka B.P. a été avancé sur la base d'une analyse par thermoluminescence (MAHANEY, in CHARSLEY, 1989).

c) Les moraines de la dernière glaciation (Liki) sont cantonnées dans les fond des vallées entre 3100 et 4000 m. Elles sont apparues au cours de différentes phases d'extension (Liki I et II) ou d'arrêt dans le retrait (Liki III) du glacier. Les moraines terminales des premières se sont arrêtées à peu de distance de celles de Téléki tandis que leurs moraines de fond remontent jusqu'à 3100 m. Les unes et les autres sont très peu altérées, moins recouvertes par une espèce de loess et affectées par un sol moins rouge que les précédentes. Des dépôts organiques ne reposant pas directement sur la moraine de



Fig. 1 : L'Afrique Centrale. Localisation des lieux cités dans le texte.



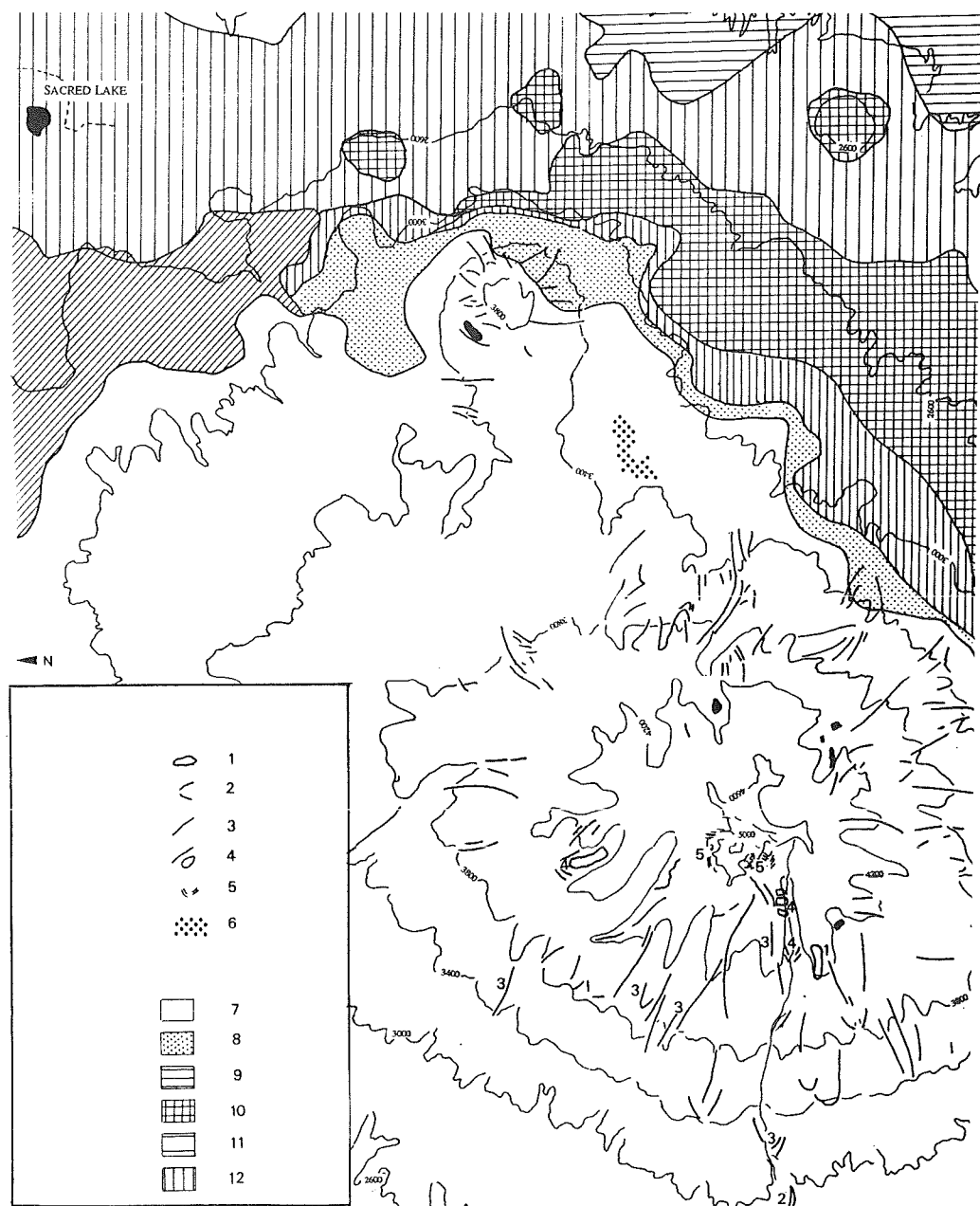


Fig. 2 : Le mont Kenya. Légende : 1. diamictite pré-Teleki; 2. moraines Teleki; 3. moraines Liki I/II; 4. moraines et dépôts lacustres Liki III; 5. néoglaciare; 6. éolien récent. Végétation actuelle : 7. zone alpine; 8. zone à Ericacées; forêts de montagne : 9. zone à *Hagenia* et *Hypericum*; 10. zone des bambous; 11. forêt sèche; 12. forêt humide. (D'après MAHANEY, 1982; HASTENRATH, 1984; MAHANEY & SPENCE, 1988 et COETZEE, 1967). Les moraines non numérotées ont été cartographiées par HASTENRATH mais n'ont pas été expressément identifiées par MAHANEY.

Liki I/II, ont un âge maximum de 12 ka B.P. qui constitue par contre un minimum pour le début de la glaciation.

Les dépôts de Liki III sont situés entre 3100 et 4000 m dans la plupart des vallées. Les moraines, bien dessinées, sont ici accompagnées de leur outwash. Leurs éléments grossiers sont presque frais. Les sols sont en général brun jaune (10 YR) et dépourvus de minéraux argileux. Un échantillon au sein de l'outwash a livré un âge de 12.6 ka B.P. tandis qu'une formation marécageuse reposant sur la moraine date seulement de 10., ka B.P.

PERROTT (1982a) ainsi que JOHANSSON & HOLMGREN (1985), en interrogeant des sédiments postérieurs à la mise en place de moraines dans des sites comparables à ceux étudiés par MAHANEY, ont avancé des dates plus récentes (environ 6 ka B.P.) tout en concédant qu'il s'agit d'un âge minimum. De fait, il semble qu'à cette époque, les vallées étaient libres de glace et envahies par des cônes de déjection (Formation de Darwin). De la matière organique incluse dans plusieurs de ces cônes est datée d'une période (de 4,4 à 6,7 ka B.P.) comprenant notamment les supposées avancées glaciaires des auteurs précités.

d) Les moraines de cirque (Néoglaciation) présentent des gros blocs à l'état frais dépourvus ou presque de matière fine et lorsque c'est le cas, un sol à peine ébauché de quelques dizaines de centimètres. MAHANEY distingue deux phases, Tyndall puis Lewis.

Des paléosols enfouis dans des coulées de débris et une nappe d'outwash de la phase de Tyndall sont datés de 800-900 ans tandis que des développements dunaires concomitants des modifications climatiques ont 1500 ans (MAHANEY & SPENCE, 1989). La phase de Lewis, quant à elle, est probablement contemporaine du Petit Age Glaciaire.

Dans son analyse palynologique des dépôts du Sacred Lake (2400 m d'altitude, distant de quelque 10 km de la zone des moraines), COETZEE (1967) avait reconnu une série de phases dans l'évolution altitudinale des associations végétales locales. Ces phases sont situées dans le temps grâce à quatre datations au ^{14}C réparties heureusement pour la comparaison avec les résultats de MAHANEY. La date de 14,05 ka B.P. marque la fin d'une période très froide (glaciation de Liki I/II); celle de 10,56, le début d'un réchauffement plus prononcé qui correspond à la fin de Liki III; vers 3,28 ka B.P., s'est produite la fin de l'optimum holocène (deux maximums dont un dernier plus prononcé, séparés par un court épisode froid) pendant lequel les vallées libres de glace ont accueilli les cônes de déjection. La période plus froide qui s'est ensuivie, a été plus sèche au départ, favorisant ainsi l'édification de champs de dunes dans la partie orientale. En outre, la base du sondage, un niveau doté d'une flore plutôt froide et daté de 33,35 ka B.P. est

directement surmonté par un autre qui présente les signes d'une arrivée progressive de la forêt, favorisée par un réchauffement qui pourrait être assimilé à l'interstade chaud des Kalambo Falls et qui a peut-être mis fin à la glaciation de Téléki.

Des traces de glaciation ont été observées sur les quatre grands massifs montagneux d'altitude supérieure à 5000 m ainsi que dans l'Aberdare Range (Kenya) (PERROTT, 1982b). Les datations sont toutefois rares et les équivalences avec les phases parfois relativement précises du mont Kenya ne sont pas toujours aisées à établir.

Sur le Ruwenzori, la fin du dernier maximum glaciaire a pu être fixé à 14,7 ka B.P. (LIVINGSTONE, 1962) grâce à un échantillon prélevé à la base d'une boue algale de plus de 5 m dans le lac glaciaire Mahoma. Les moraines d'Orumubaho ne sont pas datées mais ont une apparence assez jeune (10 ka B.P. ? Liki III voire moins). L'âge des moraines du lac Gris a été estimé à quelque 700 ans (Néoglacière) en se fondant sur l'encroûtement des lichens sur les blocs (de HEINZELIN, 1952).

Sur le mont Elgon, des datations au C_{14} indiquent que vers 11 ka B.P. au moins la dernière glaciation avait pris fin.

Sur le Kilimandjaro, une glaciation principale est identifiée mais non datée. DOWNIE (1964) et OSMASTON (1989) ont reconnu des moraines récentes en aval des langues de glaces actuelles du Kibo Crater.

Les glaciations de l'Afrique sont donc bien contemporaines des glaciations dans les montagnes extratropicales et correspondent localement à des périodes froides même si celles-ci coïncident plutôt avec une diminution des précipitations. Trois glaciations ont été identifiées sur le mont Kenya. Il pourrait en être de même sur le Ruwenzori et le Kilimandjaro (OSMASTON, 1989).

La rareté d'un matériel datable reste un obstacle important pour la connaissance des glaciations récentes. Une difficulté mineure vient des recouvrements éoliens. Par contre, le fait que des sédiments fluviaux en contrebas de la montagne aient pu être mis en corrélation avec une glaciation constitue une voie pleine de promesses.

MORPHOLOGIE LACUSTRE

A l'exception des lacs Tumba et Mai Ndombe (ex-Léopold II) dont on sait peu de choses, les lacs de la région étudiée sont concentrés dans la partie orientale, aux précipitations plus faibles et aux sursauts tectoniques non négligeables. Toutefois, si on

se limite aux fluctuations récentes du niveau des lacs (fin du Pléistocène et Holocène), il semble que celles-ci soient plutôt sous la dépendance de variations climatiques que de mouvements tectoniques, les dénivellations hydrologiques supputées étant d'un autre ordre de grandeur que celles attribuées aux failles, pour la période prise en considération.

Du point de vue des indices géomorphologiques de paléoclimats, les lacs munis d'un exutoire (Rift occidental et Victoria) s'opposent aux lacs endoréiques (Rift oriental). Ces derniers sont plus aptes à garder les traces des hauts niveaux des phases humides (Rift oriental) tandis que les phases arides les retrouvent complètement asséchés. Dans les premiers, par contre, toute élévation de la surface est limitée par l'altitude de l'exutoire et les plus grands d'entre eux (Tanganika , Kivu, Victoria) semblent ne jamais avoir été à sec au cours de la période considérée et avoir pu ainsi conserver le témoignage de niveaux plus bas que l'actuel. La découverte d'anciens rivages ennoyés se révèle particulièrement aléatoire car, outre les conditions d'observation très difficiles, les éléments recherchés disparaissent sous les nouveaux sédiments. Quoi qu'il en soit, sous les eaux du lac Kivu, un dépôt côtier aurait été découvert par 300 m de fond et un paléosol daté de ~12 ka B.P. vers - 86 m (HECKY, 1978).

Devant la difficulté d'une telle investigation, il a été fait appel à d'autres méthodes. A mesure que l'on s'éloigne du rivage des grands lacs, la sédimentation tend à être continue. Des sondages effectués à grande profondeur livrent des séquences assez complètes dont certaines caractéristiques sédimentaires et géochimiques ainsi que certains fossiles autochtones (les diatomées, notamment), permettent d'évaluer les variations vis-à-vis du niveau actuel du lac. D'autres analyses et parmi celles-ci l'interrogation du cortège palynologique confirment ces évaluations par des indications sur l'environnement du lac à la même époque.

A l'étude pionnière de KENDALL (lac Victoria, 1969), a succédé une recherche associant différents spécialistes (DEGENS & HECKY, 1974; HECKY, 1978; HABERYAN & HECKY, 1987; lacs Kivu et Tanganika), puis une action multidisciplinaire concentrée (TIERCELIN *et al.*, 1988; lac Tanganika), formule inaugurée par l'analyse des sondages du lac Bosumtwi au Ghana (TALBOT *et al.*, 1984).

L'abaissement de la surface du lac avec la fermeture du lac qui s'ensuit se marque dans les dépôts en profondeur par une ou plusieurs des caractéristiques suivantes:

- a) une vase silteuse plutôt que argilo-organique voire un gyttja (lac Victoria);
- b) une alcalinité (salinité) plus élevée;

- c) la présence de dépôts carbonatés. Dans le lac Kivu, l'acidité de l'hypolimnion est telle qu'elle dissout les carbonates : seules les faibles profondeurs au-dessus de l'hypolimnion peuvent donc accueillir un tel sédiment;
- d) une raréfaction des laminations, la limite inférieure actuelle des mélanges par bioturbation étant de -200 m dans le lac Kivu;
- e) une vitesse de sédimentation accrue (Kivu : 3 m par millénaire contre 0.3 m en période de biostase; Tanganika : respectivement 14 et 3 m par millénaire);
- f) la présence, en dehors des zones de delta, de sédiments terrigènes (plus grossiers que les vases) à de plus grandes profondeurs (-400m contre -40m à l'heure actuelle, dans le lac Kivu);
- g) l'occurrence dans les minéraux argileux, d'interstratifié avec smectite (Tanganika);
- h) l'apparition de gypse (Tanganika , Victoria), de jarosite (Tanganika);
- i) un hiatus dans la sédimentation, avec éventuellement dessiccation des sédiments inférieurs (Victoria);
- j) la présence de diatomées benthiques voire même littorales plutôt que d'espèces (telle *Melosira*) vivant dans des eaux à plus forte concentration en silice dissoute.

Les sondages qui ont fourni les plus longues séquences sont les suivants: a) 64-4 et P2 de Pilkington Bay (Victoria, KENDALL, 1969) respectivement de 12 et 17.3 m. P2 a permis 28 datations au ^{14}C assez régulièrement espacées et remontant jusqu'à 13.5 ka B.P., b) K10 et K4, dans le nord du lac Kivu (DEGENS *et al.*, 1971 et 1973), le premier, de 3.2 m couvre la période postérieure au second (8 m) avec une légère discontinuité (jusqu'à 14 ka B.P.), c) T2 (de LIVINGSTONE et KENDALL in HABERYAN & HECKY, 1987) et MPU12 (TIERCELIN *et al.*, 1988), l'un profond de 10.6 m (jusqu'à 15.9 ka B.P.) et l'autre de 10.1 m (jusqu'à 25 ka B.P.), ce dernier avec seulement deux datations au ^{14}C mais une bonne corrélation en aimantation rémanente naturelle avec les sédiments du lac Barombi-Mbo (Cameroun) beaucoup mieux datés.

En se fondant sur les sondages MPU12 et P2 (Pilkington Bay), dont les séries temporelles sont les mieux contrôlées, les variations de niveau ont été les suivantes:

- a) depuis 25 ka B.P. (au moins) et jusqu'à 17 ka B.P. , lac profond (Tanganika);
- b) de 17 ka B.P. à 12.5 ka B.P. , lac fermé et abaissement jusqu'à -200 m (?) pour le Tanganika ., -86 voire -300 m (?) pour le Kivu (HABERYAN et HECKY qui situent le minimum vers 14 ka B.P.), l'abaissement est confirmé pour le lac Victoria à partir de 13,5 ka B.P. ;
- c) de 12,5 ka B.P. à 5 ka B.P. (au moins), les lacs Tanganika et Victoria sont ouverts; ce dernier aurait toutefois été très momentanément fermé vers 10 ka B.P. ; le premier

déversement du lac Kivu vers la plaine de la Ruzizi est traditionnellement fixé à 9.5 ka B.P. (BEADLE, 1981): les éléments du cône de déjection en contrebas de l'escarpement présente en effet, un état de fraîcheur remarquable (ILUNGA & ALEXANDRE, 1982);

d) au-delà de 5 ka B.P. , un épisode sec se serait produit avec éventuellement une nouvelle fermeture dans le lac Victoria (vers 3 ka B.P.), dans le lac Kivu avec assèchement de la Ruzizi vers 2,8 ka B.P. (?), dans le lac Tanganika (3-0 ? ka B.P.). Depuis sa découverte jusqu'en 1878, l'exutoire de ce dernier n'a pas fonctionné (DEVROEY, 1938). S'agit-il d'un épisode distinct? Malgré sa taille, le lac Tanganika plus particulièrement, est très sensible aux variations climatiques car très proche d'un système fermé, la Lukuga n'évacuant aujourd'hui que 6 % de la lame d'eau précipitée sur le bassin.

Le lac Albert (Mobutu) a une profondeur actuelle relativement faible (58 m). Un hiatus dans la sédimentation (daté par des moyens indirects : 14,7 ka B.P.) a été interprété comme un assèchement du lac (SSEMANA & VINCENS, 1993) et confirmé par l'analyse palynologique (SOWUNMI, 1991) : absence de pollens dans la partie inférieure (alcalinité!) et à partir de l'hiatus, graminées et cypéracées en partie remplacées progressivement par des espèces buissonnantes et arborescentes.

Contrairement aux lacs endoréiques, les vestiges de niveaux supérieurs autour d'un grand lac, sont d'une interprétation plus que délicate en ce qui concerne les changements climatiques. Certes, les anciennes lignes de rivage du lac Victoria situées à + 3m, + 12m et +18 m correspondent vraisemblablement à des périodes humides mais leur position vis-à-vis de la surface actuelle du lac dépend plus de l'érosion de l'exutoire que d'une amélioration du bilan hydrologique (TEMPLE, 1972), la stabilisation de l'exutoire étant elle-même sous la dépendance du débit et de la résistance du bed-rock.

Dans des endroits plus exposés, les effets de la tectonique sont à redouter. Dans la plaine de la Ruzizi, des dépôts de plage datés du Pléistocène supérieur (formation Rukoko, ILUNGA, 1991) auraient été soulevés de plus de 10 mètres.

Malgré les difficultés qui iront en croissant avec la profondeur, l'interrogation des dépôts de fond de lac reste, pour ce qui concerne les grands lacs, un domaine d'investigation prometteur, surtout si l'on prend en considération les 500m voire les 3000m de sédiments des lacs Kivu et Tanganika, respectivement.

MORPHOLOGIE FLUVIATILE

En dehors des zones tectoniquement instables où il pourrait être suspect, et éventuellement de certaines zones côtières, le phénomène de mise en terrasse d'une plaine alluviale est la conséquence d'un changement de climat. En outre, dans les régions tropicales humides, les nappes alluviales peuvent être associées à deux milieux diamétralement opposés, relativement sec ou humide (DE PLOEY, 1969; ALEXANDRE-PYRE, 1971; ALEXANDRE & STREEL-POTELLE, 1979), les phases d'érosion étant dévolues à des climats intermédiaires, proche du climat actuel.

a. Les nappes alluviales de phase humide.

Elles constituent la plupart du temps la partie supérieure du complexe alluvial que l'on désigne sous le terme de "gravier sous berge", ce gravier étant, en fait, soit un cailloutis résiduel qui a accompagné la rivière dans son érosion verticale (Katentania, ALEXANDRE-PYRE, 1971), soit des alluvions de phase sèche non entamées par l'érosion (deux nappes superposées dans le Luembe, VAN ZINDEREN BAKKER & CLARK, 1962). Le gravier sous berge peut aussi être absent, les éléments grossiers se faisant rares à l'endroit considéré (Lupembashi, ALEXANDRE & STREEL-POTELLE, 1979).

La nappe alluviale, quant à elle, est composée de sédiments fins, sable voire limon ou argile, de teinte blanche, grise ou noire, parce que riche en matière organique (tourbe, débris végétaux tels que feuilles ou brindilles, troncs d'arbre). En présence de fer, par exemple quelques gravillons latéritiques fortement décomposés, les taches de rouille apportent une note de couleur. Vers les versants, la fine stratification alluviale éventuelle disparaît, latéralement ou vers le haut, dans les colluvions sableuses ou limoneuses qui, elles, gardent leur couleur édaphique sauf vers la base où elles sont gleyifiées (par exemple, Katentania, ALEXANDRE-PYRE, 1971). Quelques rares galets bien roulés montrent que si le dépôt a tendance à être accumulatif, certaines marmites creusées dans des seuils rocheux sont encore fonctionnelles;

La plupart du temps, cette nappe alluviale de phase humide est réincisée par la rivière, quelquefois avec épigénie sur le bed-rock, dans de petites vallées étroites (Katentania). De toute façon, le cortège pollinique et les troncs fossiles apportent le témoignage d'un climat plus humide. Pour la Lupembashi, à titre d'exemple, la forêt-galerie et la forêt dense sèche à *Entendrophragma delevoiy* sont bien développées à côté de la forêt claire zambézienne à *Brachystegia* (MBENZA & ROCHE, 1984). La base des dépôts est datée de 6,8 ka B.P. (Lupembashi, ALEXANDRE & STREEL-POTELLE, 1971), 6,8 ka B.P. (Luembe, VAN ZINDEREN BAKKER & CLARK, 1968), 6,3 ka B.P. (?), (Bas-Zaïre, DE PLOEY, 1969).

Une oscillation vers l'aride a dû mettre fin à la mise en place de ces alluvions, oscillation qui s'est traduite dans la plaine de Lupembashi notamment, par l'édification de levées limoneuses peu élevées mais qui ont provoqué le déversement de la rivière sur ses propres alluvions et qui ne se produisent plus à l'heure actuelle. Ces levées seraient dues à une érosion accrue des sols et un affaiblissement du débit de la rivière (BOURGUIGNON *et al.*, 1960; ALEXANDRE & STREEL-POTELLE, 1979).

Les nappes alluviales de phase humide n'existent pas uniquement dans le fond des vallées. ALEXANDRE-PYRE (1971) en a observé une dont l'âge est supérieur à 35 ka B.P. dans une terrasse à quelque dix mètres au-dessus de la rivière Katentania. Toutefois, la conservation de tels dépôts en terrasse paraît exceptionnelle, les produits fins étant peu résistants à une érosion par le ruissellement surtout après dessiccation.

Par contre, dans des biefs en pente faible de la cuvette congolaise (affluents de la Ruki, PREUSS, 1990), il a été observé dans des nappes sableuses dont le sommet est légèrement supérieur au niveau des hautes eaux, des horizons spodiques indurés en alios épais de plusieurs mètres et dont le matériel organique se prête à la datation au C₁₄. Des horizons datant de 32-35 ka B.P. et 23-24 ka B.P. ont été retrouvés dans des endroits séparés. Les alios les plus anciens ont été trouvés dans des sédiments portés en terrasse dans la région de Brazzaville (SCHWARTZ *et al.*, 1985).

L'alios dont l'élaboration prend un certain temps, ne s'est plus formé dans les alluvions plus récentes. Il témoigne d'une forêt dense marécageuse, c'est-à-dire plus humide que l'actuelle. Les conditions de dépôts des alluvions évoquées plus haut sont également celles d'un milieu plus ou moins marécageux ou alors de débits plus importants que l'actuel. Ceci évoque le colmatage des petites vallées et l'association avec des levées naturelles dans des secteurs plus en amont qu'à l'heure actuelle.

b. les complexes alluviaux-colluviaux de phase sèche.

Ces nappes se présentent sous des aspects plus variés que les précédentes. A côté des faciès essentiellement caillouteux ou sableux, il existe des formes plus ou moins dégradées.

Les alluvions caillouteuses ont ordinairement un ébroué non hérité relativement faible (sauf le fleuve Congo à hauteur de Brazzaville, GIRESSÉ *et al.*, 1981), un classement très moyen, du moins à ce qu'il en paraît car ces caractéristiques ont été rarement mesurées. Des lentilles de granulométrie différente, quelquefois sableuse, des structures planaires peuvent se dessiner. Ce cailloutis est parfois associé à des poches

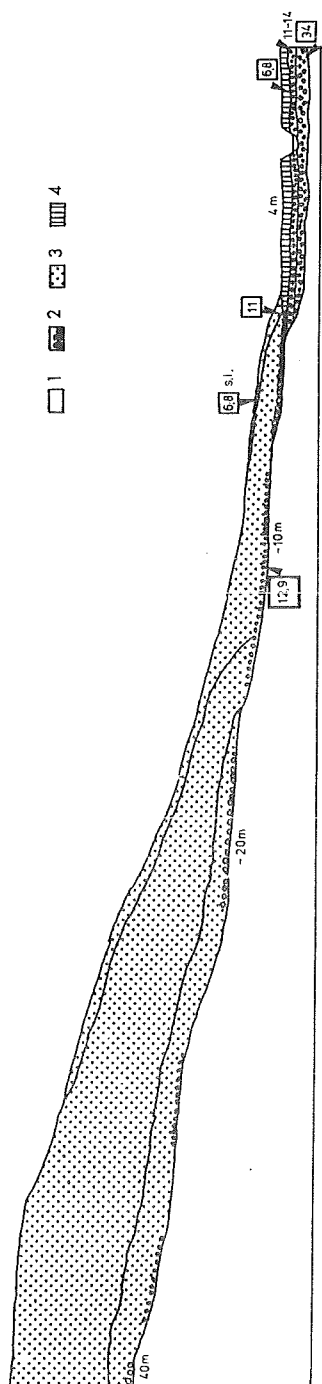


Fig. 3 : Les terrasses de la Luebe. Légende : 1. substratum; 2. graviers; 3. alluvions fines; 4. colluvions sableuses. Les datations sont en ka.

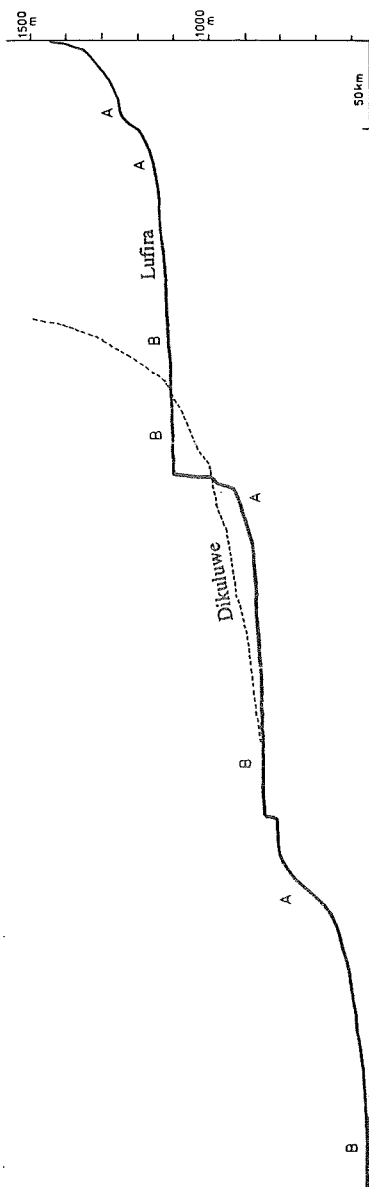


Fig. 4 : Profil en long de la Lufira et de l'un de ses affluents (Dikuluwe). Possibilité de terrasses en A, imbrication de nappes alluviales en B.

limoneuses chargées ou non de galets non jointifs (ALEXANDRE-PYRE, 1971; ALEXANDRE & STREEL-POTELLE, 1979). Ces alluvions grossières ont une épaisseur faible qui ne dépasse qu'exceptionnellement les deux mètres (terrasse du Zaïre à Kinshasa, DE PLOEY & VAN MOORSEL, 1963). Elles ont souvent été indurées a posteriori soit par la silice (DE PLOEY & VAN MOORSEL, 1963), soit par des oxydes de fer (ALEXANDRE & STREEL-POTELLE, 1979). Ce cailloutis est associé à des cônes de déjection qui se sont formés au débouché de petits affluents en pente forte (ALEXANDRE & ALEXANDRE-PYRE, 1961; DE PLOEY, 1965).

Les alluvions sableuses sont mieux classées et moins avares en structures sédimentaires, souvent soulignées par des gravillons ou des remplissages argileux. La rareté des structures ravinantes caractérise un dépôt accumulatif où différents bras ont pu coexister à des niveaux très proches (terrasse moyenne de la Katentania, ALEXANDRE-PYRE, 1971; nappe de sédiments anciens au niveau de la rivière, PREUSS, 1990).

Lorsque les alluvions sableuses sont proches d'un versant (Katentania), elles sont recouvertes, en continuité de sédimentation, par des colluvions moins bien classées avec quelques lignes d'éléments grossiers qui évoquent un processus de ruissellement. Ces colluvions dont on s'attendrait à ce qu'elles aient conservé la couleur vive des sols dont elles proviennent, sont étonnamment ternes, grisâtres, vraisemblablement victimes d'un lessivage postérieur attesté par le niveau d'illuviation dans la partie supérieure des alluvions. Le paléosol responsable de ce lessivage a lui-même été tronqué et recouvert par de nouveaux apports qui sont eux-mêmes l'objet d'une nouvelle pédogenèse (ALEXANDRE-PYRE, 1971).

Les alluvions caillouteuses sont les seules à avoir résisté à l'érosion prolongée. Dans les terrasses supérieures, il convient d'être circonspect quant aux dépôts fins qui les recouvrent. Bien souvent, le cailloutis a été intégré dans une stone-line (VAN ZINDEREN BAKKER & CLARK, 1962, Fig. 3; DIBANGA & ALEXANDRE, 1994). Sur les niveaux inférieurs, les limons de couverture originels ont été conservés. Leur couleur vive est celle des sols érodés; quelquefois ils sont légèrement gleyifiés à la base (ALEXANDRE & STREEL-POTELLE, 1979). Les sables de couverture présentent aussi des couleurs claires ocre ou rouges (GIRESSÉ *et al.*, 1981), mais ils sont plus sensibles à un lessivage (épisodique ?) tels, les sables "proluviaux" de la plaine de Kinshasa qui viennent couronner la terrasse de Kalina (DE PLOEY, 1963).

On a peu de traces du comportement de la rivière pendant la mise en place de ces dépôts venus des versants. A quelques exceptions près (Sanaga, Cameroun, KUETE, 1990), il faut atteindre des latitudes plus méridionales (16°S, Kafue, Zambie), pour

retrouver systématiquement les lentilles de galets à différents niveaux dans une masse limoneuse qui témoignent d'une activité diminuée de la rivière (ALEXANDRE-PYRE & SERET, 1969).

Les sédiments qui ont occupé les fonds de vallée pendant une phase sèche sont moins riches en éléments datables que ceux de phase humide. A l'exception des alluvions de la cuvette congolaise (affluents de la Ruki, PREUSS, 1990), les datations sont associées à des gisements préhistoriques dont les industries constituent ainsi des repères très précieux et, au demeurant, assez fréquents.

La dernière nappe alluviale de phase sèche est datée dans les affluents de la Ruki : de 17,7 et 19 ka B.P. Selon PREUSS (1990) la sédimentation aurait suivi de peu l'érosion. Dans la vallée de la Luembe, la nappe qui occupe encore le fond de la vallée comporterait deux parties bien nettes séparées par un niveau induré par des sels de fer. Le sommet de la partie supérieure daterait de 14 ka B.P. tandis que la partie inférieure serait plus ancienne que 34 ka B.P. (VAN ZINDEREN BAKKER & CLARK, 1962). Les sables proluviaux de la plaine de Kinshasa, souvent épais de plus de 10 mètres se sont déposés dans un intervalle de temps défini par le Lupembien ancien (>30 ka B.P.) et le Tshitolien hâtif (6 ka B.P.).

Toutes les analyses polliniques qui ont pu être réalisées à partir des alluvions et des colluvions indiquent un climat plus aride et plus froid que l'actuel: la forêt dense fait place à une savane arborée avec des dépressions marécageuses et des forêts-galeries (PREUSS, 1990), la forêt claire à *Brachystegia* régresse devant une savane à *Acacia* et *Protea* (MBENZA & ROCHE, 1984), les arbres et les arbustes disparaissent pratiquement sur les hauts plateaux herbeux (ALEXANDRE-PYRE, 1971). *Podocarpus* fait son apparition sous 1500 m et, à la Luembe, la forêt claire est remplacée par une forêt d'altitude (VAN ZINDEREN BAKKER & CLARK, 1962). Certaines phases, sinon toutes les phases sèches auraient donc une nuance froide. Les colluvions fines se seraient mises en place pendant une phase plus aride que les alluvions grossières sous-jacentes (MBENZA & ROCHE, 1984).

La reprise en considération des datations assorties des interprétations palynologiques de la séquence sédimentaire des Kalambo Falls, presque ininterrompue entre 55 et 25 ka B.P. (CLARK & VAN ZINDEREN BAKKER, 1964; CLARK, 1969) devrait apporter une lumière nouvelle sur la subdivision éventuelle de la dernière phase sèche et sur l'existence d'une phase sèche antérieure.

La présence dans les fonds de vallées de deux complexes sédimentaires récents, rapportés l'un à un climat plus humide, l'autre à un climat plus sec que l'actuel ainsi que l'existence de tels complexes à des niveaux supérieurs, montre la capacité des rivières de

réagir à des oscillations climatiques. Avec deux oscillations au cours des derniers cent mille ans, on pourrait s'attendre à compter plus de terrasses que les trois ou quatre, voire cinq (Haute Kalumengongo, MORTELMANS, 1950), signalées dans différentes régions depuis le niveau présumé fini-tertiaire.

Les origines de ce nombre restreint sont multiples:

- a) dans les biefs tranquilles en amont des seuils rocheux (Fig. 4), érosion et déposition des nappes alluviales se produisent au même niveau (Lufira, VAN WAMBEKE & VAN OOSTEN, 1956; Ruki, PREUSS, 1990);
- b) l'érosion verticale n'est efficace que dans les secteurs amont où l'enfoncement des rivières est limité (vis-à-vis du secteur aval, comme c'est le cas dans le monde extratropical) (Fig. 4);
- c) la plus grande partie des sédiments est de granulométrie fine et n'a pu résister, avec le temps, aux assauts répétés de l'érosion;
- d) les sédiments grossiers sont relativement rares dans les zones tropicales humides et, dans les niveaux supérieurs, ont été intégrés dans la stone-line;
- e) enfin, en prenant en compte la position de l'avant-dernière terrasse de phase sèche (caractérisée par une industrie sangoenne) dans le profil de la vallée quaternaire, un enfoncement accéléré de la rivière pourrait s'être produit et être l'effet d'une autocatalyse, le Tertiaire étant dominé par un modelé d'aplanissements.

Il y a donc peu d'espoir que les dépôts de vallée apportent des témoignages précis sur les variations climatiques d'une période antérieure à la fin de Pléistocène. Les deux dernières oscillations ont, par contre, laissé des marques dans le paysage et ce sont les masses sableuses qui, paradoxalement, les ont le mieux conservées (Congo à Kinshasa et Brazzaville, DE PLOEY, 1969; GIRESSSE *et al.*, 1981; cuvette près de Mbandaka, PREUSS, 1990 et les hauts plateaux du Katanga, ALEXANDRE-PYRE, 1971)

Les raisons des légères distorsions régionales et des précisions sur certains épisodes de détail à inscrire dans le cadre des grandes oscillations pourraient être attendues dans un futur pas trop éloigné.

MORPHOLOGIE DES VERSANTS

Les versants qui s'intègrent dans une morphologie régie par les rivières, ont gardé de nombreuses traces de paléoclimats. Si ces traces dénoncent souvent un morphoclimat déterminé, elles sont, par contre, rarement datées avec précision.

La stone-line.

La stone-line est le seul parmi les phénomènes qui ont affecté les versants, à avoir été soumise à des essais de datation précise.

Pour la plupart des stone-lines, il existe à présent un consensus quant aux processus qui ont donné naissance à la plupart, processus qui impliquent une oscillation climatique. En effet, en un même lieu, se sont produits successivement une importante érosion des sols par un ruissellement aréolaire, abandonnant en surface un dallage grossier (sous climat sec) et la mise en place par ce même ruissellement d'une couverture de particules fines apparentées au substrat altéré, la végétation basse étant devenue plus dense et les termites ayant recommencé leur travail d'extraction de produits meubles comportant un minimum d'argile (STOOPS, 1967; ALEXANDRE & SOYER, 1981; LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1990). La datation se fonde d'une part sur les industries préhistoriques au-dessus de la couche de cailloux et d'autre part, sur le cortège pollinique contenu dans la couverture, parfois assorti de matériel datable au C_{14} . Les artefacts appartiennent selon les lieux au Sangoen (Stanley-Pool I, ou même Middle-stone Age, selon les classifications) (Congo, LANFRANCHI & SCHWARTZ, 1990b; Cameroun, ORI *et al.*, 1984), au Lupembien ancien (base du M.S.A. selon une autre classification) (Kinshasa, DE PLOEY & VAN MOORSEL, 1963) ou encore au Tshitolién (Luembe, VAN ZINDEREN BAKKER & CLARK, 1962; STOOPS, 1990). En fait, il n'est pas impossible que chacune des phases sèches ainsi reconnues (Makalien, Leopoldvillien, et Kibangien B) ait permis la dénudation partielle d'un même dallage préexistant, laissant aux hommes le loisir d'y abandonner le produit de leurs différentes industries. Cette solution est suggérée par DE PLOEY (1969) et confortée par ROCHE qui a pu faire dater la base de la couverture soit de 6 ka B.P. (Kamoa), soit de 2 ka B.P. (Luilu). Il va sans dire que le phénomène a pu se produire également avant la fin du Pléistocène.

Les termitières géantes sont associées aux terrains de couverture de la stone-line (notamment, ALONI, 1978). Leurs aires de répartition sont d'ailleurs peu différentes, centrées sur la zone de forêt claire et de savane boisée. Une partie au moins des termitières sont relativement anciennes. Certaines aujourd'hui inactives en forêt dense, la base d'autres ennoyées sous des alluvions argileuses dans un dembo du Shaba (Kisungu, STREEL, communication orale) sont antérieures à la dernière phase humide qui a dû débuter après 12 ka B.P. Le maximum de vitesse de la sédimentation dans l'éventail deltaïque sous-marin du Congo qui s'est produit entre 11,2 et 10,3 ka B.P. (160 cm/1000 ans contre 35 cm/1000 ans entre 10,3 et 8,4 ka B.P.) pourrait être la signature d'une nouvelle expansion de l'activité des termites avant la stabilisation des sols sous un climat plus humide.

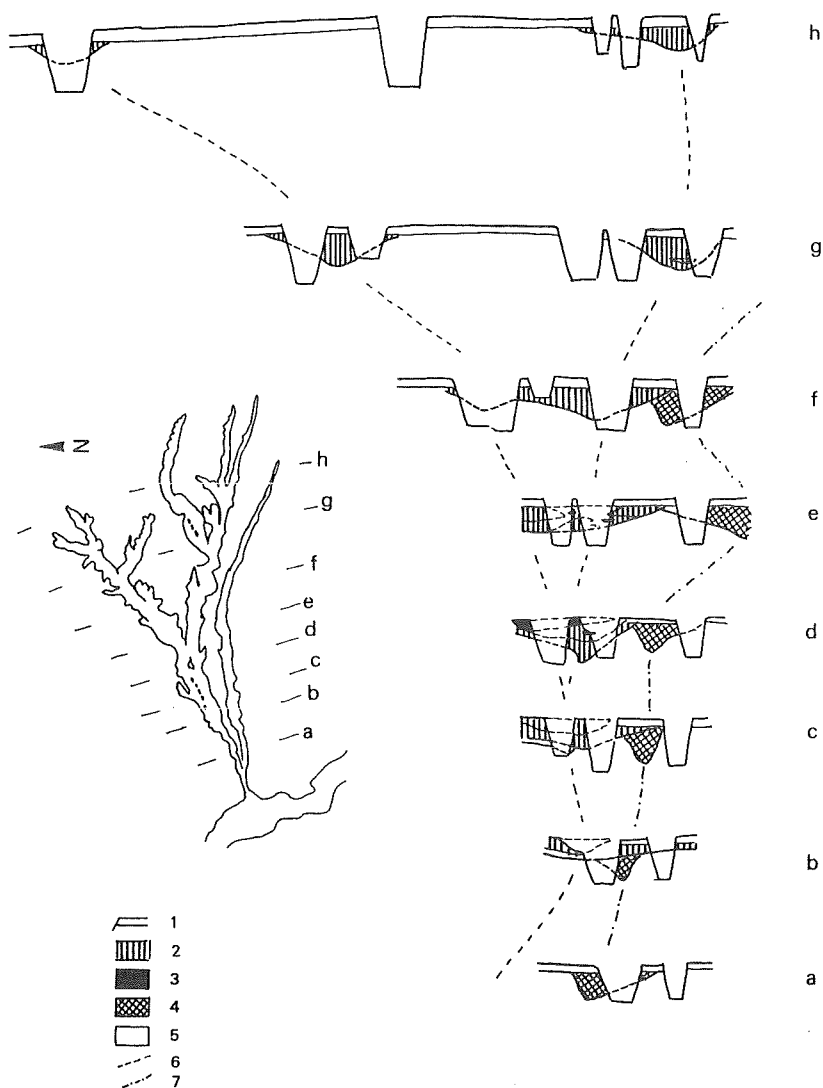


Fig. 5 : Les ravins remblayés du plateau des Bianco. Légende : 1. horizon humifère; remblaiement de phase humide : 2. blanc, beige ou brun clair; 3. noir; 4. remblaiement de phase sèche : ocre ou rouge; 5. sables colluviaux encaissants; correspondance d'une coupe à l'autre : 6. des ravins à remblaiement de phase humide; 7. de phase sèche.

Le creusement de ravins et leur comblement.

Bien que, en milieu sableux, l'érosion ravinante par concentration du ruissellement se fasse aisément, comme le démontre l'érosion anthropique dans les villes de Kinshasa et Brazzaville, il semble que dans ce substrat comme dans les altérites argileuses, l'érosion verticale ne se soit produite que sous l'effet d'un débit soutenu, alimenté par des sources. Le creusement a donc été effectué sous un climat plus humide que celui de la période actuelle qui, par ailleurs, n'est responsable d'aucun ravinement naturel à l'exception de ceux qui accompagnent momentanément les glissements de terrain (zone des cirques du Congo (SAUTTER, 1951) et du Kasai, entre autres).

Ces ravins creusés par une eau de source suffisamment abondante, ont tous été comblés dans la suite puis éventuellement réincisés. Comme les nappes alluviales, les dépôts de remblaiement dans les sables appartiennent à deux types très différents (Biano, ALEXANDRE-PYRE, 1971, Fig. 5). Jusqu'à leur niveau supérieur de faciès marécageux sombre et sans structure, les sédiments de phase humide sont de teinte claire, blanche ou grisâtre avec une fine stratification, quelques fois soulignée par de la matière organique. La saturation en eau a inhibé toute bioturbation et le remblaiement semble contrôlé par une accumulation dans la rivière principale, préalable pour une partie de telle façon que le dépôt a succédé sans discontinuer à l'érosion.

Le comblement de phase sèche, par contre, est de structure massive et de couleur vive, ocre ou rouge. Le dépôt s'est donc effectué pendant une phase sèche alors que le creusement s'était produit avec un débit soutenu. En effet, le profil en travers asymétrique (tendance à la méandration) se démarque du profil en U des ravins actuels (anthropiques), conditionnés par un ruissellement chargé.

Les ravins creusés dans les altérites argileuses ont été remblayés par une brèche à matrice limoneuse surmontée par un limon peu caillouteux et ont ensuite été évidés (Luafi, MBENZA *et al.*, 1991). Une brèche de même type a été signalée dans la région de Kinshasa par DE PLOEY (1969) et également attribuée à une période sèche, en l'occurrence le Léopoldvillien. La reprise d'érosion qui s'est ensuivie pourrait être le fruit d'une phase humide ultérieure. La forêt dense sèche qui colonise certains de ces ravins étroits pourrait dans ce cas être une forêt relique, préservée en cet endroit par un microclimat.

Les nappes d'épandage et les glacis d'érosion.

En site de piémont, l'action d'un écoulement en nappe peut être responsable, selon les cas, d'un glacis d'accumulation ou d'érosion. Si les apports sont suffisamment grossiers et le substrat peu résistant aux sollicitations mécaniques, l'aplanissement prédominera et l'épandage, dans le cas contraire. Quoi qu'il en soit, l'apparition de l'une et l'autre formes est liée à une phase de climat sec. Les sables "proluviaux" (DE PLOEY, 1963) et les glacis d'épandage du Cameroun (KUETE, 1986) peuvent être synchrones de certains glacis d'érosion. Les glacis d'érosion signalés au pied du plateau des Biano par ALEXANDRE-PYRE (1967) n'ont conservé que quelques éléments de leur couverture sous l'effet conjugué de l'altération chimique (phase humide) et d'une érosion aréolaire (phase sèche). La plus récente de ces surfaces paraît être plus ancienne que les sables proluviaux de la plaine de Kinshasa.

Les observations faites sur les versants permettent une interprétation qui vient corroborer l'alternance de phases climatiques sèches et humides déduites de l'observation des terrasses et des nappes alluviales de fond des vallées. Dans certains cas, la distinction entre les effets d'une phase très humide ou d'une phase de climat transitoire (proche de l'actuel) n'est pas des plus aisées. Plus de datations et plus d'analyses polliniques sont attendues dans un domaine où une première approche a été faite par le biais d'une identification des processus responsables.

MORPHOLOGIE KARSTIQUE

Bien que, sur le territoire du Zaïre et du Congo, de nombreuses grottes aient été signalées et étudiées quant à leur morphologie, seules les grottes du mont Hoyo (Matupi, Kalambi) ont jusqu'à présent, apporté des précisions sur le cadre climatique dans lequel s'est déroulée leur évolution dans les conditions vadoses qui ont succédé à une phase phréatique (BROOK *et al.*, 1990 a et b; MICHEL, 1991).

Le mont Hoyo est situé au NE de la cuvette du Zaïre, non loin du lac Albert (Mobutu), dans le Rift occidental, dans une savane à *Tremeda*, à 15 km de la limite de la forêt dense sempervirente. Les précipitations sont estimées à 1700 mm et l'altitude de la grotte est de 1100 m à 350 m sous le sommet.

Pour reconstituer l'environnement existant au moment où se déposaient les sédiments détritiques et les différents types de concrétions carbonatées, différentes analyses ont été menées: sédimentologiques et minéralogiques (MICHEL, 1991),

micropaléontologiques (pollens et spores) (BROOK, 1990; MICHEL, 1991). Des datations ont été effectuées à l'aide du ^{14}C (dans un milieu peu poreux donc peu pollué) et du rapport $^{230}\text{Th} / ^{284}\text{U}$. Contrairement à ce qui se produit dans le Kalahari (HEINE, 1992), aucune discordance n'a été constatée entre les résultats des deux méthodes (MICHEL, 1991).

Les silts qui sont présents dans la plupart des dépôts de fond de galeries proviennent de l'érosion de sols élaborés antérieurement sous un climat humide (présence de kaolinite bien cristallisée). L'érosion s'est produite au cours d'une transition vers des conditions plus arides, d'un milieu boisé vers un paysage ouvert (58 % de grains proviennent soit de graminées (38 %) soit de plantes appartenant à une association avec des Acacias).

Un cailloutis peu recouvrir ces silts. Contrairement à une opinion autrefois admise, il n'est pas le signe de puissants débits alimentés par des précipitations abondantes (FLINT, 1959). En effet, outre le fait que les silts n'ont pas été érodés, la matrice fine du cailloutis comprend des illites et des smectites à côté de faibles quantités de kaolinite mal cristallisée. La cimentation carbonatée du sommet du cailloutis contient un peu de gypse. Une telle minéralogie s'accommode d'un milieu plus sec (69 % de graminées dans le cortège pollinique). La présence d'espèces afro-montagnardes rappelle que le climat était aussi plus frais.

À côté de ces dépôts détritiques formés dans un espace de temps peut-être assez court dans une dynamique rhexistasique, les concrétions carbonatées, de nature plutôt biostasique, mettent un temps relativement long pour se former. En se fondant sur des datations dans des séries de strates ininterrompues, il a pu être établi qu'une stalagmite de 77 cm à la base a dû mettre quelque trente mille ans pour s'édifier (BROOK *et al.*, 1990a), et ceci compte non tenu des hiatus voire des redissolutions qui ont pu se produire. Il n'est dès lors pas surprenant que le cortège pollinique inclus dans le spéléothème évoque tantôt une végétation de savane ou de transition vers celle-ci (BROOK *et al.*, 1990a), tantôt une végétation de forêt dense (MICHEL, 1991). Dans une même phase climatique sèche, une stalagmite peut continuer à se construire tandis que des limons se déposent dans les galeries (BROOK *et al.*, 1990a). Un plancher est toutefois toujours superposé, au moment de sa formation, à un cailloutis ou à un silt et ce sont ces planchers précisément qui se mettent en place dans des conditions climatiques humides (attestées par l'analyse palynologique).

L'érosion des spéléothèmes ne peut se concevoir que dans des conditions encore plus humides, soit que l'eau de percolation soit très agressive (abondance de CO_2), soit

que l'eau des rivières souterraines achève mécaniquement ce que la dissolution avait commencé (MICHEL, 1991). Le premier processus affecte principalement les stalagmites, le second, tout ce qui se présente à son niveau: stalagmites, planchers, sédiments détritiques. Des restes de planchers peuvent ainsi se présenter à plusieurs niveaux, séparés par des cavités aujourd'hui vides des cailloutis et des limons qu'elles contenaient. Dans une stratigraphie, il faut donc écarter ceux-ci parce que trop fragiles et d'ailleurs difficilement datables et ne retenir que les concrétions carbonatées.

En ne datant que des planchers, MICHEL (1991) a pu établir une succession de périodes humides dans les trente derniers millénaires : 2,14-2,31 ka B.P., 6,25 ka B.P., 28,7 ka B.P. qui correspondent en fait aux résultats des palynologues qui ont travaillé dans la région (ROCHE, 1991). Pour des périodes plus reculées, les concrétions carbonatées sont pleines de promesses : des datations de 40,1 et 50,3 ka B.P. (BROOK *et al.*, 1990a), 115 et 164 ka B.P. (MICHEL). Ces derniers échantillons ont été prélevés dans des stalagmites, qui contiennent malheureusement de moins en moins de microfossiles.

A la condition de se fixer une méthodologie de prélèvement qui tienne compte des types de concrétions et de leur site, les phénomènes karstiques pourront livrer le témoignage de paléoclimats relativement anciens.

MORPHOLOGIE EOLIENNE

Des régions qui reçoivent actuellement entre 1000 et 1400 mm de précipitations annuelles portent des traces patentes d'une activité éolienne ancienne. Les zones affectées appartiennent surtout à la marge septentrionale de l'aire couverte par les sables de Kalahari (Angola, Zambie, Zaïre), mais il s'en trouve également sur les grès du Secondaire dans la cuvette du Zaïre .

Les formes de terrain signalées appartiennent à différents types :

- a) des dunes linéaires parallèles à la direction du vent (ALEXANDRE-PYRE, 1971; DE DAPPER, 1981; LANCASTER, 1981; THOMAS, 1983; LADMIRANT & ROCHE, 1988);
- b) des dunes en tas qui se substituent aux dunes longitudinales sur le versant au vent de vallées à peine ébauchées (ALEXANDRE-PYRE, 1971; Fig. 6);
- c) des dunes transversales, légèrement obliques par rapport à la normale aux dunes précédentes et les chevauchant parfois (DE DAPPER, 1981).
- d) des dépressions subcirculaires, isolées, situées fréquemment à peu de distance d'une tête de vallée (DE PLOEY, 1963; DE DAPPER, 1981).



Fig. 6 : Traces de dunes longitudinales sur le plateau des Bianco. Les différences de teneur en eau font apparaître ces dunes sur les photos aériennes verticales beaucoup mieux que leur hauteur observée sur le terrain. Influence des dunes sur la direction du cours supérieur des vallons.

En outre, associés aux dunes longitudinales, des blocs erratiques de grès ont leur partie supérieure taillée en facettes limitées par des arêtes du type des Dreikanter et recouverte d'un vernis brillant de silice (ALEXANDRE-PYRE, 1971).

Les dunes longitudinales observées au Shaba (10-11°S, 1200-1400 mm de précipitations actuelles), pourraient appartenir à un grand ensemble qui couvre par parties la Zambie, l'Angola, le Zimbabwe, et le Botswana (de 22 à 13° S, plus de 600 mm de précipitations), et constitue le groupe A des dunes septentrionales distinguées par LANCASTER (1981) ou les *northern dunes system* de THOMAS (1983). Elles présentent en effet la même orientation ESE-WNW, mais leurs dimensions sont moindres. Si leur longueur peut être de quelques kilomètres, l'intervalle entre deux formes voisines, dans les champs les mieux développés, est de 350 m alors que plus au sud, il est en moyenne de l'ordre de deux kilomètres (THOMAS, 1983). Les hauteurs, qui traduisent leur état de conservation, sont très faibles, de l'ordre du mètre, à peine visibles sur le terrain alors qu'elles sont en moyenne de 20 mètres dans une coupe à 50 km au sud-ouest des Victoria Falls (mesures effectuées par THOMAS, 1983).

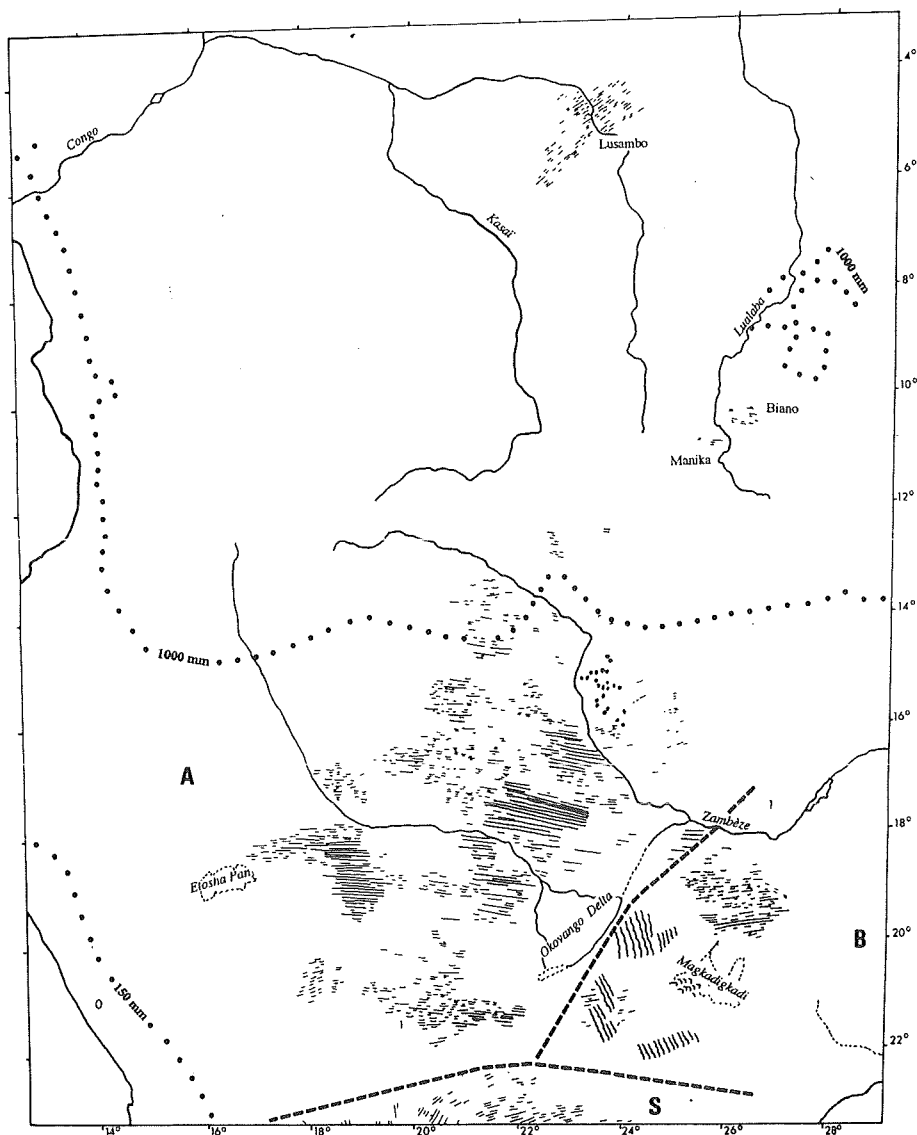


Fig. 7 : Champs de dunes mortes observés en Afrique entre 23° et 4°S. Légende : 1. dunes longitudinales; 2. dunes transversales; 3. barchanes; 4. dépressions subcirculaires.

Comparées au groupe de dunes méridionales (23-28° S), situées aux confins de la Namibie et de l'Union Sud-Africaine et considéré unanimement comme datant de la dernière période froide, les dunes septentrionales de la Zambie et du Nord du Botswana donnent elles-mêmes des signes manifestes d'antériorité:

- a. des formes nettement moins fraîches;
- b. des directions s'organisant autour d'un anticyclone centré sur le continent sud-africain, type de circulation qui ne s'est plus produit, le modelé éolien de la dernière période aride étant sous la dépendance de deux anticyclones puissants situés l'un sur l'Atlantique et l'autre sur l'Océan Indien;
- c. des paléosols rubéfiés (2.5 YR à 5 YR) qui ont été éliminés par les remaniements ultérieurs dans le sud (sols de couleur plus brune, 7.5 YR à 10 YR).
- d. un ennoyage partiel sous des dépôts plus jeunes, fluviaux ou lacustres, ou une érosion à partir d'axes hydrographiques importants (Zambèze, Cuando, Gwaai R.).

Avec leur taille réduite et surtout leur hauteur à peine perceptible, les dunes du Shaba sont confinées à la surface des hauts plateaux (Manika, Bianco, Kundelungu) couverts d'une pellicule de sable autochtone (Kalahari) de l'ordre de 15 m. L'épaisseur est parfois réduite à 1 ou 2 m (DE DAPPER, 1981), cette pellicule étant vraisemblablement due, dans ce cas, à des apports éoliens à partir de placages voisins. La surface sommitale est couverte de niveaux cuirassés dont le plus récent est couvert d'une cuticule brun foncé à crevasses de dessiccation. Ce dernier niveau cuirassé semble marquer un grand tournant dans l'histoire géomorphologique de la région et est considéré comme datant de la fin du Tertiaire (ALEXANDRE & ALEXANDRE-PYRE, 1991).

Le fait que les vestiges de dunes aient pu subsister jusqu'à nos jours , tend à faire considérer ces dunes comme assez récentes (DRESCH, communication orale; DE DAPPER, 1981). leur confinement aux plus hautes surfaces, la direction imposée aux têtes de vallée et leur troncature par le recul des versants du plateau (DE DAPPER, 1981; Fig. 8) sont des éléments plutôt favorables à une origine ancienne, éventuellement tertiaire. En outre, les sables qui se sont répandus sur les replats inférieurs, n'ont pas été affectés par le modelé éolien. Par contre, dans la zone affectée par la faille du Kamalondo, la surface fini-tertiaire a été fragmentée et certaines parties forment des marches d'escalier en contrebas du plateau (Fig. 8).

Tertiaires ou quaternaires, les dunes linéaires du Shaba permettraient de résoudre un problème de poids. Les oscillations climatiques quaternaires ont-elles permis une réduction des précipitations annuelles locales de plus de 1200 mm à 150 mm, minimum requis pour déclencher ce type d'action éolienne en milieu continental (GROVE & WARREN, 1968)? L'analyse par thermo-luminescence apportera une solution partielle à cette question (limite 1000 ka B.P.).

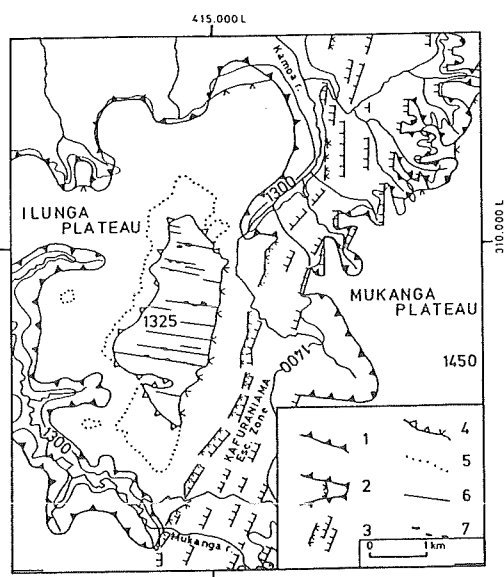


Fig. 8 : Replat avec couverture de sable présentant des vestiges de dunes longitudinales. Ce replat s'inscrit dans un escalier de faille. 1. rebord du plateau; 2. épaulement marginal; 3. escarpement; 4. limite interne (concave) et externe (convexe) du replat; 5. extension probable des sables; 6. vestige de dunes longitudinales; 7. élargissement des dépressions inter-dunes. (DE DAPPER, 1981)

Quant aux dunes longitudinales uniquement perceptibles sur images Landsat dans la région de Lusambo (4-5° S, 1800 mm), orientées ENE-WSW, séparées en moyenne de quelques 3,5 km, alimentées par les grès altérés du Secondaire, et fortement disséquées par l'érosion de petites rivières (LADMIRANT & ROCHE, 1988), elles doivent être très anciennes, plus anciennes que le Quaternaire.

Une partie des dépressions subcirculaires forment des blow-out et sont attribuées à la déflation éolienne qui peut se produire dans des conditions de sécheresse moins rigoureuses, avec des précipitations de l'ordre de 300 mm qui pourraient avoir été atteintes au cours du Quaternaire. Une autre partie, surtout en bordure des plateaux, est due à la suffosion et cadre plutôt avec un milieu plus humide. Sur le plateau des Kundelungu notamment, des cônes de suffosion, à une altitude inférieure témoignent de l'efficacité de ce processus (SOYER, 1978).

MORPHOLOGIE COTIERE

La côte atlantique de l'Afrique Centrale a été affectée de mouvements épirogéniques en sens opposés : positifs en Angola et probablement négatifs au Congo (GIRESE, 1975). Au nord d'une zone charnière que constitue approximativement l'embouchure du Zaïre, traces de rivage et dépôts côtiers sont donc fossilisés. Toutefois, à la différence des zones marginales des lacs, les sondages sont beaucoup plus nombreux et riches en enseignement.

Depuis plus de vingt ans, P. GIRESE sonde dépôts côtiers et sédiments de la plate-forme continentale tout en y intéressant une série de chercheurs. C'est donc sur ses travaux et ceux de son équipe que le présent aperçu est fondé.

Par le mécanisme du glacio-eustatisme, les oscillations climatiques sont converties en cycles transgression-régression. Les premières correspondent avec un léger décalage aux phases chaudes et humides. La coupe de l'estuaire de Kouilou (MALOUNGUILA-NGANGA *et al.*, 1990) résume une bonne partie de l'histoire géologique de la zone côtière (Fig. 9).

Au maximum de la transgression médio-würmienne (inchirienne) la mer est remontée jusqu'à un niveau situé actuellement vers 30 - 40 m de profondeur (entre + 2 et + 20 m entre Lobito et Moçamedes). Vers le large, se déposent des vases aujourd'hui compactées contenant des foraminifères caractéristiques de plus grandes profondeurs (GIRESE, 1975). Vers l'intérieur, des chenaux tapissés de sables remaniés de la série des Cirques recueillent des argiles noires organiques assorties de tourbe de mangrove qui livrent des pollens de palétuvier et de forêt ombrophile.

Vers 24,6 ka B.P., la régression ogolienne est en cours. Dans les chenaux se déposent à présent des sables, quelquefois en continuité de sédimentation avec les argiles noires. Selon CARATINI et GIRESE (1979), le rivage pourrait s'être retiré jusqu'au niveau de -120 m vers 18 ka B.P. car on observe à cette profondeur des pelotes fécales oxydées qui, à l'époque, étaient proches de la zone de déferlement. C'est à cette époque qu'appartiendraient les rides de sable ocre observées près de Pointe-Noire (qui seraient des dunes côtières), les dépôts lagunaires avec gypse (aujourd'hui recouverts sur la plate-forme continentale) (CARATINI & GIRESE, 1979) et peut-être le large chenal aujourd'hui remblayé dans l'estuaire du Kouilou. Un analyse pollinique dans des vases bathyales montre l'absence de mangroves à cette époque et un développement des graminées et des cypéracées aux dépens des essences de la forêt (CARATINI & GIRESE, 1979).

NW

SE

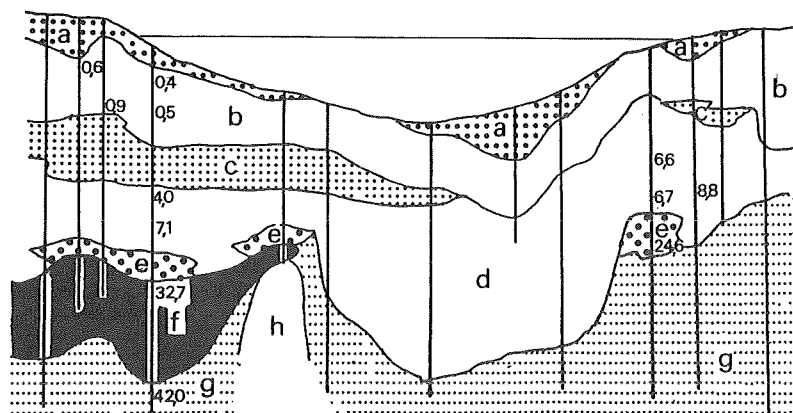


Fig. 9 : Coupe en travers de l'estuaire du Kouilou. Légende : a. alluvions récentes; b. et d. dépôts fluvio-marins de la transgression holocène; c. sables alluviaux grossiers; e. sables alluviaux de la dernière régression; f. argiles noires organiques de la transgression "inchirienne"; g. sable de la série des Cirques, souvent remaniés; h. Crétacé (D'après MALOUNGUILA-NGANGA *et al.*, 1990). L'emplacement des sondages est marqué sur la figure. Les datations sont exprimées en ka.

Dès avant 8,8 ka B.P., le niveau de la mer remonte jusqu'à atteindre son niveau actuel vers 5 ka B.P. (GIRESSE & KOUYOUMONTZAKIS, 1990). Des sédiments sablo-vaseux colmatent l'estuaire du Kouilou. De nombreux témoignages palynologiques (carotte au large du Congo, tourbe de mangrove à -20 m à Pointe-Noire, CARATINI & GIRESSE, 1979; alios dans la plaine littorale près de Pointe Noire, ELENGA *et al.*, 1992) témoignent du développement sur le continent des mangroves et des forêts ombrophiles concomitant d'un retrait partiel des graminées (disparues vers 5 ka B.P.).

De légères oscillations (-1 m, entre 4 et 3 ka B.P., +0.5 m entre 2 et 1,5 ka B.P.) sont responsables d'une certaine instabilité sédimentaire où des lentilles de sable grossier fluvatile alternent avec un alluvionnement fluvio-marin de sable vaseux. En Angola, des plages nouakchottiennes ont été décrites par SOARES DE CARVALHO à diverses altitudes (jusqu'à + 15 m) et datées entre 3 et 3,5 ka B.P. (in GIRESSE, 1975).

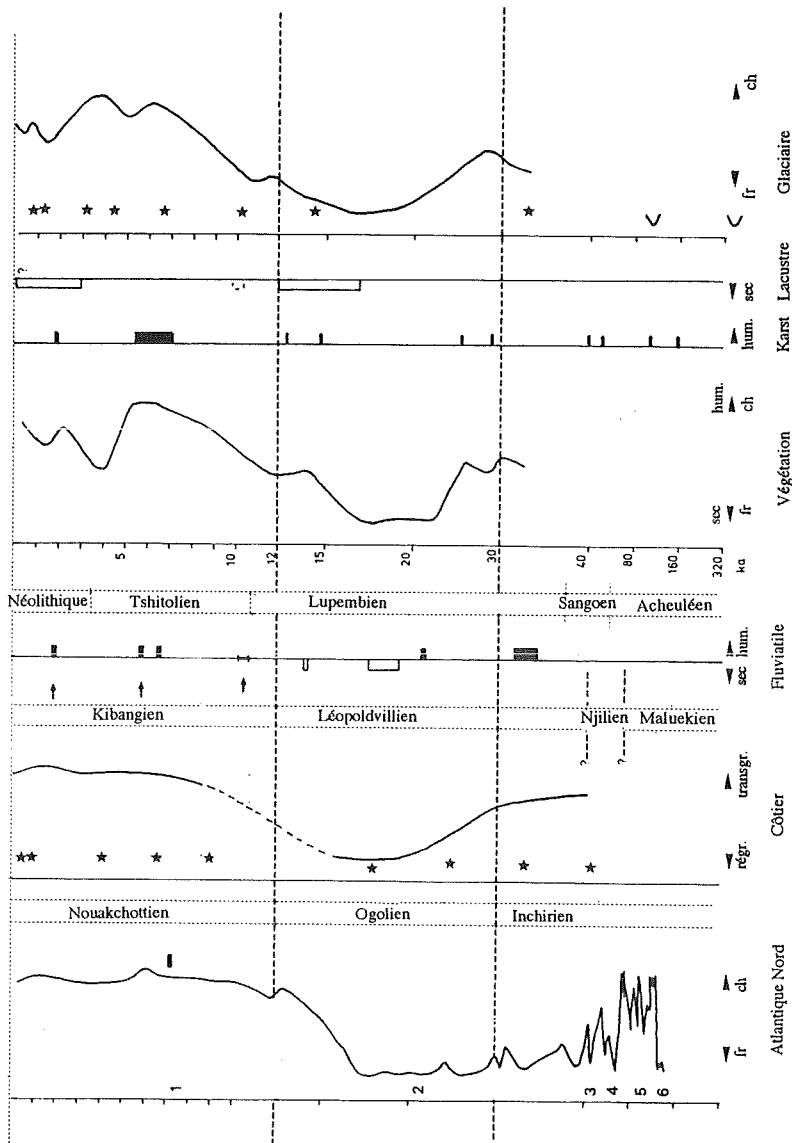


Fig. 10 : Synthèse des interprétations paléoclimatologiques des observations géomorphologiques effectuées en Afrique Centrale.

A. Atlantique Nord : stades isotopiques de Shackleton et Opatyke fondés sur l'analyse du $\delta^{18}O$ des foraminifères de la carotte V2a-82 (53°N, 22°W) (à titre de référence); B. Côte atlantique; C. Milieu fluviale (les informations fournies par les versants sont marquées d'une flèche); D. Analyse pollinique dans l'Est de l'Afrique Centrale (Rwanda, Burundi, d'après ROCHE, DIKWEMU & NTAGANDA, 1988); E. Milieu karstique; F. Grands lacs, essentiellement le lac Tanganyika, en trait interrompu : information fournie pour le lac Victoria; G. Milieu glaciaire (assorti des analyses palynologiques effectuées au Sacred Lake. Les datations sont indiquées à l'aide d'une étoile; lorsqu'il n'y a pas d'étoile, tous les phénomènes reportés dans les tableaux sont datés.

CONCLUSION

Au terme de cet inventaire, l'expérience peut être faite de restituer le paysage complet de l'Afrique Centrale lors d'une phase climatique déterminée, paysage qui serait composé de la réponse de chaque milieu géomorphologique au "forçage" climatique. De nombreuses lacunes subsistent néanmoins, réelles ou apparentes.

Les informations sur un épisode climatique livrées par un milieu géomorphologique déterminé sont, en fait, sous la dépendance d'un certain nombre d'éléments. En premier lieu, vient la capacité de chaque milieu de réagir à l'occurrence de cet épisode climatique et d'en conserver des preuves durables. Les moraines les plus élevées du mont Kenya sont le résultat de deux avancées glaciaires récentes mais aucune oscillation correspondante n'a laissé de traces dans les autres milieux géomorphologiques. En second lieu, seule l'existence d'un matériel propice à une datation peut attester de la survenance de l'épisode dans le milieu considéré : bon nombre de nappes alluviales de phase sèche ne sont datées que par les événements qui les encadrent et une grande imprécision subsiste quant aux limites dans le temps et à l'intérieur de ces limites quant au nombre d'épisodes de climat sec. Enfin, les techniques d'observation elles-mêmes présentent des limites dans leur utilisation spécifique : le développement de l'agriculture obscurcissant les cortèges polliniques et la difficulté de conserver les premiers décimètres des sondages effectués sous eau nous ont privés de certaines informations sur la période récente.

Le potentiel érosif et secondairement le pouvoir de dissimulation des différents milieux n'ont, de toute façon, laissé subsister que l'empreinte des trois dernières oscillations climatiques, encore que, en remontant dans le passé, cette empreinte devienne lacunaire et confinée aux seuls milieux glaciaire et karstique. En ce qui concerne la dernière oscillation, milieux karstique et fluvatile semblent être en phase, glaciers et régression marine sont concomitants, avec un léger retard vis-à-vis des phases sèches des premiers, le délai le plus important étant accusé par les grands lacs.

Par ailleurs, si, dans les grandes lignes, froid et sécheresse coïncident dans l'évolution climatique, certaines analyses palynologiques laissent apparaître (BONNEFILLE & RIOLLET, 1988) des nuances et certain épisode humide, par exemple, n'a pas été particulièrement chaud. Il s'ensuit que le bilan réel pourrait être influencé par des précipitations plus abondantes et qu'il n'est pas exclu qu'une des dernières avancées glaciaires ait eu, en tout ou en partie, une telle origine. Par contre, les températures inférieures qui accompagnent les périodes de sécheresse responsables de la baisse de niveau d'un grand lac, vont de concert avec d'autres éléments climatiques qui modèrent

l'évaporation et retardent la fermeture du lac. Pour des raisons inverses, la remontée des eaux est ralentie lorsqu'une phase humide s'installe à nouveau.

Quoi qu'il en soit, que de progrès accomplis dans la connaissance et dans les méthodes de la paléogéomorphologie climatique depuis le constat de FLINT (1959)! La condamnation des pluviaux de la première génération (BISHOP, 1967) a consacré un renouveau dans l'interprétation paléo-climatique du modelé fluvial (DE PLOEY, STOOPS, ALEXANDRE-PYRE) et de la sédimentation lacustre (KENDALL). Une seconde vague a débuté vers 1985. Elle s'intéresse à tous les milieux, utilise de nouvelles méthodes et envisage les problèmes dans un cadre pluridisciplinaire.

Les acquis sont nombreux :

- a) *Milieu glaciaire* : la concomitance avec les glaciations extratropicales est confirmée; les glaciations se produisent au cours de phases froides mais également sèches; des traces des trois glaciations ont été identifiées; des dépôts fluvio-glaciaires peuvent être repérés en piémont.
- b) *Milieu lacustre* : dans les grands lacs à exutoire, si les terrasses ne présentent que peu d'intérêt, les séries sédimentaires prélevées par sondage ont gardé la mémoire des variations négatives de la surface des eaux.
- c) *Milieu karstique* : les dalles et les stalagmites s'édifient principalement en climat modérément humide; dans ce milieu confiné, des concrétions datant de plus de 150 ka ont pu être conservées.
- d) *Milieu fluvial* : il existe deux types de nappe alluviale, caractéristiques l'un des phases sèches, l'autre des phases humides. La datation des alios montre l'emboîtement de nappes alluviales successives dans un même niveau, le long des biefs calmes de la cuvette du Zaïre.
- e) *Versants* : les phases sèches sont responsables à la fois, des glacis d'érosion, des épandages sédimentaires, du pavage résiduel de la stone-line et du remblaiement des ravins creusés pendant les périodes plus humides.
- f) *Milieu côtier* : en l'absence de terrasses marines, les sondages dans les sédiments proches du rivage multiplient les témoignages des mouvements de régression et de transgression.

En ce qui concerne les phénomènes éoliens, l'éventualité de leur occurrence en Afrique Centrale au cours du Quaternaire a été discutée sans toutefois recevoir de réponse définitive.

La densité des informations n'est toutefois pas également répartie ni leur qualité. La cuvette du Zaïre reste peu visitée. Certaines zones de modelé fluvial entre autres, souffrent de la pauvreté en datations absolues et en analyses palynologiques ou encore de n'avoir été étudiées que sous un seul angle déterminé. Dans le domaine qui nous occupe, le progrès passera nécessairement par une amélioration des techniques et par une approche multidisciplinaire.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE, J. & ALEXANDRE-PYRE, S., 1961. Les méandres encaissés dans une région intertropicale (Katanga méridional). *Publ. Univ. Etat Elisabethville*, 1, 181-189.
- ALEXANDRE, J. & STREEL-POTELLE, A., 1979. Les alluvions anciennes de la Lupembashi inférieure (Shaba, Zaïre) et l'évolution d'une plaine alluviale de région intertropicale à saison sèche pendant la fin du Quaternaire. *Geo-Eco-Trop*, 3, 3, 169-184.
- ALEXANDRE, J. & SOYER, J., 1989. Les stone-lines. Conclusions de la Journée d'études. In : ALEXANDRE, J. & SYMOENS, J.J. (Eds.) *Stone-lines. Journée d'études, Bruxelles, 24 mars 1987*. Ac. roy. Sci. Outre-mer, v.s. et *Geo-Eco-Trop* 11, 229-239.
- ALEXANDRE-PYRE, S., 1967. Les processus d'aplanissement de piémont dans les régions marginales du plateau des Bianco. *Publ. Univ. Officielle du Congo à Lubumbashi*, 16, 3-52.
- ALEXANDRE-PYRE, S., 1971. Le plateau des Bianco (Katanga). Géologie et géomorphologie. *Mém. Acad. roy. Sc. Outre-metr*, N.S., 18, 3, 151 p.
- ALEXANDRE-PYRE, S. & SERET, G., 1969. Etude comparative des dépôts de fond de vallée dans trois régions de la zone de savane. *Bull. Soc. belge Géol.*, 78, 1, 49-55.
- ALONI, K. 1978. Le rôle des termites dans la mise en place des sols de plateau dans le Shaba méridional. *Geo-Eco-Trop*, 2, 1, 81-93.
- BEADLE, L.C., 1981. *The inland waters of Tropical Africa*. London, 475 p.
- BONNEFILLE, R. & RIOLLET, G., 1988. The Kashiru pollen sequence (Burundi) paleoclimatic implications for the last 40.000 y. BP. in tropical Africa. *Quat Res.*, 30, 1, 19-35.
- BOURGUIGNON, P., STREEL, M. & CALEMBERT, J., 1960. *Prospection pédo-botanique des plaines supérieures de la Lufira (Haut-Katanga)*. FULREAC, Liège, 111 p.

- BRADLEY, R.S., 1985. *Quaternary paleoclimatology. Methods of paleoclimatic reconstruction*. Allen & Unwin, Boston, 472 p.
- BROOK, G.A., BURNEY, D. & COWART, J., 1990a. Paleoenvironmental data for Ituri, Zaïre, from sediments in Matupi Cave, Mt Hoyo. *Virginia Mus. Nat. Hist., Mémoire*. 1, 49-70.
- BROOK, G.A., BURNEY, D.A. & COWART, J.B., 1990b. Desert paleoenvironmental data from cave speleothems with examples from the Chihuahuan, Somali-Chalbi and Kalahari deserts. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 76, 311-329.
- CARATINI, C. & GIRESSE, P., 1979. Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 288, 379-382.
- CHARSLEY, T.J., 1989. Composition and age of older outwash deposits along the northwestern flank of Mount Kenya. In : MAHANEY, W.C. (Ed.). *Quaternary and environmental research on East African Mountains*. pp. 165-174.
- CLARK, J.D., 1969. *Kalambo Falls prehistoric site. I. The geology, palaeoecology and detailed stratigraphy of the excavations*. Cambridge Univ., Press., 253 p.
- CLARK, J.D., VAN ZINDEREN BAKKER, E.M., 1964. Préhistorique culture and Pleistocene vegetation at the Kalambo Falls, Northern Rhodesia. *Nature* 201, 4923, 971-975.
- COETZEE, J.A., 1967. Pollen analytical studies in East and Southern Africa. *Palaeoecol. Afr.*, 3, 1-145.
- DE DAPPER, M., 1981. Geomorfologische studie van het plateaucomplex rond Kolwezi (Shaba, Zaïre). *Verhandelingen Van de Kon Akad. von Wetensch., Letteren on Schone Kunsten Van België, Kl. Wetenschappen*, 43, 172, 203 p.
- DE DAPPER, M., 1981. The microrelief of the sandcovered plateaux near Kolwezi (Shaba, Zaïre). II. The microrelief of the crest dilungu. *Geo-Eco-Trop*, 5, 1, 1-12.
- DE DAPPER, M., 1985. Quaternary aridity in the tropics as evidenced from geomorphological research using conventional panchromatic aerial photographs (Examples from Peninsular Malaysia and Zaïre). *Bull. Soc. belge Géologie*, 94, 3, 199-207.
- DEGENS, E.T., VON HERZEN, R.P. & WONG, H.K., 1971. Lake Tanganyika : water chemistry, sediments, geological structure. *Naturwissenschaften*, 58, 229-241.
- DEGENS, E.T., VON HERZEN, R.P. & WONG, H.K., DEUSER, W.G. & JANNASCH, H.W., 1973. Lake Kivu : structure, chemistry and biology of an East African rift lake. *Geol. Rundschau*, 62, 245-277.
- DELIBRIAS, G., GIRESSE, P., LANFRANCHI, R. & LECOCQ, A., 1983. Datation de dépôts holorganiques quaternaires sur la bordure occidentale de la Cuvette congolaise (R.P. Congo) : corrélations avec des sédiments marins voisins. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 296, II, 32, 463-466.
- DE PLOEY, J., 1963. Quelques indices sur l'évolution morphologique et paleoclimatique des environs du Stanley-Pool (Congo). *Studia Universitatis Lovanium, Fac. Sc.*, 17, 16 p.

- DE PLOEY, J., 1965. Position géomorphologique, genèse et chronologie de certains dépôts superficiels au Congo occidental. *Quaternaria*, 7, 131-154.
- DE PLOEY, J., 1969. Report of the Quaternary of the Western Congo. *Palaeoecol. Afr.*, 4, 65-68.
- DE PLOEY, J. & VAN MOORSEL, H., 1963. Contribution à la connaissance chronologique et paléogéographique des gisements préhistoriques des environs de Léopoldville (Congo). *Studia Universitatis Lovanium. Fac. Sc.* 19, 19 p.
- DIBANGA, B. & ALEXANDRE, J., 1994. La basse terrasse de la Kafubu à Kambikila. *Geo-Eco-Trop*, 17, sous presse.
- DEVROEY, M.E., 1938. Le problème de la Lukuga, exutoire du Tanganyika. *Inst. roy. Colonial belge, Mémoires*, Sc. Techn., 1, 3, 1-130.
- DOWNIE, C., 1964. Glaciations of Mount Kilimanjaro, Northeast Tanganyika. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 75, 1-16.
- ELENGA, H., SCHWARTZ, D. & VINCENS, A., 1992. Changements climatiques et action anthropique sur le littoral congolais au cours de l'Holocène. *Bull. Sc. Geol. France*, 163, 1, 83-90.
- FLINT, R.F., 1959. Pleistocene climates in Eastern and Southern Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70, 343-374.
- GIRESE, P., 1975. Nouveaux aspects concernant le Quaternaire littoral et sous-marin du secteur Gabon-Congo-Cabinda-Zaïre et accessoirement l'Angola. *Bull. liaison Ass. sénégalaise Et. Quater. Afr.*, 46, 45-52.
- GIRESE, P., KOUYOUMONTZAKIS, G. & MOGUEDET, G., 1979. Le Quaternaire supérieur du plateau continental congolais. Exemple d'évolution paléo-océanographique d'une plate-forme depuis environ 50.000 ans. *Palaeoecol Afr.*, 10-11, 193-217.
- GIRESE, P., LANFRANCHI, R. & PEYROT, B., 1981. Les terrasses alluviales en République populaire du Congo. Bilan de paléoenvironnements climatiques, morphologiques et préhistoriques. *Bull. liaison Ass. sénégalaise Et. Quater. Afr.*, 62-63, 43-66.
- GIRESE, P., BONGO-PASSI, G., DELIBRIAS, G. & DUPLESSY, J.C., 1982. La lithostratigraphie des sédiments hemipelagiques du delta profond du fleuve Congo et ses indications sur les paléoclimats de la fin du Quaternaire. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 24, 4, 803-815.
- GIRESE, P., KOUYOUMONTZAKIS, G., 1990. Témoins quaternaires du littoral du Congo et du sud du Gabon. In LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.), *Les paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, pp. 106-109.
- GROVE, L.T. & WARREN, A., 1968. Quaternary landforms and climate on the south side of the Sahara. *Geogr. J.*, 134, 194-208.
- HABERYAN, K.A. & HECKY, R.E., 1987. The late Pleistocene and Holocene stratigraphy and palaeolimnology of lakes Kivu in Tanganyika. *Palaeogeog. Palaeoclim., Palaeoecol.*, 61, 169-197.
- HASTENRATH, S., 1984. *The glaciers of Equatorial East Africa*. D. Reidel, 353 p.

- HECKY, R.E., 1978. Kivu Tanganyika basin. The last 14.000 years. *Polskie Archiwum Hydrobiologie*, 25, 1-2, 159-165.
- HEINE, K., 1992. On the ages of humid late Quaternary phases in southern Africa arid areas (Namibia, Botswana). *Palaeoecol. Afr.*, 23, 149-164.
- HEINZELIN, J. de, 1952. Glacier recession and periglacial phenomena in the Ruwenzori Range. *J. Glaciol.*, 2, 12, 137-140.
- ILUNGA, L., 1991. Morphologie, volcanisme et sédimentations dans le rift du Sud-Kivu. *Bull. Soc. géog. Liège*, 27, 209-228.
- ILUNGA, L. & ALEXANDRE, J., 1982. La géomorphologie de la plaine de la Ruzizi. Analyse et cartographie. *Geo-Eco-Trop*, 6,2, 105-123 (+ 2 cartes).
- JOHANSSON, L. & HOLMGREN, K., 1985. Dating a moraine on Mount Kenya. *Geografiska Annaler*, 67, A, 123-128.
- KENDALL, R.L., 1969. An ecological history of the Lake Victoria basin. *Ecological Monographs*, 37, 1, 173 p.
- KUETE, M. 1986. Palaeoforms and superficial deposits : evolution of footslope and river valleys in the West-Central part of the Cameroon plateau. In : KADOMURA H. (Ed.) *Geomorphological studies in the forest and savanna areas of Cameroon*. Hokkaido Univ., Sapporo., pp. 11-30.
- KUETE, M., 1990. Les paléformes quaternaires du sud Cameroun forestier. In : LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D., (Eds.) *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, pp. 161-166.
- LADMIRANT, H. & ROCHE, E., 1988. Important Quaternary climatic changes as evidenced from remote sensing data and from palaeobotanical studies. Examples from Central Africa. In : *Symposium global Change IGBP, Brussels*, Acad. roy. Sc. Belgique, pp. 91-96.
- LANCASTER, N., 1981. Palaeoenvironmental implications of fixed dune systems in Southern Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 33, 327-346.
- LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D. (Eds.), 1990a. *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, 535 p.
- LANFRANCHI, R. & SCHWARTZ, D., 1990b. Evolution des paysages de la Sangha (R.P. du Congo) au Pléistocène supérieur. Bilan des observations archéologiques, géomorphologiques, pédologiques et paléobiologiques. In : R. LANFRANCHI & D. SCHWARTZ. *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. pp. 248-259.
- LIVINGSTONE, D.A., 1962. Age of deglaciation in the Ruwenzori Range, Uganda. *Nature* 194, 859-860.
- LIVINGSTONE, D.A., 1967. Postglacial vegetation of the Ruwenzori Mountains in Equatorial Africa. *Ecological Monographs*, 37, 1, 52 p.
- MAHANEY, W.C., 1982. Chronology of glacial and periglacial deposits, Mount Kenya, East Africa : description of type sections. *Palaeoecol., Afr.*, 14, 25-43.

- MAHANEY, W.C., 1988. Quaternary glacial geology of Mount Kenya. In : MAHANEY, W.C. (Ed.) *Quaternary and environmental research on East African Mountains*. pp. 121-139.
- MAHANEY, W.C., 1990. Cadre stratigraphique, géochronologique et paléoclimatique de la fin du Pléistocène et de l'Holocène dans les régions montagneuses de l'Est africain. *L'Anthropologie* 94, 2, 221-228.
- MAHANEY, W.C. & SPENCE, J.R., 1988. Late Holocene sand dunes stratigraphy and its palaeoclimatic ecologic significance on the northeast flank of Mount Kenya. In : MAHANEY, W.C. (Ed.) *Quaternary and environmental research on East African Mountains*. pp. 217-229.
- MALEY, J., 1976. Essai sur le rôle de la zone tropicale dans les changements climatiques : l'exemple africain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 283, D, 337-340
- MALOUNGUILA-NGANGA, D., NGUIE, J. & GIRESE, P., 1990. Les paléoenvironnements quaternaires de colmatage de l'estuaire du Kouilou (Congo). In : LANFRANCHI R. & SCHWARTZ D. *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*. ORSTOM, Paris, pp. 89-97.
- MBENZA, M. & ROCHE, E., 1984. Note sur les apports de la palynologie et de l'étude des bois fossiles aux recherches géomorphologiques sur la vallée de la Lupembashi (Shaba, Zaïre). *Rev. Paleobiologie*, v.s., 149-154.
- MBENZA, M., MITI, T. & ALONI, K., 1991. Considérations géomorphologiques sur le dépôt de colmatage des vallons du bassin supérieur de la Luafi au Shaba méridional (Zaïre). *Bull. Soc. Géog. Liège*, 27, 93-107.
- MICHEL, R., 1991. Les grottes du mont Hoyo (N.E. Zaïre). Un paléoenvironnement karstique de plus de 150.000 ans. *Geo-Eco-Trop*, 15, 1-2, 1-59.
- MORTELMANS, G., 1950. Observations sur la morphologie de la région de Mitwaba - Haute Kalumengongo (Monts Kibara, Katanga). *Bull. Soc. belge Géol.*, 59, 383 - 399.
- OMI, G., KADOMURA, H. & HORI, N., 1984. A brief note on implements collected in Cameroon during the 1982/1983 season field research work. In : KADOMURA, H. (Ed.) *Geomorphological studies in the forest and savanna areas of Cameroon*. Hokkaido Univ., Sapporo, pp. 105-111.
- OSMASTON, H., 1989. Glaciers, glaciations and equilibrium line altitudes on the Ruwenzori. In : MAHANEY, W.C., *Quaternary and environmental research on East African Mountains*. pp. 31-104.
- PERROTT, R.A., 1982a. A high altitude pollen diagram from Mount Kenya : its implication for the history glaciation. *Palaeocol. Afr.*, 14, 77-83.
- PERROTT, R.A., 1982b. A postglacial pollen record from Mt Satima, Aberdare Range, Kenya. *Am. Quat. Ass.*, 7th Conf., 153.
- PEYROT, P. & OSLISLY, R., 1986. Recherches récentes sur le paléoenvironnement et l'archéologie du Gabon, 1982-85. *L'Anthropologie* 90, 2, 201-210.
- PREUSS, J., 1990. L'évolution des paysages du bassin intérieur du Zaïre pendant les quarante derniers millénaires. In : LANFRANCHI R. & SCHWARTZ D. *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*., pp. 260-270.

- ROCHE, E., 1989. Paléoenvironnement du Quaternaire supérieur au Shaba (Zaïre). Datation de deux stone-lines par la palynologie : Kamoia et Haute Luitu. *Stone-Lines, Bruxelles 1987*, Ac. roy, Sc. Outre-mer, v.s., et *Geo-Eco-Trop* 11, 171-183.
- ROCHE, E., 1991. Evolution des paléoenvironnements en Afrique centrale et orientale au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Influences climatiques et anthropiques. *Bull. Soc. Géog. Liège*, 27, 187-208.
- ROCHE, E., BIKWEMU, G. & NTAGANDA, C., 1988. Evolution du paléoenvironnement quaternaire au Rwanda et au Burundi. Analyse des phénomènes morphotectoniques et des données sédimentologiques et palynologiques. *Inst. franç. Pondichéry, Trav. sect. scient. et techn.*, 25, 105-123.
- SAUTTIER, G., 1951. Note sur l'érosion en cirque des sables au Nord de Brazzaville. *Bull. Inst. Et. Centraf.*, n.s. 2, 49-61.
- SCHWARTZ, D., DELIBRIAS, G., GUILLET, B. & LANFRANCHI, R., 1985. Datation par le ^{14}C d'altos humiques : âge njilien (40.000 - 30.000 ka B.P.) de la podzolisation sur sable Bateke (R.P. Congo) *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, II, 17, 891-894.
- SOWUNMI, M.A., 1991. Late Quaternary environments in equatorial Africa : Palynological evidence. *Palaeoecol. Afr.*, 22, 212-238.
- SSEMANDA, I. & VINCENS, A., 1993. Végétation et climat dans le bassin du lac Albert (Ouganda, Zaïre) depuis 13.000 ans ka B.P. : Apport de la palynologie. *CR. Acad. Sc. Paris*, 316, II, 561-567.
- SOYER, J., 1978. Les cônes de suffosion sur le plateau des Kundelungu. *Geo-Eco-Trop*, 2, 1, 95-102
- STOOPS, G., 1967. Le profil d'altération du Bas-Congo (Kinshasa). Sa description et sa genèse. *Pédologie*, 17, 60-105.
- STOOPS, G., 1990. The stone-line as a key to former surface processes. An example from the lower Zaïre. In : LANFRANCHI R. & SCHWARTZ D. *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique.*, ORSTOM, Paris, pp. 136-137.
- TAIEB, M., BARKER, P., BONNEFILLE, R., DAMNATI, B., GASSE, F., GOETZ, C., HILLAIRE-MARCEL, C., ICOLE, M., MASSAULT, M., ROBERTS, N., VINCENS, A. & WILLIAMSON, D., 1991. Histoire paléohydrologique du lac Magadi (Kenya) au Pléistocène supérieur. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 313, II, 339-346.
- TALBOT, M.R., LIVINGSTONE, D.A., PALMER, P.G., MALEY, J., MELACK, J.M., DELIBRIAS, G. & GULLIKSEN, S., 1984. Preliminary results from sediment cores from lake Botsumtwi, Ghana. *Palaeoecol. Afr.*, 16, 173-192.
- TEMPLE, P.H., 1966. Lake Victoria levels. *Proc. East Afr. Acad.*, 2, 50-58.
- THOMAS, D.S.G. & SHAW, P.A., 1991. *The Kalahari environment*. Cambridge Univ. Press, 284 p.
- TIERCELIN, J.J., MONDEGUER, A., GASSE, F., HILLAIRE-MARCEL, C., HOFFERT, M., LARQUE, P., LEDEE, V., MARESTANG, P., RAVENNE, C., RAYNAUD, J.F., THOUVENY, N., VINCENS, A., & WILLIAMSON, D., 1988. 25.000 ans

d'histoire hydrologique et sédimentaire du lac Tanganyika, Rift Est-africain. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307, II, 1375-1382.

VAN WAMBEKE, A. & VAN OOSTEN, M.F., 1956. *Carte des sols et de la végétation du Congo belge et du Ruanda Urundi*. 8. *Vallée de la Lufira (Haut-Katanga)*. INEAC, Bruxelles, 71 p. + 2 cartes.

VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. & CLARK, J.D., 1962. Pleistocene climates and cultures in North-Eastern Angola. *Nature*, 196, 4855, 639-642.

VINCENS, C.E., DAVIES, T.D., BRIMBLECOMBE, P. & BERESFORD, AKC., Lake levels and glaciers : Indicators of the changing rainfall in the mountains of East Africa. In : MAHANEY, W.C. *Quaternary and environmental research on East African Mountains*, pp. 199-216.

