

## Problèmes de datation des surfaces d'aplanissement au Zaïre

Pol DUMONT

### Résumé

La durée du cycle d'érosion, générateur d'une surface d'aplanissement, peut varier de 30 à 60 millions d'années. On ne peut donc désigner un aplanissement par un âge géologique bien déterminé, fût-ce l'âge terminal qui reste bien imprécis dans le cas des pédiplaines. Il faut privilégier les dénominations régionales (dorsale Zaïre-Zambèze, surface du Kwango, surface des Bianco, ...) ou des appellations faisant référence à des bouleversements morphologiques majeurs (surface de Gondwana et surface africaine, séparées par l'ouverture de l'océan Atlantique) ou à des modifications climatiques profondes : surface anté-Lukuga (antérieure à la glaciation permo-carbonifère).

### Abstract

30 to 60 millions years is the time needed for a general bevelling. Therefore, any denomination referring to the geological column must be dismissed. Appellation suggesting a regional occurrence or indicating a climatic revolution or a major tectonic uplifting must be privileged.

### I. INTRODUCTION

L'expression *surface d'aplanissement* a été introduite dans la géomorphologie congolaise en 1952 par CAHEN ET LEPERSONNE, en remplacement du terme *pénéplaine* qui avait été employé jusqu'alors par VEATCH (1935), ROBERT (1939) et CAHEN, JAMOTTE, LEPERSONNE et MORTELMANS (1946).

En effet, depuis 1948, KING défendait l'idée que la coexistence de plusieurs pénépaines d'âges différents, dans une même région, était incompatible avec le concept même de la pénéplanation. Celle-ci implique, en effet, la destruction complète de la morphologie antérieure.

A vrai dire, les surfaces d'aplanissement étagées avaient déjà été reconnues aux USA et en Europe où elles avaient été décrites comme des pénépaines emboîtées, locales ou partielles, comme des *gradins de piedmont* (PENCK, 1924) ou encore comme des *pénéplaines naissantes* ou *embryonnaires* (MACAR, 1949).

PENCK avait proposé une interprétation de ces aplanissements étagés dans un livre ardu — *Die morphologische Analyse* — qui fourmille d'idées originales, mêlées à des généralités formulées de manière ésotérique. Il faut en retenir l'idée maîtresse : le cycle d'érosion se développe dans une période de mobilité qui est liée au relèvement isostatique.

Les idées de PENCK ont été reprises par KING qui les a combinées avec le modèle d'érosion par recul des versants (WOOD, 1942), pour expliquer les aplanissements étagés de l'Est africain.

Pour décrire cette morphologie, KING a adopté, malheureusement, le vocabulaire propre aux formes d'érosion des régions arides, décrites aux Etats-Unis.

Le cycle de *pénéplanation* (HOWARD, 1942, p. 11) aboutit à la formation d'une surface aplanie dénommée *pédiplaine* (MAXSON and ANDERSON, 1935, p. 94), résultat de la coalescence de plusieurs pédiments (McGEE, 1897, p. 92; BRYAN, 1933). Ces pédiments ne sont rien d'autre que des *glacis d'érosion* (DRESCH, 1957), c'est-à-dire des surfaces rocheuses, planes et faiblement pentues, qui se forment au pied des reliefs montagneux, dont ils sont séparés par un versant fortement incliné qui confère à la topographie un profil typiquement concave. Le passage du glacis rocheux au relief se fait de manière brutale suivant un angle appelé *knick* ou *angle de piedmont*. Au contraire, dans la pénéplaine de DAVIS, la transition plaine-montagne se fait de manière progressive, ce qui confère à la morphologie des profils convexes (à l'exception des reliefs résiduels de nature structurale comme les fronts de cuesta, les hogbacks, etc.).

Les pédiplaines peuvent comporter des reliefs résiduels appelés, selon leurs dimensions décroissantes : *inselberges*, *inselbergs* ou *bornhardts*, *kopjes*, *castle kopjes*, *nubbins*, *boulders*, ... Ces inselbergs peuvent s'élever jusqu'à des hauteurs de 400 mètres au-dessus des plaines environnantes, à la manière d'une île qui sort des eaux.

Les pédiments se forment par le recul progressif des versants rocheux qui migrent vers l'amont en gardant des pentes sensiblement constantes. Les débris qui devraient

s'accumuler au pied des versants sont périodiquement évacués lors d'averses violentes selon un processus appelé *sheet flow* (écoulement en nappe suivant un régime laminaire) qui balaie le glaciais rocheux sans créer de véritables chenaux d'écoulement (*dongas*) qui restent exceptionnels.

Le modèle "davisien" du cycle d'érosion, conduisant à la pénéplation, a souvent été critiqué depuis sa création en 1889. A l'âge de 80 ans, DAVIS finit par admettre en 1930 qu'il fallait distinguer un cycle d'érosion en milieu aride, favorisant le recul des versants avec une pente constante et un cycle plus normal, développé en milieu tempéré humide, conduisant à la pénéplaine.

Contrairement à l'idée de DAVIS (1930), KING estime que la pédimentation n'est pas liée à un milieu climatique particulier et il n'hésite pas à écrire : "Pediplanation is the fundamental form to which most, if not all, subaerial landscapes tend to be reduced, the world over" (The pediment landform, 1949, p. 246).

C'est donc abusivement que, se référant à KING (1951), CAHEN (1954, p. 414) écrit : "Les conditions qui favorisent ce processus (de pédiplation) sont celles des régions semi-arides".

Les caractéristiques des pédiments et des inselbergs, leurs processus génétiques et les milieux climatiques qui favorisent leur apparition restent un sujet de controverses dans lequel nous ne voulons pas entrer. Ce que nous avons personnellement constaté, en parcourant le Shaba oriental pendant plus de 10 ans, ce sont les étroites similitudes entre nos propres observations et celles rapportées par BORNHARDT en Tanzanie, par PASSARGE au Kalahari et en Namibie, par FALCONN au Nigeria, par HOLMES, WEYLAND et WRAY au Mozambique, par KING et FAIR au Natal et en Zambie, etc.

## II. DUREE DE FORMATION D'UNE SURFACE D'APLANISSEMENT

Le problème de la datation d'une surface d'aplanissement est d'autant plus délicat à résoudre que la genèse d'une telle surface nécessite, pour sa formation, un intervalle de temps extrêmement long, si bien qu'une surface d'aplanissement est nécessairement une *surface diachronique*.

Cette particularité est bien connue des géologues : la surface de transgression du Dévonien de l'Ardenne ou, si l'on préfère, la surface d'aplanissement post-calédonienne, voit son âge varier du Silurien supérieur (au sud du massif de Rocroi) au Dévonien supérieur (dans le massif du Brabant). Dans ce cas, on peut parler d'un âge ancien de 400 M.A. et d'un âge récent de 350 M.A., ce qui assigne au cycle érosif post-calédonien une durée minimale de l'ordre de 50 M.A. Il est clair que cette évaluation concerne plus particulièrement la durée de la transgression marine mais, comme le rappelait KING (1949, p. 440) : "continental erosion and pericontinental depo-

sition are but halves of the same problem."

DAVIS (1925) évaluait de 20 à 200 millions d'années le temps nécessaire à la pénéplation d'un massif montagneux. ROBERT (1939, p. 3) admettait plusieurs dizaines de millions d'années et CAHEN (1954, p. 433) écrit que "l'ordre de grandeur d'un cycle d'érosion est du même ordre de grandeur qu'une période géologique". Comme on dénombre habituellement 12 périodes durant les temps phanérozoïques, cet ordre de grandeur serait de 570 : 12 = 48 millions d'années.

### A. Modèle d'évaluation de la durée d'un cycle d'érosion

Pour élaborer un tel modèle, il faut estimer préalablement les vitesses moyennes d'érosion et de relèvement isostatique.

On peut évaluer la *vitesse moyenne d'érosion* en divisant le volume total des matériaux amenés chaque année à l'océan ( $88,3 \times 10^8 \text{ m}^3$ ) par la surface totale des océans ( $150 \times 10^6 \text{ km}^2$ ); on trouve, pour une durée de 1 000 ans, un abaissement moyen de la surface topographique égal à 55 mm/1 000 ans ou à 55 B (bubnoffs<sup>-1</sup>). Aux Etats-Unis, SCHUMM (1963) a trouvé une valeur moyenne de 80 B, avec des valeurs locales atteignant 910 B. STRAHLER (1963) accepte des valeurs de la vitesse de dénudation comprises entre 40 B (plaines) et 1 250 B (hautes montagnes).

En ce qui concerne les *vitesse de soulèvement* de la surface topographique dû au réajustement isostatique, les observations effectuées dès 1727 par CELSIUS permettent d'estimer à 10 000 B la vitesse de soulèvement de la Scandinavie. SCHUMM accepte la valeur moyenne de 7 620 B et STRAHLER adopte la valeur moyenne de 6 000 B comme vitesse de soulèvement (variable entre 4 000 et 12 000 B).

Il faut bien constater que les vitesses de réajustement isostatique sont beaucoup plus grandes que les vitesses de dénudation, si bien que dans l'évolution d'un cycle orogénique, il paraît logique de considérer la formation du relief initial comme un événement relativement court, de l'ordre de 1 à 2 millions d'années, si l'on envisage un soulèvement de l'ordre de 5 000 m comme dans le cas des Alpes.

Il paraît aussi logique d'admettre que la vitesse de dénudation sera très grande au début du cycle d'érosion (de l'ordre de 1 200 B) pour diminuer continuellement et atteindre des vitesses de l'ordre de 10 B vers la fin du cycle d'érosion.

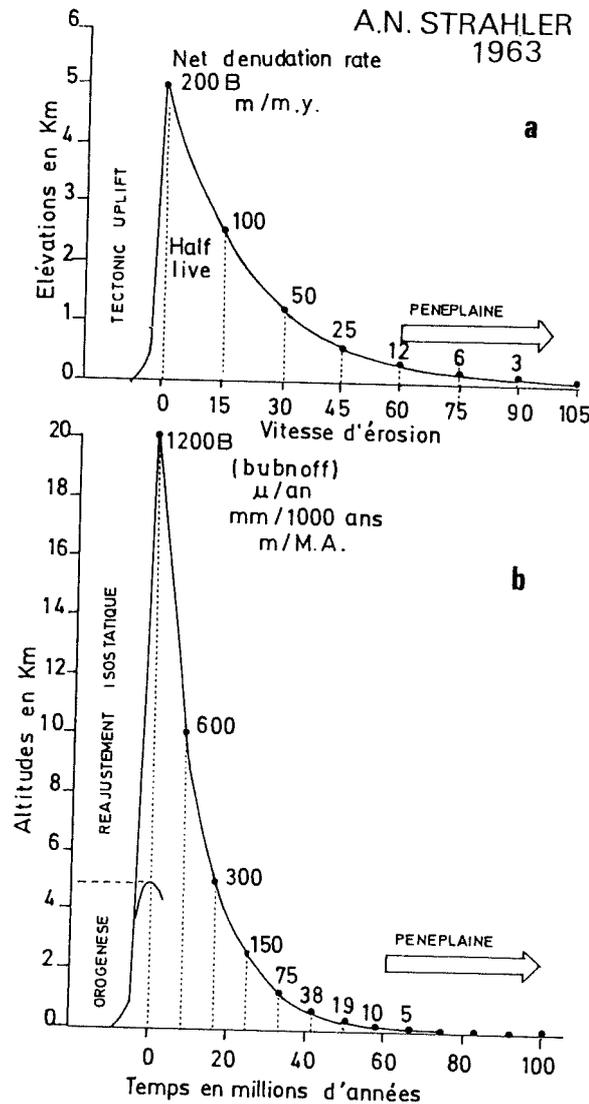
Dans le modèle de STRAHLER (1963), la diminution de la vitesse de dénudation suit une loi de décroissance exponentielle, comparable à celle de la décroissance de la radioactivité. A ce propos, il définit la *demi vie* d'une montagne comme étant l'intervalle de temps durant lequel la hauteur d'une montagne est réduite de moitié et voit, simultanément, sa vitesse de dénudation divisée par deux.

Le problème se complique du fait que l'abrasion d'un relief donné (ici 5 000 m) signifie aussi son allègement, ce qui entraîne automatiquement un relèvement isostatique que l'on peut estimer à près de quatre fois la hauteur initiale du relief. Dans le cas présent, il faudrait éroder un relief de 20 000 m. STRAHLER a tourné la difficulté en adoptant des vitesses réduites d'érosion (*net denudation rates*) pour tenir compte du réajustement isostatique que l'on suppose continu, pour des raisons de simplicité, mais qui est vraisemblablement épisodique.

En adoptant une valeur initiale de  $200 B$ , STRAHLER a pu fixer la demi-vie du relief initial à 5 000 :  $2 : 200 = 15$  M.A. (Fig. 1a).

Nous avons adopté une hauteur potentielle du relief égale à 20 000 m. On déduit alors une demi-vie du relief égale à  $20\ 000 : 2 : 1\ 200 = 8,3$  M.A. (Fig. 1b).

Dans chacun des modèles, le stade de la pénéplation est atteint quand la vitesse d'érosion devient inférieure à  $12 B$ , ce qui est réalisé respectivement après 60 et 58 millions d'années.



**Figure 1 :** Modèle d'évaluation de la durée d'un cycle d'érosion conduisant à la formation d'une pénéplaine.

1a. Modèle original conçu par Strahler en 1963. Le "net denudation rate" tient compte du réajustement isostatique.

1b. Modèle modifié qui représente le cas limite où le réajustement isostatique est complètement réalisé. La valeur du relèvement isostatique est calculée d'après le modèle d'Airy en supposant que les densités de la croûte et du manteau sont respectivement égales à 2,6 et 3,4. Dans ces conditions, la hauteur totale du relief à éroder représente la somme des termes d'une progression géométrique dont le premier terme est 5000 et la raison égale à  $2,6 : 3,4 = 0,7647$ , soit  $5000 : (1 - 0,7647) = 19\ 685$  m.

## B. Durée de formation des surfaces d'aplanissement de l'Afrique australe.

D'une manière plus concrète, on peut évaluer la durée moyenne de formation d'une surface d'aplanissement africaine en se basant sur la chronologie relative proposée par KING (1949, 1951) et adoptée par HOLMES (1965). En regard de la chronologie, on a indiqué les datations radiométriques des événements géologiques qui jalonnent l'histoire de la morphologie africaine; on en déduit la durée approximative de formation des aplanissements.

Surface du Zaïre		
Soulèvement fin Tertiaire	:	2? M.A.
Surface des Victoria falls		Durée : 20 M.A.
Soulèvement mi-Tertiaire	:	26 M.A.
Surface africaine		Durée : 40 M.A.
Soulèvement fin Crétacé	:	65 M.A.
Surface post-Gondwana		Durée : 35 M.A.
Fragmentation du Gondwana	:	100 M.A.
Surface du Gondwana		Durée : 35 M.A.
	:	135 M.A.
Emission des basaltes du Drakensberg = fin de la sédimentation du Karroo.		

Si l'on néglige la surface du Zaïre qui est en cours d'élaboration, on peut évaluer à un peu plus de 32 M.A. la durée moyenne de formation des surfaces d'aplanissement. Cette valeur est sensiblement moins élevée que les valeurs obtenues dans le modèle de la pénéplation proposé par STRAHLER. Les valeurs plus faibles, obtenues en Afrique australe, peuvent s'expliquer, au moins partiellement, par le fait que les réajustements isostatiques des fragments continentaux, perturbés ou disjoints lors des événements géologiques qui séparent les différents cycles d'érosion, n'ont pas une ampleur comparable à celle déclenchée par une véritable phase orogénique, liée à la proximité d'une zone de subduction. Pour reprendre un vocabulaire plus traditionnel, ce ne sont pas de véritables pénéplaines marquant l'aboutissement de la phase de glyptogenèse d'un cycle géologique tel que le concevait HAUG en 1904.

## III. LES DIFFERENTS AGES D'UNE MEME SURFACE D'APLANISSEMENT

La durée considérable requise pour la formation d'une surface d'aplanissement oblige à distinguer bien nettement le début et la fin du cycle d'érosion qui lui a donné naissance. Il est donc opportun d'envisager :

- A. *l'âge initial* de formation d'un aplanissement qui correspond, dans le cas d'une pénéplation, à l'apparition d'un nouveau niveau de base océanique;
- B. *l'âge terminal* qui coïncide avec l'événement géologique qui vient perturber le déroulement normal du cycle d'érosion et qui, en même temps, inaugure le cycle d'érosion suivant.

C. *l'âge final* d'un cycle est une conception théorique qui n'est jamais réalisée : c'est la pénéplaine parfaite sur laquelle tous les cours d'eau auraient atteint leur profil d'équilibre.

En règle générale, c'est l'âge terminal d'une surface d'aplanissement qui sert à la définir; ainsi VEATCH (1935, p. 30) écrit :

"On the basis that the proper designation of a peneplain is the time of its most complete development — which would be immediately before the movements that brought about its destruction — the great mid-Tertiary Peneplain, on the evidence afforded in the coastal plain region of Angola, would be a mid-Miocene Peneplain."

De même, en 1954, CAHEN écrit :

"On adopte ici les conceptions d'âge terminal et de cycles posthumes basées sur la destruction d'un cycle par le mouvement générateur du nouveau cycle."

Pour fixer les idées, on conçoit aisément que la fragmentation du continent de Gondwana et l'ouverture de l'Atlantique ont mis fin au cycle d'érosion qui façonnait la surface du Gondwana et ont déclenché en même temps un premier cycle d'érosion, proprement africain, qui avait pour niveau de base l'océan Atlantique qui s'élargissait. Cet événement majeur qui se situe au début de l'Altien (environ 110 M.A.) représente l'âge terminal du cycle de Gondwana et l'âge initial de la première surface africaine.

Le choix des âges terminaux pour caractériser une surface d'aplanissement peut paraître logique dans le cas des pénéplaines; ce n'est plus vrai quand il s'agit de pédiplaines. En effet, le stade initial d'un cycle de pédiplation correspond au soulèvement d'une surface aplaniée préexistante et le stade terminal apparaît lorsque le ressaut qui délimite la pédiplaine vers l'amont (et qui a tendance à s'atténuer progressivement), finit par disparaître complètement. L'âge terminal d'une pédiplaine ne coïncide donc généralement pas avec l'âge initial de la pédiplaine plus récente.

D. *l'âge local* d'une surface d'aplanissement est l'âge des formations géologiques qui surmontent directement la surface ou celles qu'elle recoupe.

Etant donné les incertitudes qui s'attachent aux datations des dépôts continentaux que l'on peut rencontrer sur les surfaces d'aplanissement, il n'est pas souhaitable de désigner ces derniers par des âges géologiques. C'est la raison pour laquelle nous avons préféré utiliser des dénominations régionales.

## IV. MANIERES D'ETRE DES SURFACES D'APLANISSEMENT

Pour fixer l'âge des aplanissements, à l'intérieur des continents, on ne dispose généralement que d'âges locaux. Il est donc essentiel de bien distinguer les plaines de remblaiement et les plaines d'émersion des surfaces d'abrasion proprement dites qui ont été recouvertes de

dépôts superficiels. Il existe d'ailleurs des surfaces mixtes composées de secteurs remblayés et de secteurs dénudés. C'est le cas de la surface sur laquelle reposent les limons ocres au Kasai et dans le Shaba oriental, comme le montre la figure 6b.

Dans le cas des surfaces d'abrasion proprement dites, les surfaces générées subissent plus ou moins tôt et plus ou moins longuement une pédogenèse qui, suivant les conditions climatiques prédominantes, peut conduire à la formation d'un cuirassement superficiel. On peut donc rencontrer :

- des *surfaces d'aplanissement cuirassées* : elles sont généralement mieux conservées dans le paysage et donc plus faciles à identifier. Le cuirassement peut être constitué par des *croûtes calcaires* (pays à climat méditerranéen et à substratum calcaire), par des *croûtes ferrugineuses* (fericrusts, latérites, limonite) que l'on rencontre dans les régions intertropicales et les *croûtes siliceuses* (silcrettes, meulière) que l'on a l'habitude d'associer à un climat désertique, particulièrement aride, sans beaucoup s'interroger sur le cheminement suivi par la silice libérée durant la période d'allitisation qui précède la formation des carapaces ferrugineuses, ni sur l'origine de la silice consommée dans la formation des silcrettes.
- des *surfaces d'aplanissement non cuirassées* qui sont généralement moins bien conservées parce que le recouvrement de sols meubles est très facilement emporté par le ruissellement.

Cuirassées ou non, les surfaces d'aplanissement peuvent être soulevées (c'est l'origine de la majorité des plateaux) ou abaissées et recouvertes de sédiments marins ou continentaux. Mais il faut considérer aussi le cas d'une surface temporairement enfouie, puis délestée de son recouvrement superficiel. Il faudra donc distinguer, le cas échéant :

- A. des surfaces *soulevées* et provisoirement soustraites, sauf à leur périphérie, à l'érosion fluviale. Ce sont les pénéplaines posthumes de CAHEN (1954, p. 433) dont le plateau des Kibara constitue un bon exemple. Ces plaines soulevées conservent parfois des traces d'un ancien réseau hydrographique dont l'analyse permet de compléter l'histoire de la morphologie régionale.
- B. des surfaces *enfouies* sous un recouvrement sédimentaire. C'est le cas du plateau de Kamina recouvert par la série des limons ocres. On peut y rattacher :
- C. des surfaces *temporairement noyées* (submergées?). Une surface d'aplanissement peut être découpée en horsts et grabens. Les fossés d'effondrement deviennent temporairement des zones aréiques qui peuvent se transformer en marécages ou en lacs et disparaître sous des dépôts lacustres. Dans la vallée du Lualaba, l'extension primitive du

lac Upemba (altitude actuelle : 542 m) peut être démontrée par la présence de petites falaises de calcaire algairé à *Chlorollepsis coloniata* qui permettent de dire que le plan d'eau s'est élevé jusqu'à la cote de 887 m (sommet des travertins de Kazaza dans le D.C. de Kikondja).

- D. des surfaces *exhumées* qui représentent des surfaces d'abord enfouies, puis débarrassées de leur couverture sédimentaire lors d'un nouveau cycle d'érosion.

Les surfaces exhumées jouent un rôle important dans la morphologie de l'Afrique australe comme l'a illustré KING (1951) qui consacre un chapitre au "Pre-Karoo Landscape". La complexité de la morphologie ante-Lukuga a été notée par la plupart des géologues qui ont parcouru l'est du Zaïre, mais ce sont les formes glaciaires qui avaient surtout retenu l'attention. En réalité, une étude photomorphologique du Shaba septentrional démontre que cette topographie ante-Lukuga est celle d'une pédiplaine ante-Silésienne qui comporte un très grand nombre d'inselbergs et d'inselgebirges, plus ou moins complètement dégagés de leur recouvrement lukuguien. L'existence d'une couverture arborée, parfois très dense lorsqu'on dépasse le 6e parallèle de latitude sud (en venant du sud), explique que cette morphologie a été mal perçue par les premières reconnaissances géologiques.

Les problèmes liés à cette topographie exhumée se compliquent encore du fait que les différentes surfaces d'aplanissement étagées et les hautes terrasses des affluents du Lualaba entaillent les terrains de recouvrement en respectant les reliefs résiduels précambriens. Cette situation tend à accréditer l'idée qu'il existerait au Shaba des pédiplaines tertiaires et quaternaires (Fig. 2).

## V. DATATION DES SURFACES D'APLANISSEMENT

On peut envisager trois méthodes distinctes de datation qui fournissent des âges relatifs, des âges réels ou des âges comparatifs.

### A. Des âges relatifs

Leur définition repose sur des critères purement géométriques :

1. une surface d'aplanissement est plus récente que la surface qui la domine; ainsi, la surface de Tshikapa (pénéplaine fin-tertiaire de VEATCH) est plus récente que la surface sommitale du plateau du Kwango (pénéplaine mi-tertiaire de VEATCH (Fig. 3).
2. une surface d'aplanissement est plus récente que la surface d'aplanissement qu'elle tronque. C'est la relation observée à la bordure occidentale du plateau de Kundelungu. Elle a conduit ROBERT (1937, 1939) à distinguer une *pénéplaine première* (sommitale), tronquée à sa périphérie par une *pénéplaine seconde*. La continuité de cette dernière est limitée

par la falaise du plateau qui correspond au cycle géologique actuel (Fig. 4).

DIXEY (1943, p. 6), et CAHEN *et al.* (1946, p. 21), ont parallélisé abusivement la pénéplaine seconde de ROBERT avec la pénéplaine fin-tertiaire de VEATCH. La pénéplaine seconde de ROBERT occupe une superficie, parfois importante, en périphérie de la partie sommitale des hauts plateaux du Katanga, à laquelle elle se rattache de manière insensible. Au contraire, la pénéplaine fin-tertiaire du Kasai est séparée de la pénéplaine mi-tertiaire par un ressaut topographique bien net. La pénéplaine fin-tertiaire représente un stade sénile alors que la pénéplaine seconde correspond à un stade précoce de destruction de la pénéplaine première.

Les méthodes de datation relative peuvent conduire à de graves mécomptes si les surfaces d'aplanissement sont déformées par des failles ou par des flexures. Ce problème a été discuté par KING (1949, p. 442) qui y voit l'explication de la prolifération des surfaces d'aplanissement locales. En voici deux exemples remarquables.

A la bordure occidentale du plateau de la Manika, l'aplanissement est découpé en plusieurs parties par des failles qui se rattachent à la bordure orientale du graben de l'Upemba (CORNET, 1905). Le morcellement du plateau fut reconnu par GROSEMANS, *et al.* (1933) lors du levé géologique de la feuille Ruwe. Malheureusement, les failles responsables de l'étagement du plateau ne furent pas indiquées parce que le recul vers l'amont des ressauts de faille tend à en oblitérer le tracé. L'exploitation des photographies aériennes a permis à DE DAPPER (1981) de mieux circonscrire la complexité de la retombée occidentale des plateaux de Kolwezi (Fig. 5).

Sur la carte de la crête de partage Congo-Zambèze, DIXEY (1943, fig. 3) rapporte les quatre surfaces étagées de la figure 5, respectivement à la mi-Tertiaire, à la fin-Tertiaire, au Pléistocène moyen et au Pléistocène récent. Ces datations se basent sur les altitudes des replats identifiés sur la carte topographique de la feuille Ruwe. Cette interprétation est d'autant moins fondée que la surface inférieure de Lupasa est datée par la découverte de meulière fossiles, identifiées par POLINARD au niveau de la pénéplaine de part et d'autre de la vallée du Lubudi.

La surface de Lupasa peut donc être rattachée à la pénéplaine mi-tertiaire de VEATCH (POLINARD, 1932).

Une autre source d'erreur peut résulter du gauchissement d'une surface d'aplanissement : c'est le cas de la surface de Kamina, aplanissement cuirassé par les grès polymorphes et enfouis sous les limons ocre. Cette surface forme, au sud de Kamina, un vaste ensellement, délimité par une zone flexurée, dont le creux coïncide avec la confluence de la Lupweji et du Lubudi. Cette disposition a été interprétée par CAHEN (1954, fig. 79, p. 427) comme deux surfaces distinctes, respectivement crétacée et mi-tertiaire, alors qu'il s'agit d'une même sur-

face comme l'indique la feuille géologique Sokele publiée en 1958 (Fig. 6a et 6b).

On peut rattacher aux méthodes de datation relative les indications fournies par le degré d'évolution des matériaux recouvrant les surfaces d'aplanissement. Deux voies sont ouvertes :

- le degré d'altération des matériaux constituant les paléosols et en particulier des minéraux des argiles (JACKSON ET SHERMAN, 1953; MOHR et VAN BAREN, 1954).
- la nature des oxydes et des hydroxydes de fer et la structure des cuirasses latéritiques dont ALEXANDRE a entrepris l'étude au Shaba méridional (ALEXANDRE-PYRE, 1967, p. 44-47).

## B. Des âges réels

Ils se fondent sur les critères usuels de datation utilisés en géologie stratigraphique, soit :

1. l'identification de fossiles ou d'artefacts, trouvés dans les dépôts accumulés sur les surfaces d'aplanissement, fournit des âges réels que l'on qualifie de jeunes;
2. la datation des couches et des intrusions magmatiques que tronque une surface d'aplanissement, fournit un âge ancien pour cette surface.

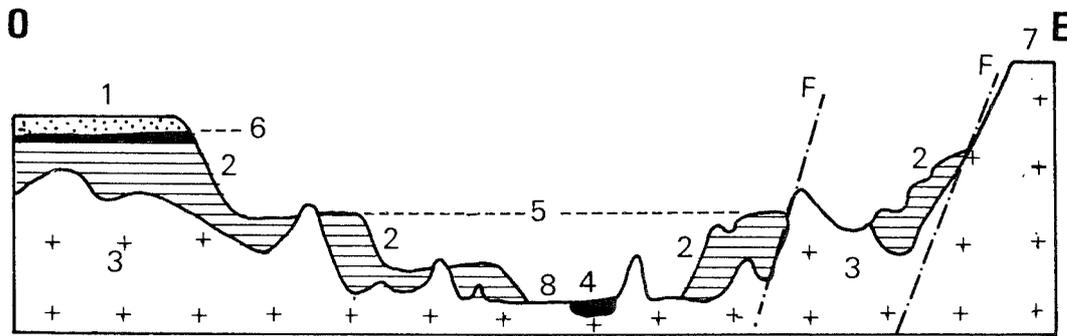
D'une manière générale, les âges *réels* sont aussi des âges *locaux* qui sont d'autant plus proches des âges terminaux que l'on s'écarte du niveau de base.

Ainsi, la surface du Kwango (pénéplaine miocène de VEATCH) est recouverte par un cuirassement siliceux renfermant des ostracodes qui sont datés, avec beaucoup de réserves, de l'Oligocène. Par ailleurs, l'aplanissement tronque les grès du Kwango qui sont diamantifères, donc postérieurs à la mise en place des kimberlites qui ont fourni un âge tardi-crétacé de 71 M.A. (DAVIS, 1977). On peut donc conclure qu'au Kasai, l'âge local réel de l'aplanissement du Kwango est compris entre le sommet du Crétacé (âge ancien) et la base du Néogène (âge jeune).

## C. Des âges comparatifs

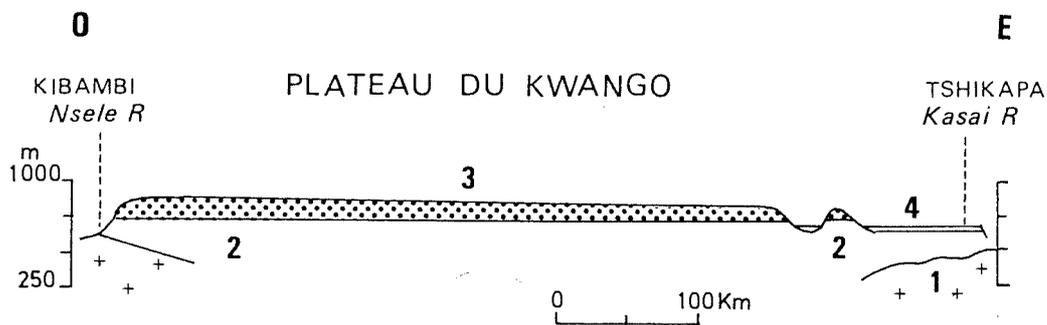
Comme une surface d'aplanissement se développe entre deux accidents géologiques, il est souvent plus facile de situer ces événements dans l'échelle stratigraphique générale en étudiant l'évolution géologique enregistrée dans les sédiments marins affleurant le long du littoral atlantique. C'est la méthode employée par VEATCH en 1935 pour dater la surface du Kwango.

"The coastal plain record in Angola thus indicates that there existed in Central Africa an extremely perfect penplain in the early part of the Cretaceous ; that following the warping of this penplain in mid-Cretaceous time or earlier, its down-warped portion was preserved beneath sediments in western Angola, and correspondingly its up-warped portion to the east was destroyed by



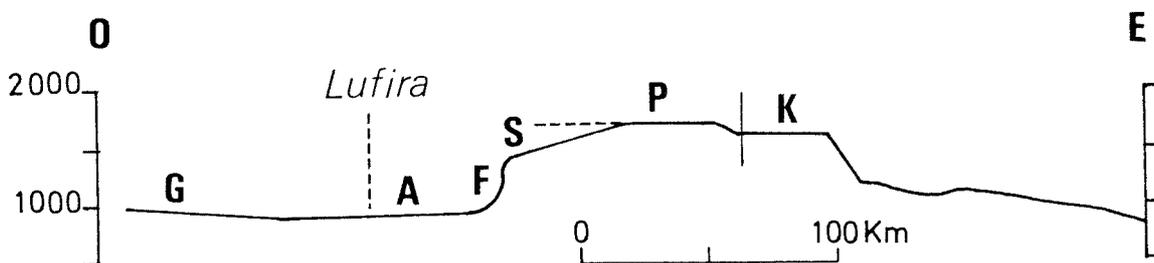
**Figure 2 :** Coupe schématique ouest-est à travers la vallée du bas Lualaba, montrant l'allure de la surface pré-Karoo (anté-silésienne?). Echelles conventionnelles.

1. Limons ocres (Néogène) du Plateau des Sungus (Kamina); 2. Falaise montrant les couches tabulaires d'âge silésien à crétacé supérieur; 3. Socle précambrien; 4. Niveau actuel du lac Upemba; 5. Extension maximale (actuellement reconnue) du lac Upemba; 6. Aplanissements enfouis (Miocène de Veatch ou surfaces C et M de CAHEN et LEPERSONNE, 1951); 7. Surface soulevée et exhumée (plateau des Kibara); 8. Aplanissement exhumé; F. Faille du graben. On notera que l'aplanissement 8 qui est le plus récent par sa position topographique coïncide avec la surface aplanie la plus ancienne.



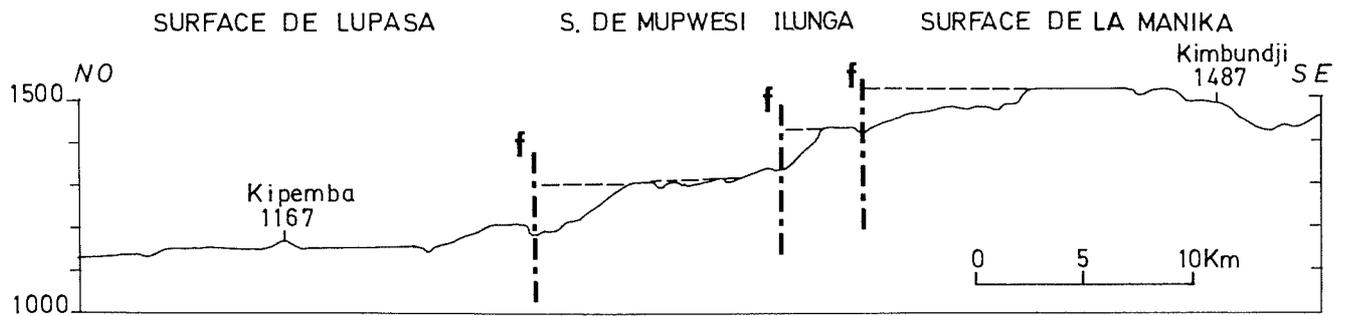
**Figure 3 :** Coupe schématique ouest-est à travers le plateau du Kwango (simplifiée d'après LEPERSONNE, 1951).

1. Socle cristallin précambrien; 2. Terrains mésozoïques; 3. Série des limons ocres surmontant la série des grès polymorphes (puissance maximale :  $120 + 70 = 190$  m); 4. Formations récentes, postérieures aux limons ocres.

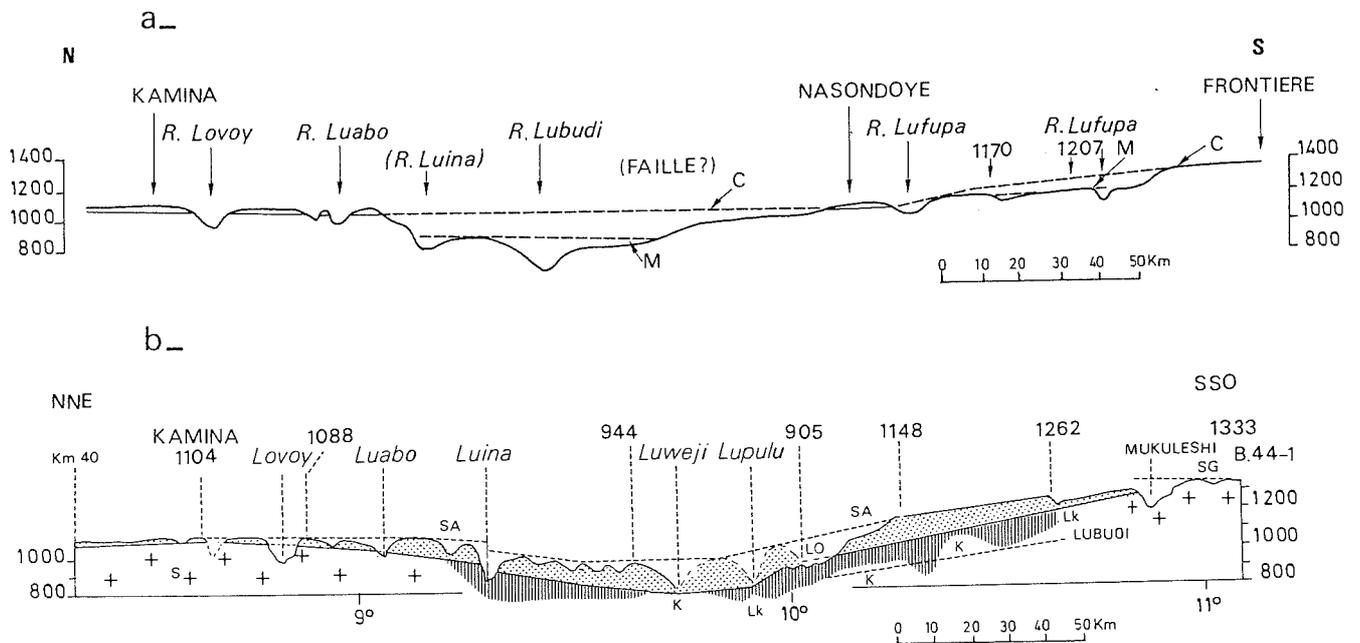


**Figure 4 :** Coupe ouest-est à travers le plateau de Kundelungu, passant à 80 km au sud du 9e parallèle.

P. Pénéplaine première; S. Pénéplaine seconde; F. Falaise (cycle géographique actuel); K. Position morphologique des Couches de la Kampemba (BRIEN, 1921); A. Plaine alluviale de la Lufira; G. Glacis conforme de ALEXANDRE-PYRE (1967) ou pédiplaine de MAMMERICKX (1959).



**Figure 5 :** Coupe schématique, orientée nord-ouest-sud-est, de la retombée occidentale du plateau de la Manika, à l'ouest de Kolwezi (inspiré de DE DAPPER, 1981).



**Figure 6a :** Profil schématique entre Kamina et la frontière rhodésienne, d'après CAHEN (1954, fig. 79, p. 427). Ce profil est tracé suivant le 25<sup>e</sup> méridien. Au sud de la vallée du Lubudi, il devrait recouper une faille (signalée in CAHEN, 1954, p. 468). La partie méridionale du profil est donc située sur la rive droite de la rivière Lubudi.

**Figure 6b :** Profil entre Kamina et la borne frontière n°44-1. Les hauteurs sont exagérées 50 fois. Au sud du point K (confluence Lupweji-Lubudi), le profil est situé sur la rive gauche de la rivière Lubudi.

SA et SG : Surfaces africaines et du Gondwana au sens de KING (1948).

LO : limons ocres néogènes; à la base, formation des grès polymorphes dont l'épaisseur varie de 0 m (au sondage de Kamina) à près de 50 m (à la confluence Lupweji-Lubudi).

LK : Série de la Lukuga (Paléozoïque). La limite LO-LK correspond ici à l'aplanissement C (Crétacé) de CAHEN.

K : Kibarien. S : socle cristallin précambien. Observations géologiques de POLINARD (1932), NASSEN (1934), OBOLENSKY (1940) et DUMONT (1951).

erosion; that this erosion continued on the up-warped portion of the peneplain without important interruption through the latter half of the Cretaceous, all of the Eocene, Oligocene, and part of the Miocene. The result of this long period of erosion was the production of a new peneplain, the mid-Tertiary Peneplain, whose more or less dissected surface is found today in so many parts of Central and South Africa." (VEATCH, 1935, p. 30).

Il est clair que le raisonnement de VEATCH n'a de sens que si le cycle d'érosion responsable de l'aplanissement du Kwango possédait un niveau de base océanique. En fait, tous les témoins étendus de cet aplanissement sont situés dans le bassin hydrographique actuel du Zaïre; ils dessinent une vaste cuvette dont le creux se situe dans la région de Lisala et dont les bords se relèvent vers l'ouest, pour coiffer le Mayumbe, vers le sud, en direction de la ligne de séparation des eaux du Zaïre et du Cuanza ou du Zambèze et, vers l'est, en direction du plateau de Kamina. La formation de la cuvette Centrale résulte d'une part du soulèvement du Mayumbe, avec pour corollaire, la surimposition du Zaïre, en aval du Stanley Pool (FOURMARIER, 1930, fig. 5, p. 32) et, d'autre part, du soulèvement du Shaba à l'est du Lualaba, lors de la formation des rifts de l'Est africain.

Les mouvements qui marquent l'âge terminal de la surface du Kwango sont oligocènes si l'on prend en considération l'importante lacune de stratification que l'on constate dans les sédiments marins du littoral atlantique. Cette hypothèse conduit à vieillir l'âge des limons ocres (rapportés au Néogène, LEPERSONNE, 1974) et à faire débiter à l'Oligocène la première phase de formation des rifts de l'Est africain. Cette conception cadre bien avec la complexité de l'évolution géomorphologique du bassin du Zaïre qui est passée par une phase préliminaire où existaient plusieurs régions aréiques qui n'ont pu s'intégrer simultanément dans le réseau hydrographique du fleuve. Au contraire, ce réseau s'est développé sans avoir de liaison directe avec l'océan Atlantique; il comportait plusieurs niveaux de base locaux, fluctuants et temporaires qui se sont intégrés, peu à peu, dans le réseau général grâce à des captures successives de bassins isolés, conquis progressivement en partant de la côte atlantique : vidange de la cuvette Centrale (Stanley Pool : 277 m), dégagement du remplissage paléozoïque, épais de 400 à 500 m, dans la vallée du Lualaba, en amont des Portes d'Enfer ( $Z = 527$  m).

C'est le creusement de cette échancrure située au pied ouest des monts Kibara et que l'on appelle, improprement, le "graben de l'Upemba" qui a enfin permis le drainage de la plaine de la Kando et du Lualaba en amont des gorges de Nzilo (1 220 m), puis le drainage du lac Moero par l'exutoire de la Luvua (910 m), puis le drainage de la plaine de la moyenne Lufira en amont des chutes de Kiubo (854 m) et finalement la création de l'exutoire du Tanganyika (750 m) par la Lukuga. Ces captures successives ont été favorisées par l'existence

d'anciennes vallées glaciaires Lukuga, comblées de sédiments aisément érodables. Il paraît donc bien hasardeux d'appeler "pénéplaines fin-tertiaires" des replats étagés qui représentent de simples terrasses acycliques.

## VI. CONCLUSIONS

Il est surprenant de constater que les rares synthèses de l'évolution morphologique du bassin du Zaïre ont été proposées avant que l'on ne dispose d'une couverture aérographique systématique du pays. Il était donc impossible de vérifier la continuité des surfaces d'aplanissement et, a fortiori, de déterminer les déformations qu'elles avaient pu subir.

C'est en dressant une carte des surfaces d'aplanissement du Shaba, à l'échelle du 1/200 000, que s'est fait jour la diversité de ces surfaces, en même temps que le besoin de préciser les critères objectifs capables d'en fixer la chronologie.

Cette carte montre l'existence de 3 surfaces d'aplanissement principales

- A. une surface ante-Lukuga, caractérisée par une grande abondance de reliefs résiduels et qui est largement exhumée dans la vallée du bas-Lualaba;
- B. la surface du Gondwana, caractérisée, elle aussi, par des reliefs résiduels, et qui subsiste le long de la crête de séparation des eaux du Zaïre et du Zambèze.
- C. la surface du Kwango (pénéplaine fin-tertiaire de VEATCH) qui préfigurait l'actuel bassin du Zaïre et qui est caractérisée par les formations "de type Kalahari".

L'évolution complexe de la plupart des aplanissements anciens et la multiplicité des critères de datation a créé la plus grande confusion dans la nomenclature des surfaces aplanies. Ainsi, la surface du Kwango peut être datée

- A. par l'âge initial de sa surface d'abrasion qui est crétacée;
- B. par l'âge de son cuirassement (silcretes) qui est paléogène;
- C. par l'âge de son recouvrement (limons ocres) qui est néogène;
- D. par l'âge de son décapage qui a débuté au Plio-Pleistocène ;
- E. et, enfin, dans la nomenclature de KING (1948), par la nature atlantique de son niveau de base qui en fait une surface africaine.

Par ailleurs, si l'on compare la durée du Quaternaire (2,5 M.A.) avec l'intervalle de temps nécessaire à l'élaboration d'une pédiplaine (30 M.A.), on comprend aisément la stricte limitation des méthodes de datation basées sur l'emploi des industries lithiques.

Enfin, la longue période de stabilité tectonique que réclame la genèse d'un aplanissement risque d'être interrompue, à de multiples reprises, par des mouvements mineurs de la surface du sol qui suffisent à perturber, et

donc à compliquer l'évolution morphologique en cours. Plusieurs études approfondies de géomorphologie, entreprises au Shaba méridional (MAMMERICKX, 1960; SYS, 1961; ALEXANDRE-PYRE, 1967; DE DAPPER, 1981) ont démontré non seulement la complexité des paysages géographiques, mais aussi la difficulté d'intégrer les observations nouvelles dans les schémas très simples, proposés avant 1960, pour décrire l'évolution géomorphologique du bassin du Zaïre. Il est bien loin le temps où MAUFE (1927) pouvait écrire "Omnia Rhodesia in tres partes divisa est : the High Veld, the dissected Middle Veld and the Low Veld".

Note.

1. Le *bubnoff* (B) est une unité de mesure des très faibles vitesses, proposée par Fischer en 1954, égale à 1 micron par an, ou 1 mm par 1000 ans, ou encore 1 m par million d'années.

## VII. BIBLIOGRAPHIE

- ALEXANDRE-PYRE, S., 1967. Les processus d'aplanissement de piémont dans les régions marginales du plateau des Bianco. *Publ. Univ. off. Congo, Lubumbashi*, 16 : 1-52.
- BORNHARDT, W., 1900. Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch Ostafrikas. Berlin, 595 p. + atlas de 8 cartes.
- BRIEN, V., 1927. Présentation d'échantillons de fossiles provenant du Katanga. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 44 : 90-91.
- BRYAN, K., 1933. The formation of pediments. *C.R. XVth International Geol. Congress, Washington*, 2 : 765-775.
- CAHEN, L., 1954. *Géologie du Congo belge*. Liège, Vaillant-Carmanne, 577 p.
- CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J. et MORTELMANS, G., 1946. Etat actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des Systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo belge. *Bull. Serv. géol. du Congo belge et du Ruanda-Urundi*, 2 (2) : 236-289.
- CAHEN, L. et LEPERSONNE, J., 1952. Equivalence entre le Système du Kalahari du Congo belge et les Kalahari Beds de l'Afrique australe. *Mém. in 8°(n° 4) Soc. géol. Belg.*, 64 p.
- CORNET, J., 1905. Les dislocations du bassin du Congo. I.- Le graben de l'Upemba. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 32, Mém.: 205-234.
- DAVIS, G.L., 1977. The ages and U contents of zircon. *Ext. Abstr. 2d International Kimberlite Conference, Santa Fee*, 1 p.
- DAVIS, W.M., 1889. The topographical development of the triassic formation of the Connecticut Valley. *Am. J. Sc.*, 37 : 423-434.
- DAVIS, W.M., 1909. *The peneplain. Geographical Essays*. Boston, Ginn, 777 p. (350-380).
- DAVIS, W.M., 1925. The Basin and Range Problem. *Proc. Nat. Acad. Sc. Washington*, 11 : 387-392.
- DAVIS, W.M., 1930. Rock floors in arid and in humid climates. *J. Geol.*, 38 : 1-27, 136-158.
- DE DAPPER, M., 1981. Geomorphologische studie van het plateaucomplex rond Kolwezi (Shaba-Zaïre). *Verh. Kon. Acad. Wet., Lett. Sch. K België. Ki. Wet. Jaargang 43 (172)*, 203 p.
- DIXEY, F., 1943. The morphology of the Congo-Zambezi watershed. *South Afr. geogr. J.*, 25 : 3-24.
- DRESCH, J., 1957. Pédiments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs. *Inf. géogr.*, 22 : 183-196.
- DUMONT, P., 1951. Contribution à l'étude des couches du Lubudi (Kibara supérieur) dans la vallée du Moyen-Lubudi (Katanga). *Mémoire de licence U.L.B.*, 40 p. + 1 carte au 1 :200 000.
- DUMONT, P., 1958. Notice géologique des feuilles Sokele et Haut-Lomami. *Publ. rel. à la carte du Katanga, C.S.K.* op 24, 11 p.
- FISHER, A.G., 1969. Geological time-distance rates : the Bubnoff unit. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80 : 549-551.
- FOURMARIER, P., 1930. Notice explicative de la carte géologique du Congo belge. 6<sup>e</sup> éd., *Rev. univ. Mines, Liège*, 8<sup>e</sup> série, 3 (12) : 20 p.
- GROSEMANS, P., JAMOTTE, A. et VANDEN BRANDE, P., 1933. Aperçu de la géologie du coin sud-ouest de la feuille Ruwe. *Ann. Serv. des Mines du C.S.K.*, 4 : 15-21.
- HAUG, E., 1907-1911. *Traité de Géologie*. Paris, A. Colin, 2 vol., 3 tomes, 2.024 p.
- HOLMES, A., 1965. *Principles of physical geology*. 3d ed., Nelson, 730 p.
- HOWARD, A.D., 1942. Pediment passes and the pediment problem. *J. Geomorph.*, 5 : 1-31, 95-136.
- JACKSON, M.L. and SHERMAN, D., 1953. Chemical weathering of mineral soils. *Advances in Agronomy*, 5 : 219-318.
- KING, L.C. and FAIR, T.J.D., 1944. Hillslopes and dongas. *Trans. Geol. Soc. South Afr.*, 47 p.
- KING, L.C., 1948a. On the age of African land-surfaces. *Quater. Jour. Geol. Soc.*, London, 104: 439-459.
- KING, L.C., 1948b. A theory of Bornhardt. *Geogr. J.*, 112: 83-87.
- KING, L.C., 1948c. Landscape study in Southern Africa. *Trans. Geol. Soc. of South Afr.*, Proc., 50 : 23-52.
- KING, L.C., 1949. The pediment landform : some current problems. *Geol. Mag.*, 86 : 245-250.
- KING, L.C., 1951a. The geomorphology of the eastern and southern districts of Southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 54 : 33-64 + 1 map.
- KING, L.C., 1951b. *South African Scenery*. 2d ed. Edinburgh, Oliver and Boyd, 379 p. + 1 map.
- LEPERSONNE, J., 1951. Les subdivisions du système du Karroo au Kwango (Congo belge). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 74 : 123-129.

- LEPERSONNE, J., 1974. *Notice explicative de la carte géologique du Zaïre au 1/2 000 000*. Kinshasa, Département des Mines. Direction de la Géologie, 67 p.
- MACAR, P., 1949. Pénéplaines et formes connexes du relief. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 72 : 259-277.
- McGEE, W.J., 1897. Sheet flood erosion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 8 : 87-112.
- MAMMERICKX, J., 1959. Géologie et géomorphologie des Monts Dimpopa (Katanga). *Bull. Soc. belge Géol.*, 68 : 411-417.
- MAMMERICKX, J., 1960. *Les Monts Dipompa*. Thèse inédite de l'Université Catholique de Louvain, 182 p.
- MAUFE, H.B., 1927 Some problems in Rhodesian physical Geology. *South Afr. J. Sc.*, 24 : 30-36.
- MAXSON, J.H. and ANDERSON, G.H., 1935. Terminology of surface forms of the erosion cycle. *J. Geol.*, 43 : 88-96.
- MOHR, E.T.C. and VAN BAREN, E.A., 1954. *Tropical Soils. A critical study of soils genesis as related to climates, rock and vegetation*. The Hague, 498 p.
- NASSEN, L., 1934. Rapport sur la prospection générale de la partie septentrionale de la Zone Ouest (Versant gauche du bassin du Lubudi). *Doc. du Départ. géol. Sudkat de l'U.M.H.K.*, 43 p. + 1 carte géol. au 1/100 000.
- OBOLENSKY, V., 1940. Résultats d'une reconnaissance géologique effectuée dans la région située au NE de Mutshatsha. *Doc. du Département géologique de l'UMHK*, 6 + 8 p. + 1 carte géologique au 1 : 100 000.
- PASSARGE, S., 1904. *Die Kalahari. Versuch einer physisch-geographischen Darstellung des Sandfelder des südafrikanischen Beckens*. Berlin, 822 p. + 1 carte.
- PENCK, W., 1924. *Die morphologische Analyse*. Stuttgart, Engelhorn, 283 p.
- POLINARD, E., 1933. Découverte de gisements fossilifères d'eau douce sur les versants de la Lubudi, au Katanga méridional. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 55 : C63-C81.
- RAUCQ, P., 1955. Paysages géographiques du Kasai. *Congo Tervuren*, 4 : 92-99.
- ROBERT, M., 1937. Considérations au sujet de la morphologie du territoire de la feuille Sakabinda (S-W du Katanga méridional). *Bull. Soc. belge Géogr.*, 61 : 1-10.
- ROBERT, M., 1939. Contribution à la morphologie du Katanga. Les cycles géographiques et les pénéplaines. *Mém. I.R.C.B. Sc. nat. et méd., Mém. in 8°*, 9 (5) : 59 p.
- rates of denudation and orogeny. *Geol. Surv. prof Paper*, 454-H, 13 p.
- STRAHLER, A.N., 1963. *The Earth Sciences*. Harper and Row, 681 p.
- SYS, C., 1961. *Het verband tussen morfologie and genetische opbouw van het bodemprofiel in de hoge Katanga*. Gent, Rijkslandbouwhogeschool. On uitgegeven doctoraatsthesis, 234 p.
- VEATCH, A.C., 1935. Evolution of the Congo basin. *Geol. Soc. of Amer. Mem.*, 3, 183 p.
- Proc. Geol. Ass.*, London, 53 : 128-139.

Adresse de l'auteur : Pol DUMONT  
 Professeur émérite à l'Université libre de Bruxelles  
 Drève des Sapins, 2  
 B - 1330 RIXENSART