

Académie royale
des
Sciences coloniales

CLASSE DES SCIENCES NATURELLES
ET MÉDICALES

Mémoires in-8°. Nouvelle série.
Tome IV, fasc. 7.

Koninklijke Academie
voor
Koloniale Wetenschappen

KLASSE DER NATUUR- EN
GENEESKUNDIGE WETENSCHAPPEN

Verhandelingen in-8°. Nieuwe reeks.
Boek IV, aflev. 7.

Les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo belge et des régions voisines

PAR

J. LEPERSONNE

MEMBRE DE L'ACADÉMIE ROYALE DES SCIENCES COLONIALES
CONSERVATEUR AU MUSÉE ROYAL DU CONGO BELGE
A Tervuren



Avenue Marnix, 30
BRUXELLES

Marnixlaan, 30
BRUSSEL

1956

PRIX :
PRIJS: F 150

Les aplanissements d'érosion
du nord-est du Congo belge
et des régions voisines

PAR

J. LEPERSONNE

MEMBRE DE L'ACADÉMIE ROYALE DES SCIENCES COLONIALES
CONSERVATEUR AU MUSÉE ROYAL DU CONGO BELGE
A TERVUREN

Mémoire présenté à la séance du
14 juillet 1956.

Les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo belge et des régions voisines

RÉSUMÉ

Ce mémoire expose les observations géomorphologiques faites par l'auteur dans le nord-est du Congo en 1938-40, dont un résumé avait été publié en 1949. Ces données anciennes sont mises à jour à la lumière des faits nouveaux publiés depuis et sont intégrées dans un cadre plus vaste, englobant l'Uganda occidental. Une revue aussi complète que possible est faite des données relatives à l'Afrique centrale et orientale et les conclusions qui en découlent sont confrontées avec les principales synthèses relatives à l'Afrique centrale et australe.

Un premier chapitre est consacré aux aplanissements d'érosion ; au Congo nord-oriental, on peut définir trois aplanissements principaux que l'on retrouve en Uganda occidental. Il existe au Congo des reliefs, et en Uganda un aplanissement, plus anciens ; les aplanissements plus récents ne peuvent actuellement être individualisés au Congo tandis que l'un d'eux a été caractérisé en Uganda.

L'étude du réseau hydrographique, objet du deuxième chapitre, montre que l'on peut distinguer tout ou partie des réseaux responsables du façonnement de chacune des surfaces. La distinction est plus délicate en Uganda, mais conduit aux mêmes conclusions générales qu'au Congo ; la comparaison de l'évolution du réseau hydrographique dans les deux territoires permet de situer, avec plus de précision que par le passé, l'époque à laquelle se sont produites la rupture entre les parties

ugandaises et congolaises du réseau hydrographique et l'inversion des cours d'eau de l'Uganda.

L'âge des aplanissements est établi, dans le troisième chapitre, en se basant :

a) Sur les données géologiques locales qui permettent de dater deux des aplanissements respectivement du milieu et de la fin du Tertiaire ;

b) Sur des raccords avec l'Uganda oriental et le Kenya qui confirment les âges précédents ;

c) Sur les synthèses et raccords interafricains : ceux-ci confirment les données précédentes et permettent de proposer un âge fin-Crétacé pour l'aplanissement le plus ancien du Congo nord-oriental.

Dans le chapitre IV, quelques conclusions générales sont exposées concernant l'évolution géomorphologique, tectonique et climatique de la région étudiée.

En annexe sont traitées trois questions particulières : la tectonique de la région orientale du haut Ituri, au voisinage du fossé de la basse Semliki et du lac Albert, l'âge de la formation sédimentaire de la Nkusi et de la Muzizi (Uganda occidental) et l'âge de la série de Bugishu et ses relations avec les surfaces d'érosion (Uganda oriental).

INTRODUCTION

En 1949, j'ai donné un aperçu très succinct de mes conclusions concernant la géomorphologie du nord-est du Congo et montré que la succession d'aplanissements observée dans cette région pouvait se paralléliser avec celle de l'Uganda (J. LEPERSONNE, 1949) (1).

Depuis lors ont paru divers travaux, tant sur l'Est africain que sur le Congo nord-oriental, qui ont permis de confirmer et de préciser le nombre, l'extension et l'âge des surfaces ; des études purement géologiques ont fourni en outre des éléments permettant de donner une meilleure approximation concernant leur âge.

L'une des publications récentes (R. V. RUHE, 1954) présente une conception entièrement différente de celle de la plupart des autres auteurs. Mon but, en entamant ce travail, était de discuter cette conception nouvelle et de montrer qu'elle est infirmée par les faits et repose sur de nombreuses inexactitudes. Il est rapidement apparu qu'à lui seul l'exposé des faits, introductif à cette discussion, prenait l'ampleur d'un mémoire. Aussi j'ai préféré scinder le travail en deux publications séparées.

La présente étude a pour but d'exposer les faits relatifs à certains éléments de la géomorphologie du Congo nord-oriental et des régions avoisinantes et d'en tirer des conclusions régionales. Une note (J. LEPERSONNE, 1956) a été consacrée à la discussion des conceptions de R. V. RUHE qui ne seront donc pas réexaminées ici.

(1) Voir bibliographie, pp. 102-105.

L'étude de la géomorphologie du nord-est du Congo et des territoires voisins se heurte à une grosse difficulté : la grande inégalité dans le degré de précision des documents cartographiques et géologiques disponibles. A ce point de vue, il pourrait sembler utile d'attendre que les levés en cours soient achevés pour tenter une synthèse de l'évolution géomorphologique.

Néanmoins, après avoir parcouru le pays, levé en détail certains secteurs, lu l'abondante littérature et eu des échanges de vues avec plusieurs géologues de l'Est africain, on s'aperçoit que les données qu'on peut dès à présent définir avec sécurité sont nombreuses et qu'il est possible d'en tirer une vue d'ensemble résolvant certains problèmes posés, détruisant certaines confusions et mettant à la disposition des chercheurs des données plus précises que celles dont on disposait jusqu'à présent.

Ce mémoire n'a que cet objectif limité ; je me rends bien compte que la progression des travaux sur le terrain amènera à retoucher les vues actuellement admises et espère que, dans un avenir pas trop éloigné, une étude d'ensemble de la géomorphologie du Congo nord-oriental pourra être établie sur des bases plus précises et plus définitives par les géologues qui procèdent au levé de la carte géologique.

Dans les pages qui suivent, il sera question d'aplanissements ou de surfaces d'érosion et non de pénéplaines. Deux conceptions se trouvent en présence actuellement concernant le mode de façonnement de ces surfaces : celle de la pédiplanation (L. C. KING) et celle de la pénéplanation (W. M. DAVIS). Comme il n'entre pas dans l'objet de ce travail de rechercher auquel de ces deux modes de formation sont dus les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo, il paraît préférable d'employer une terminologie qui ne préjuge pas du processus de façonnement des surfaces.

Les caractères qui ont été utilisés pour définir ces aplanissements d'érosion seront donnés ici une fois pour toutes ; ce sont : le nivellement de formations géologiques de nature lithologique variée, de style tectonique et d'âge différents, la présence sporadique de galets fluviaux dans les recouvrements et la liaison entre les surfaces et des tronçons du réseau hydrographique appartenant à des cycles différents.

Quant aux îlots résiduels, ils sont pris en considération lorsque, quelle que soit leur nature lithologique, ils ont leurs sommets alignés à une cote comparable à celle des surfaces dont ils constituent le prolongement. Quelques sommets sortent de ce cadre par suite de la dureté particulière des roches qui les constituent (itabirites) ou pour d'autres causes ; on peut citer notamment les monts Ami (1928 m), Avi (1837 m) et Adzi (1869 m) dans la région de Kilo, le massif du Tina (1478 m) dans la région du Kibali ⁽¹⁾.

Avant d'entamer l'exposé du sujet, il est utile de préciser le sens de la terminologie relative aux aplanissements.

Les terminologies locales sont de règle lorsque l'âge des surfaces ne peut être déterminé sur place ou par un raccord certain avec une région où les surfaces sont datées. C'est ainsi qu'en Uganda E. J. WAYLAND a introduit les expressions de pénéplaines I (ou supérieure), II (ou moyenne) et III (ou inférieure) ; par analogie, j'ai désigné (1949) les aplanissements du Congo nord-oriental par les sigles P I, P II et P III.

Afin de préciser, on peut faire suivre une numérotation des surfaces de leur altitude absolue. Ici toutefois un écueil est à éviter : outre la pente initiale, résultant du façonnement par l'érosion à partir du niveau de base, l'activité tectonique a déformé les surfaces de

(1) L'emplacement des lieux cités dans le texte figure sur les cartes IA (localités, cours d'eau, régions) et IB (points cotés).

telle sorte que leur altitude absolue est variable d'un point à un autre. L'emploi des altitudes absolues pour caractériser les aplanissements n'est donc justifié que si, pour une région d'extension limitée, l'on donne l'altitude des points les plus hauts et les plus bas de la surface. C'est dans ce sens que seront comprises les altitudes absolues des surfaces figurant dans ce travail, tout comme c'était d'ailleurs le cas dans l'étude de 1949 (J. LEPERSONNE, 1949).

De subdivisions purement locales, la terminologie des pénéplaines ou surfaces d'érosion africaines est rapidement passée à l'emploi d'expressions supposant connu l'âge des surfaces et déterminés les raccords de région à région. C'est ainsi que les expressions suivantes sont devenues classiques :

Pénéplaine jurassique ou crétacée pour une ou plusieurs surfaces très anciennes, ne subsistant généralement que sous forme de lambeaux plus ou moins étendus, mais remarquablement aplanis ;

Pénéplaine mi-Tertiaire, Miocène ou sub-Miocène pour une surface un peu moins régulière, mais occupant de très vastes parties de l'Afrique au sud du Sahara ;

Pénéplaine fin-Tertiaire pour une surface généralement assez irrégulière, affectant souvent une disposition en très larges vallées par rapport à la surface précédente et souvent sculptée à partir d'un niveau de base local (bassin du Congo, par exemple) par opposition aux pénéplaines plus anciennes considérées comme liées au niveau de base de l'océan.

En 1949, L. C. KING introduit une terminologie nouvelle comprenant trois termes :

- Surface du continent de Gondwana,
- Surface africaine et
- Surface des Victoria Falls.

Il estime que les deux premières correspondent respectivement aux surfaces « Miocène » et « fin-Tertiaire » des autres auteurs.

En 1951, il publie une carte des surfaces d'érosion d'Afrique centrale et australe, ajoute aux cycles précédents le cycle du Congo, et d'autres plus récents, et précise l'âge des cycles et des surfaces. On peut déduire des définitions de King que c'est la surface africaine qui correspond à la surface mi-Tertiaire et la surface des Victoria-Falls à la surface fin-Tertiaire des autres auteurs (L. CAHEN et J. LEPERSONNE, 1952 ; J. LEPERSONNE, 1956).

En 1952, L. CAHEN et J. LEPERSONNE donnent, dans une étude sur le système du Kalahari, des précisions sur l'âge des surfaces d'érosion du sud du bassin du Congo et sur leurs relations avec celles de Rhodésie. Ils établissent l'existence d'une surface fin-Crétacé et le raccord entre les surfaces fin-Crétacé et mi-Tertiaire du Congo et les surfaces de Gondwana et africaine d'Afrique australe. Ils concluent que la surface fin-Tertiaire correspond approximativement à la surface des Victoria Falls, mais, dépendant d'un autre niveau de base, peut être d'un âge légèrement différent.

L. C. KING confirme ce point de vue en 1954 et, la même année, L. CAHEN réunit les éléments permettant de dater les cycles fin-Crétacé, mi-Tertiaire et fin-Tertiaire et montre que, dans le sud du bassin du Congo, ce dernier peut se scinder en un cycle Pliocène supérieur, un cycle fin-Pliocène début-Pléistocène et un cycle récent ou cycle géographique actuel.

Enfin, en 1955, FAIR et KING complètent la nomenclature précédente en subdivisant le cycle gondwanien en un modelé cyclique gondwanien et un cycle post-gondwanien (fin-Crétacé).

Ainsi actuellement une terminologie générale tend

à s'implanter. Pour le Congo belge, elle peut s'exprimer comme suit :

Une ou des surfaces anciennes, encore mal connues et qui ne nous intéressent pas ici ;

Une surface fin-Crétacé, qui correspond à la surface post-Gondwanienne de L. C. KING ;

Une surface mi-Tertiaire, qui correspond à la surface africaine ;

Un groupe de surfaces fin-Tertiaire dont les plus anciennes (Pliocène supérieur et Plio-Pléistocène) correspondent en gros à la surface des Victoria Falls, mais, étant développées à partir de niveaux de base différents, ne peuvent être strictement parallélisées en l'absence de données chronologiques locales précises.

Au cours de ce travail, j'utiliserai des terminologies locales jusqu'au chapitre relatif à l'âge des surfaces ; la démonstration donnée dans ce chapitre autorisera à utiliser par la suite la terminologie générale, dans le sens qui lui est donné ci-dessus et notamment avec la restriction rappelée concernant l'application générale de l'expression cycle ou surface des Victoria Falls.

Il m'est agréable, en terminant cette introduction, d'adresser mes remerciements les plus vifs à plusieurs confrères qui ont bien voulu me faire bénéficier de leurs avis, de leurs critiques ou de leurs observations inédites ; ma reconnaissance va tout particulièrement à MM. L. CAHEN, F. DIXEY, J. DE HEINZELIN, P. MACAR, R. B. MCCONNELL et R. WOODTLI. Mes remerciements vont également à M. A. VANHOVE, photographe, pour l'agrandissement des photographies qui illustrent ce mémoire.

CHAPITRE I

Les aplanissements

Le paysage du Congo nord-oriental ne fait pas exception à une règle à peu près générale pour l'Afrique au sud du Sahara : il apparaît constitué par une succession de plateaux étagés. Ceux-ci s'élèvent, par paliers successifs, de la Cuvette congolaise et du large sillon Uele-Kibali jusqu'à la bordure du fossé tectonique albertin où se situent les points culminants du pays. Dans cette zone, des portions plus disséquées qu'ailleurs prennent un relief franchement montagneux ; ces portions ont cependant une extension limitée et une analyse des formes du relief permet aisément d'y déceler des traces de reliefs tabulaires.

Lorsque l'on a eu l'occasion de parcourir de vastes régions de l'Afrique centrale et australe et d'étudier en détail certaines d'entre elles, on est frappé par la multiplicité des niveaux d'aplanissement. Dans certaines régions comme le Kwango et le Kasai, où le sous-sol est constitué en majeure partie de terrains tendres, subhorizontaux, on peut observer jusque huit aplanissements étagés sans compter deux ou trois surfaces d'érosion enfouies et un plateau structural.

Néanmoins on peut déceler l'existence d'un arrangement systématique des surfaces que l'on retrouve dans les diverses régions et, lorsque des raccords peuvent être réalisés de proche en proche ou que l'âge des surfaces peut être déterminé, on constate que les surfaces

de même type sont de même âge. Ces observations sont parmi celles qui justifient l'opinion que les aplanissements résultent de cycles d'érosion ayant affecté de très vastes parties du continent africain et que sont valables des synthèses telles que celles de B. WILLIS (1936), F. DIXEY (1946 notamment) et L. C. KING (1951 notamment).

Le nord-est du Congo et l'Uganda occidental constituent une région assez isolée par rapport aux territoires bien étudiés du Kenya et du sud du bassin du Congo ; cette vaste région est affectée par les failles et les déformations du fossé tectonique. Il résulte de ces conditions particulières que l'étude de sa morphologie et du raccord avec d'autres régions pose des problèmes plus délicats qu'ailleurs.

Pour résoudre ces problèmes, il est utile d'étayer les observations de terrain par une carte de l'extension des aplanissements (*pl. IB*) et par des profils morphologiques (*pl. II*). Les grandes inégalités qui existent dans la précision de la documentation disponible (voir bibliographie : cartes consultées) rendent l'établissement d'une carte d'ensemble malaisée ⁽¹⁾ ; à côté de cartes très fouillées, d'autres ne représentent que les grandes lignes de la morphologie ou ne fournissent aucun renseignement sur celle-ci. L'assemblage qui en résulte présente donc de nombreuses imperfections ; néanmoins un tel document, qui doit être considéré comme essentiellement schématique et provisoire, permet de lever certaines confusions, de préciser les éléments décrits et de poser clairement les problèmes de raccords. C'est à ces titres seuls que cette esquisse est reproduite ici. Les profils, par contre, ont été établis dans des régions où la documentation est suffisante pour assurer une bonne précision.

(1) Les données géologiques figurant sur la carte ont été tracées au moyen de mes levés (1949), des travaux de E. J. WAYLAND (voir bibliographie) et d'une esquisse de J. W. PALLISTER (1953).

Les problèmes suivants seront envisagés : définir le nombre, l'extension et les relations réciproques des aplanissements, rechercher si chacun d'eux représente une surface d'érosion différente ou s'il ne s'agit pas d'une même surface morcelée par des failles et finalement rechercher le prolongement en Uganda des aplanissements du Congo. Seront envisagés successivement le Congo nord-oriental, l'Uganda occidental, puis le raccord entre ces deux territoires.

A. — CONGO NORD-ORIENTAL

La région envisagée ici est approximativement comprise entre l'Équateur au sud, le 29^e méridien à l'ouest, les frontières Congo-Soudan et Congo-Uganda au nord et à l'est.

A la suite de mes levés de 1938-1940, j'ai montré (J. LEPERSONNE, 1949) que l'on peut distinguer dans cette région :

trois aplanissements principaux :

P I entre 1700 et 1900 m

P II entre 1200 et 1450 m

P III entre 800 et 1100 m

un aplanissement local vers 1100 — 1200 m ;

un aplanissement d'individualité douteuse entre 2000 et 2200 m.

La terminologie P I, P II, P III, qui a l'avantage de ne préjuger d'aucune interprétation concernant la nature ou l'âge des surfaces, sera conservée ici.

Aucune carte de l'extension des surfaces d'érosion de la région envisagée n'a encore été publiée à l'exception de la carte générale de l'Afrique, au sud du 5^e parallèle nord, de L. C. KING (1951). Cette carte, à l'échelle de

1/7.500.000, montre bien l'existence dans le nord-est du Congo de trois surfaces principales d'érosion, mais ne donne qu'une représentation très schématique de l'extension de celles-ci. Sa comparaison avec l'esquisse planche I permet d'établir la correspondance suivante : P III = surface du cycle des Victoria Falls, P II = surface du cycle africain, P I = surface du cycle de Gondwana, et de montrer que la carte de KING exagère l'extension de P II et sous-estime celle de P III.

La démonstration de l'existence de trois surfaces d'érosion principales est fournie par l'examen de l'esquisse (*pl. IB*) et des profils (*pl. II*) qui illustrent ce mémoire et par les descriptions ci-après.

Aplanissement P III.

La surface P III a pu être particulièrement bien définie dans le bassin de l'Ituri d'une part, dans celui du Kibali de l'autre.

L'étude détaillée des bassins de la Mongwalu-Abombi et de la Lodjo, affluents de gauche de l'Ituri, dans le district des mines de Kilo (J. LEPERSONNE, 1938-39), montre l'existence vers 1200-1250 m d'un aplanissement régulier qui occupe de vastes dépressions liées au réseau hydrographique actuel et dominées par des crêtes ou des plateaux résiduels dont le sommet aplani se situe à l'altitude de 1400-1500 m (P II) (*photographie 1*). L'aplanissement porte un manteau très épais, pouvant atteindre 20 m, de terres rouges, entrecoupées localement par des éluvions quartzeuses et des zones de grenaille ou de cuirasse ferrugineuse peu développée ⁽¹⁾; des galets roulés très clairsemés sont observés localement à la base des terres rouges.

(¹) Les termes de terres rouges, cuirasses et grenailles ferrugineuses sont préférés ici aux termes « latérite » et « latéritique ». En effet, pour être correct, l'usage de ces dernières expressions supposerait une étude détaillée des profils,

Vers l'aval, le niveau du sol s'abaisse assez brusquement, par un glacis ayant une pente de 1,5 %, pour se stabiliser ensuite à 1000-1100 m. Cet aplanissement inférieur occupe un très vaste territoire du bassin de l'Ituri et se suit vers le sud jusqu'au pied des reliefs auxquels est adossé le poste de Beni. A l'est et au nord-est de Beni, vers l'altitude de 1150 m, il domine directement le fossé tectonique de la Semliki et se retrouve sur les trois horsts de Kaparata (1000 à 1100 m), Vieux Beni (900 à 950 m) et Kalumendo (950 à 1000 m) (P. MICHOT 1934, J. LEPERSONNE 1949).

Le recouvrement paraît moins épais que celui de l'aplanissement de 1200-1250 m ; l'existence de grenaille et localement de cuirasse ferrugineuse (vallée de la Turungwe, région d'Irumu) y est observée.

Le parcours de la route Irumu-Stanleyville montre que l'aplanissement se poursuit vers l'ouest avec une grande régularité et en conservant les mêmes caractères, jusqu'à une cinquantaine de kilomètres de Stanleyville, en s'abaissant progressivement jusqu'à une altitude voisine de 500 m. Il n'est pas possible néanmoins, dans l'état actuel des connaissances, de déterminer si cet abaissement résulte d'une pente régulière de la surface ou se fait par paliers successifs. Dans ce dernier cas, il s'agirait de plusieurs aplanissements étagés et non d'un seul.

J. DE HEINZELIN (1952, p. 111 et *fig.* 50) opte pour une pente régulière d'une surface unique, presque toujours profondément latéritisée ou limonitisée.

On peut donc définir P III comme étant une surface ou un groupe de surfaces lié au bassin actuel de l'Ituri et se développant très largement dans la partie aval

appuyée par des analyses physiques et chimiques, qui n'a pas encore été faite dans les régions considérées. Les termes employés, purement descriptifs, ont l'avantage de ne pas préjuger des résultats d'une telle étude (voir, au sujet de la complexité des phénomènes en cause, l'important mémoire de J. D'HOORE, 1954).

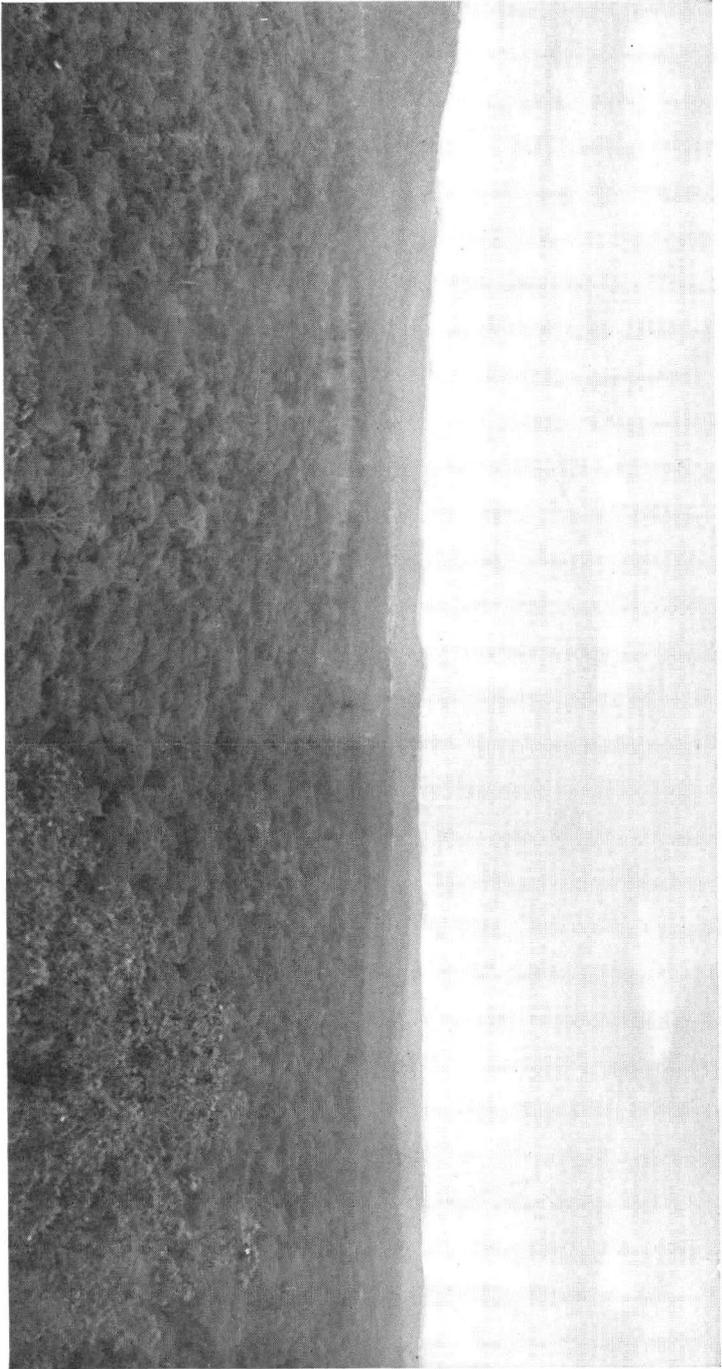
de ce bassin dont elle déborde fortement les limites (voir ci-après).

D'après ce que l'on sait (L. CAHEN 1954, ch. XVI) de surfaces analogues d'autres régions du Congo, il y a tout lieu de penser que l'on a affaire à un groupe de surfaces plutôt qu'à une surface unique. Dans tous les cas, dans les affluents du haut Ituri, la surface se dédouble en un niveau de 1000-1100 m (P IIIb) et un niveau de 1200-1250 m (P IIIa). Ce dernier paraît toutefois localisé à la zone de contact avec le talus limitant l'aplanissement de 1400-1500 m (P II).

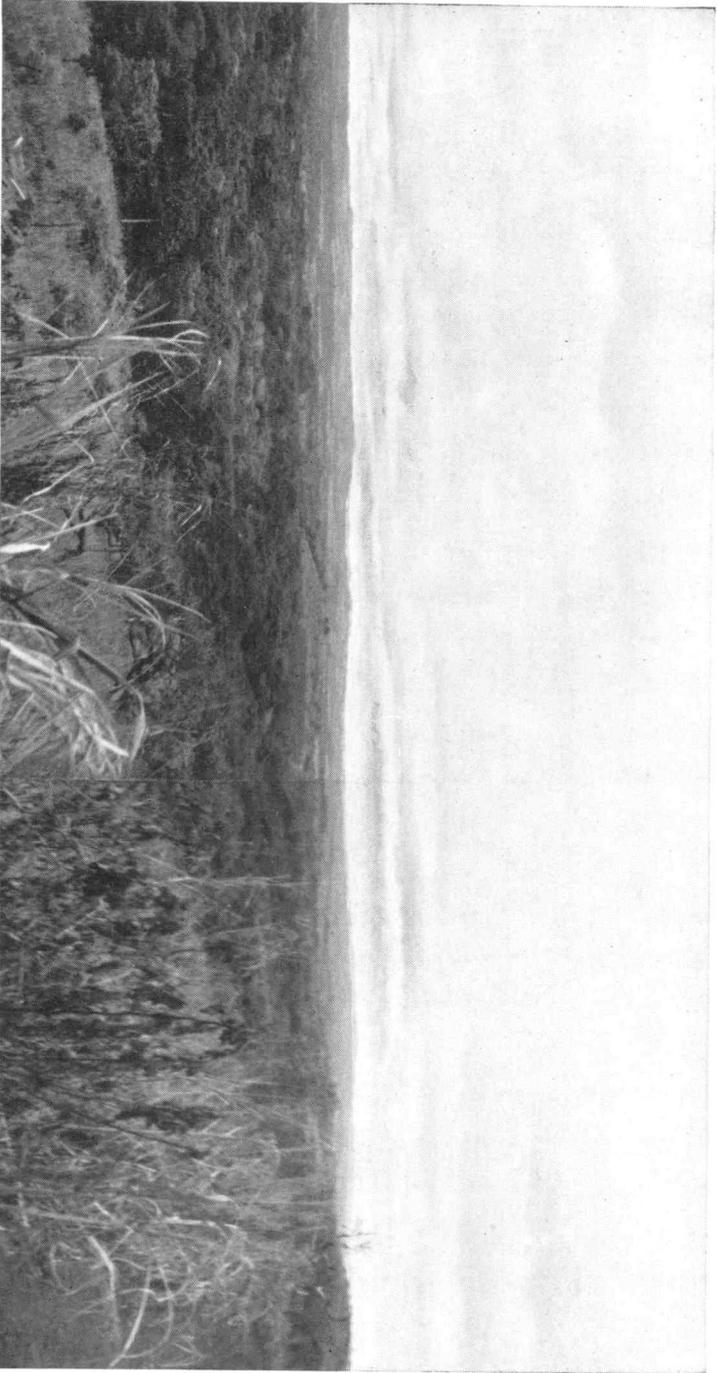
Le parcours de l'itinéraire Mongbwalu-Watsa se fait en grande partie sur l'aplanissement P II qui s'abaisse doucement vers le nord. Dans la région de Watsa, il est fortement disséqué et, peu au nord de cette localité, il domine, par un escarpement de plus de 100 m, un aplanissement très régulier et étendu qui occupe le bassin du Kibali.

A hauteur du méridien de Watsa, cet aplanissement du Kibali se situe vers l'altitude de 900 à 1000 m ; il est dominé par des îlots résiduels et des plateaux dont les sommets se situent entre 1150 et 1300 m et correspondent à l'altitude de l'aplanissement P II suivi entre Mongbwalu et Watsa. L'aplanissement du Kibali s'insinue dans l'aplanissement supérieur sous forme de larges vallées, notamment dans les bassins de l'Arebi et de la Moto (*photographies 2 et 3*).

Vers l'ouest, l'aplanissement inférieur se développe aux dépens du supérieur dont il ne subsiste que de rares îlots résiduels et la liaison se réalise, par Gombari et Wamba, avec l'aplanissement de l'Ituri. En même temps, l'altitude diminue sans que l'on puisse actuellement déterminer si c'est progressivement ou par paliers. J. DE HEINZELIN (*op. cit.* et pp. 79 et 105) montre le raccord entre cet aplanissement et celui de l'Ituri dans la région de Stanleyville, confirmant la liaison plus directe par



PHOTOGR. 1. — Du sommet du Mont Nongo, vue de l'aplanissement de la Mongwala (P IIIa) ; à l'arrière-plan, l'aplanissement P II (crête Maranga-Andisa).



PHOTOG. 2. — Région du Kibali : vallée de la Moto dans la région de Dubele. Aplaniissement du Kibali (P III) formant une large dépression occupant la vallée en contrebas de l'aplanissement P II (à l'arrière-plan et à droite).

Gombari et Watsa. Dans la région de la Garamba (Uele), il a étudié le prolongement vers le nord-ouest de l'aplanissement du Kibali qui y occupe un vaste territoire.

Vers l'est, l'aplanissement se relève progressivement jusqu'à la crête Congo-Nil qu'il franchit vers l'altitude de 1000 m pour redescendre progressivement en direction de la vallée du Nil. Avant d'atteindre Juba, sur le Nil Blanc, un palier bien marqué le sépare d'une ou deux surfaces liées au Nil (itinéraires inédits de J. LEPPERSONNE, 1938-1940).

ANDREW (1948) décrit la morphologie de la région du Soudan située immédiatement à l'est de la crête Congo-Nil et la nature des formations superficielles. Il distingue au moins deux pénéplaines :

Une pénéplaine inférieure couverte par de la cuirasse ferrugineuse ou du limon rouge avec des concrétions ferrugineuses tendres ; la cuirasse pourrait comprendre plusieurs stades ; cette pénéplaine n'est pas datée. C'est cette pénéplaine inférieure qui prolonge l'aplanissement du Kibali au-delà de la crête Congo-Nil ;

Une pénéplaine supérieure représentée par des collines peu élevées (5 à 25 m) couronnées de cuirasse ferrugineuse suivant la crête Maridi-Yeï, beaucoup plus élevée dans le bassin du Yeï et vers le sud ; cette surface est probablement à considérer comme étant la pénéplaine mi-Tertiaire s'étendant sur la plus grande partie du Soudan sous forme de fragments disséqués. Cette surface prolonge vers le nord l'aplanissement P II du Congo (voir ci-après).

Il semble que, dans la région située à l'est du méridien de Watsa, un niveau intermédiaire entre les deux aplanissements principaux s'individualise entre 1000 et 1200 m, mais aucune étude détaillée n'a permis d'en préciser les caractéristiques.

Le grand aplanissement du Kibali a un recouvrement constitué par une épaisseur de quelques mètres de terres rouges ou brunes et plusieurs décimètres de grenaille ou de cuirasse ferrugineuse (*photographie 4*) ; on y observe des galets sporadiques.

Ayant les mêmes caractères, occupant la même position par rapport à l'aplanissement P II et se reliant à l'aplanissement de l'Ituri, il est évident que l'aplanissement du Kibali est à classer dans le groupe P III et est, selon toute vraisemblance, l'équivalent exact de l'aplanissement inférieur P IIIb de la région de Kilo.

L'indécision où l'on se trouve concernant l'unité de la surface prolongeant P IIIb vers l'ouest (voir plus haut) et l'absence de bonnes données topographiques rendent illusoire un calcul de la pente de cet aplanissement dans le sens est-ouest. L'on doit se borner à observer que les zones les plus élevées se situent au voisinage immédiat du fossé tectonique, sans que néanmoins le relèvement de cette zone soit particulièrement accusé. Les profils de L. CAHEN (1954) et de J. DE HEINZELIN (1952) illustrent bien ce relèvement. Suivant le profil de DE HEINZELIN, qui suppose une surface unique, la pente serait d'environ 1,50 m par km dans le sens est-ouest, entre le fossé de la moyenne Semliki et les environs de Stanleyville, et de 0,70 m par km entre Watsa et Bomili (sens N.E.-S.O.).

Quelques lambeaux du groupe P III, situés en bordure du fossé tectonique, méritent une mention spéciale ; ils sont situés au sommet des versants de l'extrémité nord du lac Albert d'une part, de la basse Semliki, d'autre part.

A l'extrémité nord du lac Albert, entre Mahagi-Port et Djegu, une plate-forme se situe entre 960 et 1080 m, dominant d'une part le lac Albert, par l'escarpement tectonique de Mahagi, et dominée de l'autre par l'escar-

pement de Djegu qui la sépare d'une autre surface située entre 1330 et 1500 m d'altitude ⁽¹⁾.

La plate-forme de 960 à 1080 m a un recouvrement analogue à celui de P IIIb dans la région de Watsa et est dominée par les îlots résiduels du Nieneri (1241 m), du Milia (1211 m) et du Bieti (1437 m). La surface de 1330 à 1500 m est elle-même dominée plus à l'ouest par P I, comme on le verra plus loin. On aurait donc dans cette région une succession qui peut s'interpréter comme suit : P I à 1600 m et plus, P II entre 1330 et 1500 m et P III entre 960 et 1100 m ⁽²⁾.

En ce qui concerne la plate-forme attribuée à P III, une telle interprétation n'est néanmoins valable que si l'on peut démontrer qu'il ne s'agit pas d'un lambeau de P II décalé par faille. Cette démonstration est fournie :

a) Par la présence des îlots résiduels cités ci-dessus ; il faut y ajouter le fait qu'en Uganda, de l'autre côté du fossé tectonique, s'observe un aplanissement à la même altitude, mais d'extension beaucoup plus vaste, dominé par des îlots résiduels de même altitude relative que ceux qui dominent la surface de Djegu-Mahagi Port (voir *profil* n° 2, *pl. II*) ; ces îlots font partie de la plaine II de l'Uganda (voir plus loin) ;

b) Par l'étude géologique de l'escarpement de Djegu, le long de la route de Mahagi (observations de l'auteur en 1939) qui se résume comme suit : dans la plaine de 1010 à 1080 m, au pied de l'escarpement, on observe de rares affleurements de gneiss, micaschistes et amphibolites, toutes roches altérées traversées par des veines de quartz. L'escarpement lui-même est constitué par des alternances répétées de gneiss à biotite, parfois à deux

(1) Sur la coupe I, fig. 2, de mon étude de 1949, l'altitude de cette surface est indiquée par erreur comme étant de 1200-1400 m ; c'est l'indication 1300-1500 m figurant dans le texte (1949, p. M 12) qui est exacte.

(2) Une interprétation différente a été proposée (R. V. RUHE, 1954b), elle ne peut être retenue (J. LEPERSONNE, 1956).

micas, et d'amphibolite, souvent à grenat, avec rares passées de micaschiste ; la foliation a une direction oscillant entre N 30° O et N 75° O avec des pentes de 40 à 60° NE ; des veines de quartz injectées suivant la foliation ou obliquement à celle-ci sont fréquentes. On relève quelques plissements et fractures, mais ni une différence lithologique entre les roches de la plate-forme et celles de l'escarpement, ni l'existence de zones broyées ne témoignent de la présence d'une faille importante ;

c) Par l'examen des photographies aériennes qui permet de faire les constatations suivantes :

Il y a un contraste très net entre la morphologie de l'escarpement de Djegu et celle de l'escarpement de faille de Mahagi : le second est rectiligne, à forte pente, à vallées à peine incisées et rivières généralement suspendues, tandis que le premier est sinueux, à pente relativement faible, à vallées profondément incisées et rivières généralement non suspendues ;

Les deux aplanissements séparés par l'escarpement de Djegu ont des formes de relief très différentes : celui de 960-1080 m est d'une extrême régularité, avec rares îlots résiduels d'allure conique, celui de 1330-1500 m a un relief ondulé, avec vallées assez profondément incisées ;

Sur une paire de photographies, la foliation des roches est bien visible et se prolonge de part et d'autre de l'escarpement sans déviation ni décrochement.

Il peut être intéressant d'ajouter que la plate-forme de 960-1080 m semble se prolonger vers le nord et se raccorde probablement à l'aplanissement P III du Kibali suivi jusqu'au Soudan ; malheureusement les cartes topographiques actuelles ne permettent pas de démontrer ce raccord (*pl. IB*).

Dans la basse Semliki, au sud et à l'est de Geti, on observe, en bordure du fossé, de petites plates-formes situées entre 1020 m au nord (région de Bogoro) et 1320 m au sud (région de Boga). Ces plates-formes sont dominées par des restes des aplanissements P II et P I et paraissent être des traces de l'extension de P III.

Ces observations conduisent à formuler l'hypothèse que P III s'est étendu à une partie importante de l'actuel fossé tectonique.

Pour en terminer avec P III, il y a lieu de passer en revue la littérature relative à cette surface.

P. MICHOT (1934, 1937) a montré qu'une vaste pénéplaine couvre l'Uele et l'Ituri et se prolonge jusqu'au bord du fossé tectonique dans la région de Beni ; elle se retrouve sur le horst de Kaparata. On discutera plus loin les opinions de l'auteur sur l'âge de la surface et son raccord avec l'une des surfaces de l'Uganda.

J. DE HEINZELIN (1952) adopte la succession P II-P III, montre la vaste extension de P III dans l'Ituri, l'Uele et le Kibali et trace deux profils qui illustrent les relations et les déformations de P II et P III entre le fossé tectonique et le confluent Aruwimi-Congo. Ayant étudié en plusieurs points le recouvrement de l'aplanissement, DE HEINZELIN montre l'importance des phénomènes de latéritisation qui affectent les roches du sous-sol. D'une manière générale, l'aplanissement est recouvert par des terres rouges, reposant sur une cuirasse ferrugineuse ou une nappe de concrétions limonitiques, elle-même suivie vers le bas par un profond horizon d'argile latéritique. Au voisinage de la cuvette congolaise apparaît un recouvrement sableux superposé à la nappe de concrétions.

En 1954, R. WOODTLI, étudiant la région de Kilo, reprend et précise la succession P I, P II, P III. Il attribue à P III de basses terrasses (1310 à 1350 m environ) du bassin du Shari.

Enfin dans une étude toute récente (R. VANDERSTAPPEN et J. CORNIL, 1955) il est montré que les roches improprement appelées « bauxites pisolithiques » de l'Uele et de Basoko sont liées à un groupe de surfaces d'érosion dont fait partie P III.

Aplanissement P II.

La surface P II a été définie dans les bassins de la Mongbwalu et de la Lodjo, dont il a été question plus haut. Elle forme une série de crêtes sinueuses, à sommet plat, de 1400 à 1500 m d'altitude, limitant les vastes dépressions occupées par P III : crêtes de Senzere, d'Isuru, de Loke, etc... Des escarpements souvent très raides, hauts de 200 m et plus, séparent P II de P III ; l'allure sinueuse de ces escarpements et les données fournies par l'étude du réseau hydrographique (voir plus loin) excluent qu'il puisse s'agir de failles récentes. Entre P II et P III, dans la haute Mongbwalu, on observe une plate-forme intermédiaire à l'altitude de 1350 m (voir *pl. III*) dont les formations superficielles consistent en une faible épaisseur de terres rouges englobant de la grenaille ferrugineuse abondante et des galets roulés très clairsemés (*photographie 1*).

Rive droite de l'Ituri, la surface supérieure se retrouve, mais réduite à de simples îlots résiduels plus ou moins étendus. Entre Mongbwalu et Watsa, on circule de manière presque continue sur cet aplanissement P II (*pl. IB* et *photographies 5 et 6*), ce qui permet d'observer :

a) Qu'il présente une surface assez irrégulière par suite, d'une part de l'action d'un réseau hydrographique en plein rajeunissement, d'autre part de la présence de reliefs résiduels d'un aplanissement plus ancien ;

b) Qu'il est affecté d'une pente vers le nord-ouest de l'ordre de 1,70 m par km ;



PHOTOGR. 3. — L'aplanissement du Kibali (P III) près du camp Rambi (vallée de la Loa). A l'arrière plan, reliefs résiduels de P II.



PHOTOGR. 4. — Formations superficielles de l'aplanissement P III, dans la région du Kibali ; de haut en bas : grenaille ferrugineuse cimentée, terre rouge, dolérite en voie d'altération. Dubele, mines de Moto.



PHOTOGR. 5. — Watsa : relief résiduel de l'aplanissement P II.



PHOTOGR. 6. — Kerekere : l'aplanissement P II avec reliefs résiduels de P I.

c) Que son recouvrement est généralement constitué par une épaisse couche de grenaille et de cuirasse ferrugineuse et une faible épaisseur de terre rouge avec éluvion quartzeuse et galets roulés clairsemés. Là où il n'a pas été démantelé par l'érosion, ce recouvrement est constitué de terres rouges ou brunes, épaisses de plusieurs mètres, reposant sur une cuirasse ferrugineuse très développée aux dépens d'un soubassement profondément altéré.

Comme on l'a vu plus haut, dans la région de Watsa, les relations entre P II et P III sont du même type que dans la région de Mongbwalu et les nombreux îlots résiduels qui jalonnent le bassin du Kibali (*photographies 2, 3 et 5*) et la crête Congo-Nil ont leur sommet aplani au niveau de P II et portent également une cuirasse ferrugineuse (ANDREW, 1948 ; voir plus haut).

Ces éléments et l'étude du réseau hydrographique (voir plus loin) démontrent que P II et P III sont des surfaces d'érosion appartenant à deux cycles différents.

Les relations entre P II et P I sont définies par :

a) D'une part, l'existence sur P II d'îlots résiduels dont un relevé partiel est le suivant (secteur des Mines de Kilo seulement) : Gobu (1626 m), Gotsu (1726 m), Nyanyalu (1719 m), Boa (1773 m), Swanga (1645 m), Menzu (1624 m), Semangole (1603 m), Tsi (1694 m), Djumbi (1609 m), Bri (1660 m), Rri (1613 m), Glei (1620 m), Nio (1612 m), etc... (voir *pl. IB et II et photographie 6*) ;

b) D'autre part, l'existence d'un escarpement sinueux, plus ou moins marqué, entre les deux surfaces ; dans la région de Kilo, cet escarpement se situe entre les altitudes de 1500 et 1600 m.

Ces observations, qui m'avaient conduit à individualiser P I et P II, sont confirmées et précisées par R. WOODTLI (1954) et B. STEENSTRA (1954).

R. WOODTLI, décrivant la région orientale des Mines de Kilo, distingue plusieurs aplanissements d'érosion qu'il rattache comme suit à ma nomenclature :

- P I-1 : pénéplaine de 1700-1900 m ;
pente de raccord faible ;
- P I-2 : niveau d'aplanissement partiel vers 1600 m
environ ;
escarpement prononcé ;
- P II-1 : pénéplaine partielle de 1495-1510 m ;
forte rupture de pente ;
- P II-2 : terrasses cycliques de 1390-1425 m ;
forte rupture de pente ;
- P III : basses terrasses (1310 à 1350 m environ).

L'auteur ayant levé en détail la région où se fait le contact entre P I et P II reconnaît la nature morphologique des surfaces et exclut une origine tectonique pour les escarpements qui les limitent ; il fait observer d'ailleurs qu'en certains points les actions tectoniques récentes ont donné lieu à des déplacements de blocs et des rajeunissements qui peuvent rendre localement très difficile l'attribution d'un replat à l'une ou l'autre surface.

De son côté, STEENSTRA observe les aplanissements suivants :

- Région de l'Abombi : sommet aplani du Mt Boa, 1780 m ;
aplanissements d'érosion à 1550, 1500 et 1450 m ;
- Région de Kilomines : aplanissements d'érosion à 1490-
1510, 1400 et 1350 m ; plaine alluviale et terrasses :
de 1300 à 1350 m ;
- Région au sud de Kilomines : aplanissements d'érosion à
1600, 1550 et 1500 m.

Ayant surtout étudié la région, très complexe, du contact entre P II et P I, il hésite à généraliser ses observations. On voit cependant qu'il retrouve les mêmes niveaux que R. WOODTLI et J. LEPERSONNE, mais avec des surfaces intermédiaires.

L'abondance des replats intermédiaires, dans la zone de contact entre deux aplanissements principaux, est un fait souvent observé au Congo et ce n'est qu'en étendant les levés en surface que l'on peut résoudre ces complexités locales.

En fait, l'étude de P II entre Mongbwalu et Watsa montre que l'aplanissement principal P II se situe dans le secteur des Mines de Kilo vers 1450 m et descend en pente douce vers le nord ; de même, P I a son extension principale entre 1600 et 1800 m et le niveau de 1600 m n'est qu'un palier local. La nomenclature adoptée par WOODTLI paraît donc entièrement correcte.

Ayant ainsi démontré l'individualité de P II en tant que surface d'érosion, on peut déterminer les grandes lignes de son extension régionale (voir *pl. IB*). Outre la région entre Mongbwalu et Watsa déjà décrite, l'aplanissement occupe vers le nord-est le voisinage de la crête Congo-Nil et vers le sud cette crête même jusqu'au Mt Poruo (1343 m) ; plus au sud, un témoin s'en trouve près de Beni, au nord de l'escarpement de faille auquel est adossé ce poste ; vers l'ouest, des témoins s'en observent jusqu'à une cinquantaine de km de Stanleyville.

L'examen des cotes de la surface montre qu'elle présente, outre une pente générale du S.E. vers le N.O., une allure légèrement bombée dont la zone culminante se trouve dans la région Kilo-Djugu.

La surface se poursuit jusqu'en bordure même du fossé tectonique dans deux régions :

Bogoro-Geti-Boga d'une part, où elle forme des replats très disséqués ou des sommets isolés en contrebas

de plateaux de 1600 à 1800 m et de sommets de 1800 à plus de 1900 m ⁽¹⁾ (voir *profil n° 3, pl. II*) ;

A l'ouest de Djegu (région de Mahagi), où elle forme une bande étroite entre les altitudes de 1330 et 1500 m, séparée par un petit escarpement du plateau de 1600 m (voir *profils n° 2 et 4, pl. II*) ; ce replat est dominé par deux îlots résiduels au moins : le Da (1760 m) et l'Erusi (1616 m) ; ce sont bien les relations normales entre P II et P I ; on a vu plus haut que P III existe dans ce secteur en contrebas du replat de 1330-1500 m. L'examen des photographies aériennes montre que le relief de P II, dans cette zone, est caractéristique : il se distingue à la fois de celui de P III beaucoup plus régulier et de celui de P I qui est très disséqué dans cette région.

Aplanissement P I.

L'aplanissement P I a été défini comme une surface comprise entre 1700 et 1900 m (J. LEPERSONNE, 1949). En fait, une révision de mes observations me porte à proposer de le limiter plutôt à la zone comprise entre 1600 et un peu plus de 1800 m, tout au moins dans la région où il a son extension la plus grande, c'est-à-dire celle de Djugu, Blukwa, Nioka, Kerekere et Mahagi poste (voir *pl. I B*).

Cette conception est justifiée par les faits suivants :

D'une part on a vu plus haut que les relations entre P I et P II sont définies par le talus se situant entre 1600 et 1500 m dans la région de Kilo et par des îlots résiduels dont les sommets sont toujours compris entre 1600 et 1800 m (*photographie 6*) ;

D'autre part la surface P I a presque partout son altitude comprise entre 1600 et 1800 m (points culminants :

⁽¹⁾ Cette région est considérée par M. SLUYS (1947 b) comme occupée par des horsts ; cette question est discutée en annexe (I).

Rona 1810 m, Muze 1812 m, Go 1809 m, Tshena 1809 m, Tsho 1840 m) et est séparée d'une surface de 2000 à 2200 m par un talus, plus ou moins marqué suivant les régions, qui se situe entre 1800-1850 m et 2000 m ou plus.

La surface P I, ainsi redéfinie, est un plateau extrêmement régulier, occupant une vaste région (*pl. IB*) qui s'adosse à la bande de hauts sommets qui borde directement le lac Albert. Vers le sud, des lambeaux plus ou moins étendus s'en trouvent dans la région de Geti ⁽¹⁾ dominés par les points culminants de l'Ami (1928 m), l'Adzi (1869 m) et l'Avi (1837 m).

Confirmant mes observations anciennes (J. LEPERSONNE 1949), R. WOODTLI (1954) décrit cette surface ainsi :

« Le cours supérieur des rivières présente des marais, une allure divagante, un aspect sénile caractéristique, qu'on observe dans la région de Loga, par exemple. De loin, ce pays paraît remarquablement plat et monotone, bosselé par quelques monadnocks arrondis (Tsinziri), parfois rajeuni par un horst de formation récente (Singbwa, Pikoti) ».

Le même géologue a observé quelques cailloux roulés sur l'aplanissement partiel de 1600 m.

Les rares observations que j'avais pu faire en 1938-1940 sur le recouvrement de P I m'avaient porté à croire que les cuirasses ferrugineuses y sont peu développées. Les études très poussées faites par l'I.N.É.A.C. (1954) dans la région de Nioka, précisent la nature du recouvrement ⁽²⁾. Celui-ci est composé en ordre principal de plusieurs mètres de terres rouges ou brun rouge englobant une forte quantité de grenaille ferrugineuse

(1) Voir note infrapaginale précédente.

(2) Une part importante de ces études est due à R. V. RUHE ; celui-ci considère néanmoins qu'il s'agit de la surface P III (voir notamment pl. I et II, R. V. RUHE, 1954). Une réfutation complète de cette opinion figure dans J. LEPERSONNE, 1956.

et reposant sur la roche en place, très altérée, par l'intermédiaire d'un lit de gravier contenant fréquemment des galets fluviatiles. Les « latérites » fortement indurées (cuirasses) sont exceptionnelles et caractérisent quelques sommets dominant le paysage environnant de 20 à 60 m seulement et dont les altitudes sont comprises dans les limites données plus haut pour P I.

Ces cuirasses seraient les seules latérites formées *in situ* et les autres produits observés seraient tous détritiques. S'il en est bien ainsi, il pourrait y avoir lieu de subdiviser P I en deux surfaces, comme le fait R. V. RUHE (1954). Tenant compte de la subdivision P I₁-P I₂ de WOODTLI, on aurait donc un troisième aplanissement partiel. On pourrait aussi interpréter les observations de RUHE comme indiquant l'évolution subie par l'aplanissement après son façonnement : il aurait été initialement couvert par une cuirasse formée *in situ*, au niveau des îlots de 20 à 60 m, la surface aurait été ensuite légèrement démantelée par l'érosion qui s'est poursuivie depuis lors (fin du Crétacé, voir plus loin), mais n'a pu être que très réduite puisque le réseau avait atteint son stade de sénilité et n'a été qu'à peine rajeuni. Les oscillations climatiques ont également pu jouer un rôle dans la destruction de la cuirasse au cours de cette longue période. Cette explication paraît plus plausible que celle de deux niveaux d'aplanissement, car il se concevrait difficilement que la surface n'ait subi aucune modification depuis la fin du Crétacé.

Les faibles dénivellations existant entre les divers reliefs appartenant à P I et la faible pente des talus limitant ces reliefs, ainsi que l'unité de caractère du réseau hydrographique sénile qui le parcourt, confirment dans tous les cas que le façonnement de cet aplanissement est à attribuer à un seul cycle principal d'érosion (cycle fin-Crétacé, voir plus loin), contrairement aux vues de R. V. RUHE (1954) qui y voyait deux cycles

principaux, l'un représenté par la surface elle-même, l'autre par les îlots peu élevés qui la dominent.

La pente générale, du sud-est vers le nord-ouest, de l'ensemble groupé sous P I est de l'ordre de 5 m par km ; elle est nettement plus forte que celle de P II, ce qui témoigne des déformations propres subies par cet ensemble et sans doute liées à la naissance du cycle de P II (voir *profil n° 1, pl. II*).

Région très élevée bordant le lac Albert.

Cette région fait partie de la crête Congo-Nil et peut être subdivisée en deux parties :

a) La première est parallèle à la rive occidentale du lac Albert qu'elle domine par un escarpement de faille de 1300 à 1800 m de dénivellation ; elle s'étend depuis le mont Korovi au sud-ouest jusqu'au mont Aluro au nord-est. On peut y distinguer un plateau très disséqué, montant régulièrement de 1900 à 2200 m du sud-ouest au nord-est, dominé par des sommets dont les altitudes augmentent dans le même sens de 2166 m (Korovi) à 2420 m (Adjo) et 2445 m (Aluro) ;

b) La seconde prolonge la première au nord du mont Aluro ; c'est un vaste plateau très régulier dont l'altitude descend d'environ 2200 m à 1900 m dans la région du mont Akara (2085 m) ; elle est dominée par un relief au moins (Au, 2215 m).

Cette contrée élevée est séparée de l'aplanissement P I par des talus assez accusés surtout à son bord nord-est où, au passage de la route Gote Mahagi, il pourrait s'agir d'une faille (J. LEPERSONNE, 1949). La partie nord pourrait être séparée de la partie sud par une faille, mais aucune donnée géologique n'existe à ce sujet (voir *profils nos 1, 2 et 4, pl. II*).

Deux hypothèses sont à envisager : ou bien il s'agit d'un ou plusieurs horsts, occupés par P I décalé par failles, ou bien d'un aplanissement d'érosion indépendant. Quelle que soit l'hypothèse envisagée, les sommets qui dominent d'environ 250 m le plateau de 1900 à 2200 m constituent les témoins d'un relief plus ancien que P I, sans qu'on puisse préciser s'il s'agissait ou non d'un aplanissement.

On peut relever certaines caractéristiques qui favorisent l'hypothèse du horst (éventuellement lui-même découpé par plusieurs failles) :

1° Alors que pour les aplanissements P I, P II et P III, on trouve de nombreux reliefs résiduels de chacun d'eux sur le suivant, il n'existe que très peu de reliefs sur P I et aucun n'atteint l'altitude de 2000 m. Les points cartographiés dépassant 1850 m sont les suivants : Kahakaba (1880 m), Pikoti (1975 m), Ami (1928 m), Adzi (1869 m). De ces points, l'Ami et l'Adzi appartiennent à des massifs itabiriques et le Pikoti est considéré comme un horst (R. WOODTLI, 1954, voir plus loin) ;

2° Certains au moins des escarpements qui limitent la région de 1900 à 2200 m ont une allure rectiligne et une pente raide qui les rapprochent morphologiquement d'escarpements de faille.

Ces éléments ne sont pas décisifs et les études géologiques pourront seules résoudre définitivement la question. J'ai figuré cette région et ses limites sur la carte (*pl. I B*) d'une manière particulière. Les *profils n°s 1, 2 et 4 (pl. II)* montrent la possibilité d'existence de failles.

Tectonique affectant les aplanissements.

Les déformations tectoniques affectant les aplanissements du nord-est du Congo sont de deux types :

bombements et gauchissements d'ensemble, et failles. Il a été question, dans les paragraphes relatifs à chacun des aplanissements, des déformations d'ensemble et il a été montré que les relations entre les différentes surfaces excluent que les escarpements qui les séparent soient dus à des failles. L'existence de failles affectant les aplanissements, au voisinage du fossé tectonique, mérite un examen particulier.

Plusieurs auteurs (M. SLUYS, 1947b, R. V. RUHE, 1954, R. WOODTLI, 1954, B. STEENSTRA, 1954), signalent l'existence de telles failles dans la région comprise entre Mahagi au nord et Geti au sud. Selon l'un d'entre eux (R. WOODTLI, 1954), des venues de dolérite, sous forme de dykes et de nappes, pourraient être postérieures au façonnement des aplanissements d'érosion, sans que toutefois il considère que le problème de l'âge de ces venues soit actuellement complètement résolu.

De la discussion de ces questions, développée dans l'annexe I, je crois pouvoir déduire que, si l'âge des venues doléritiques (et des failles qui y sont liées) ne peut encore être déterminé, il est néanmoins probable qu'elles sont antérieures au façonnement de l'aplanissement P I et n'interviennent donc dans l'évolution de la morphologie qu'à titre de roches du sous-sol comme les autres formations géologiques de la région.

Quant à l'existence de failles affectant P I, P II et peut-être P III au voisinage du fossé tectonique, elle paraît plausible ; des études complémentaires sur le terrain seraient néanmoins nécessaires pour permettre de démontrer et de localiser ces failles. Les profils (*pl. II*) font ressortir l'éventualité de telles failles.

Conclusion

En conclusion, l'étude de la morphologie du Congo nord-oriental conduit à distinguer trois aplanissements ou groupes d'aplanissements d'érosion principaux. Le

groupe inférieur P III comprend certainement deux surfaces étagées, et probablement plus ; le groupe supérieur P I se subdivise également, localement au moins, en deux ou trois surfaces ; une subdivision de P II est moins apparente, sauf dans sa zone de contact avec P I.

Il existe quelques témoins d'une topographie antérieure à P I, mais ils ne peuvent permettre de définir un aplanissement plus ancien.

L'existence, au voisinage du lac Albert, d'un aplanissement antérieur à P I ne peut être exclue, mais il paraît plus probable qu'il s'agisse de ce dernier aplanissement surélevé entre failles.

Les aplanissements ont été affectés de gauchissements qui sont les plus marqués au voisinage du fossé tectonique où ils sont très probablement accompagnés de failles donnant lieu à des dénivellations plus ou moins importantes.

B. — UGANDA OCCIDENTAL

Les aplanissements.

L'Uganda est l'un des territoires de l'Afrique centrale où les aplanissements d'érosion ont été le mieux étudiés. On le doit aux persévérants travaux de E. J. WAYLAND poursuivis depuis 1919. Plusieurs auteurs comme COMBE, Bailey WILLIS, DIXEY et KING y ont ajouté des observations personnelles et des généralisations à l'échelle africaine.

De la notion d'une « grande pénéplaine africaine », on est passé rapidement à celle de trois surfaces principales : I (Crétacé ou Jurassique), II (mi-Tertiaire), III (fin-Tertiaire). En 1934 (WAYLAND, 1934 a et b), on reconnaît que la complexité est plus grande qu'on ne le pensait et que le niveau II peut se scinder locale-

ment en trois surfaces d'érosion distinctes de I et de III. En 1954 (J. W. PALLISTER), on observe localement 5 aplanissements dont les deux supérieurs appartiennent à un même cycle d'érosion (II) et les trois inférieurs au cycle de III (¹).

Tout récemment R. B. McCONNELL (1955) a reconnu l'existence en Uganda de 5 surfaces d'érosion correspondant à des cycles d'érosion majeurs ; il a pu déterminer leurs caractéristiques et leur extension dans une grande partie de l'Uganda occidental et central, depuis le district de l'Ankole au sud jusqu'à celui de l'Acholi au nord. Le tableau ci-dessous résume, d'après McCONNELL, les données relatives à ces aplanissements :

Nom de la surface	Altitude normale	Corrélations
Ankole	1650 m et plus	Surface jurassique (DIXEY) Modelé gondwanien (KING)
Koki	1410-1440 m	Surface crétacée (DIXEY) Cycle post-gondwanien (KING)
Buganda	1290-1320 m	Surface mi-Tertiaire (DIXEY <i>et al.</i>) Cycle africain (KING)
Tanganika	1050-1140 m	Surface fin-Tertiaire (DIXEY <i>et al.</i>)
Acholi	900-1050 m	Pléistocène inférieur (DIXEY <i>et al.</i>).

L'équivalence entre cette terminologie nouvelle et l'ancienne subdivision en trois surfaces principales peut s'établir en comparant les définitions de McCONNELL à celles de ses prédécesseurs tout en tenant compte des aires d'extension des différents niveaux, telles que ces auteurs les définissent. On obtient ainsi l'équivalence suivante :

(¹) R. B. McCONNELL considère qu'il n'existe que deux aplanissements dans cette région (communication personnelle).

- Surface de l'Ankole : généralement non reconnue ou confondue avec la pénéplaine I.
- Surface de Koki : généralement pénéplaine I.
- Surface du Buganda : pénéplaine II.
- Surface du Tanganika : pénéplaine III.
- Surface de l'Acholi : surface (ou surfaces) pléistocène.

Aucune carte de l'extension des surfaces n'a été publiée, à l'exception de la carte générale de L. C. KING (1951) dont il a déjà été question plus haut. En Uganda, cette carte ne distingue que deux surfaces qui correspondent approximativement à l'ensemble des deux surfaces inférieures et à celui des trois surfaces supérieures du tableau précédent. Le raccord de ces surfaces avec celles du Congo belge sera discuté plus loin, ainsi que leur âge.

En utilisant les très bonnes cartes topographiques au 1/250.000 de la région située à l'est et au nord-est du Ruwenzori et les cartes moins précises (1/500.000) des autres régions et en les complétant par les descriptions morphologiques de divers auteurs, j'ai tenté de dessiner une esquisse schématique de l'extension des aplanissements (*pl. I B*) et d'établir des profils (*pl. II*) montrant leurs relations mutuelles.

Il découle de ces éléments que la plus grande partie du territoire situé au nord du 1^{er} parallèle nord et à l'ouest du 33^e méridien est occupée par les surfaces du Tanganika et de l'Acholi, sans qu'il soit partout possible de les distinguer l'une de l'autre dans l'état actuel de la documentation. Vers le sud, il paraît certain que des plates-formes intermédiaires existent entre surface du Tanganika et surface du Buganda.

Dans cette grande zone d'extension des deux surfaces inférieures, des plateaux résiduels ou des collines à sommet aplani constituent des témoins de l'aplanissement du Buganda.

Au sud du 1^{er} parallèle, dans la région immédiatement à l'est du massif du Ruwenzori, la complexité des niveaux apparaît : l'on observe une vaste extension de la surface du Buganda, dominée par des îlots résiduels d'au moins une surface plus ancienne. Vers l'est, la surface du Buganda est disséquée par celle du Tanganika, qui s'y insinue sous forme de vallées, et l'on passe à une région très complexe où coexistent cette dernière, occupant les parties basses du pays, dominée par des crêtes aplanies de la première surmontées elles-mêmes par de rares témoins d'une surface plus ancienne.

L'existence de failles affectant la surface du Buganda n'est de plus pas exclue dans cette région, mais ne met pas en question l'ordre de succession des surfaces défini ci-dessus (communication personnelle de R. B. McCONNELL).

Les pentes des surfaces sont variables par suite des déformations qu'elles ont subies ; on ne peut donner que des ordres de grandeur, mais ils caractérisent bien les déformations (voir *profils pl. II*) :

La ou les surfaces anciennes sont trop fragmentaires pour donner des indications précises ; on relève une pente ouest-est de 1,70 m/km et sud-ouest — nord-est de 0,90 m ; il s'agit seulement des sommets plus ou moins aplanis d'îlots résiduels, ce qui a peu de signification ;

La surface du Buganda dessine un dôme entre la basse Semliki et le bassin du lac George, caractérisé par des pentes vers le nord-est de 2,40 m/km et vers le sud-est de 2,10 m/km ; la pente s'atténue rapidement vers le nord-est pour tomber en dessous de 1 m/km ; une pente vers l'est est également marquée ;

La surface du Tanganika dessine un dôme semblable, mais qui paraît plus accusé (pentes de 4 à 5 m/km) ; il ne s'agit sans doute que d'une apparence due au fait que, vers les têtes des grandes vallées, on prend pour altitude de la surface celle de plates-formes plus élevées, intermédiaires entre elles et la surface du Buganda ; vers le nord-est la pente devient très régulière d'environ 0,80 m/km et donc comparable à celle de ce dernier aplanissement.

L'allure générale de la déformation est donc celle d'un dôme ⁽¹⁾, axé sur la partie nord du massif du Ruwenzori, et donnant lieu à des pentes vers le nord-est, l'est et le sud-est. A ce dôme fait suite vers l'est la cuvette du lac Victoria qui paraît être occupée par la surface du Tanganika et des lambeaux résiduels de la surface du Buganda (McCONNELL, 1955).

Ces déformations enlèvent leur signification aux altitudes absolues pour caractériser les aplanissements ; ce n'est donc qu'à titre purement indicatif que les cotes suivantes sont relevées dans l'aire considérée :

Surface ou surfaces anciennes :	1590 à 2100 (?) m ;
Surface du Buganda :	1250 à 1550 m ;
Surfaces du Tanganika et de l'Acholi :	900 à 1350 m.

Les formations superficielles des surfaces d'érosion de l'Uganda n'ont fait l'objet d'études systématiques que tout récemment. Déjà dans les travaux de E. J. WAYLAND et dans ceux de A. D. COMBE, on trouve l'indication de la présence de recouvrements latéritiques. Dans le sud-ouest du district d'Ankole, COMBE (1932) note que les trois aplanissements I, II et III sont recouverts de cuirasses ferrugineuses latéritiques ; les aplanis-

⁽¹⁾ Il pourrait s'agir d'une apparence due à l'existence d'une succession de paliers séparés par des failles.

sements I et II paraissent correspondre respectivement aux surfaces de Koki et du Buganda de McCONNELL tandis que l'existence de la surface de l'Ankole de ce dernier ne semble pas avoir été reconnue par Combe. En effet, celui-ci établit déjà une corrélation entre II et la surface du Buganda et la différence d'altitude qu'il observe entre I et II est la même que celle donnée par McCONNELL entre surfaces de Koki et du Buganda.

R. V. RUHE (1954) considère que, dans la région comprise entre le lac Victoria et le lac Albert, la surface mi-Tertiaire (ou du Buganda) est caractérisée par une latérite bien indurée et la surface fin-Tertiaire (ensemble des surfaces du Tanganika et de l'Acholi, non différencié) par un manteau de latérite détritique recimentée (*murram*) ou non.

Les études récentes des géologues de l'Uganda ne confirment pas l'opinion que l'on peut distinguer des formations superficielles caractérisant les différentes surfaces (J. LEPERSONNE, 1956). J. W. PALLISTER (1954) puis C. DU BOIS et P. G. JEFFREY (1956) ont étudié les latérites du Buganda, spécialement dans la partie située immédiatement au nord et au nord-ouest des rives du lac Victoria. On y observe des latérites ferrugineuses sur les aplanissements II (du Buganda) et III (du Tanganika) et sur des terrasses d'âge pléistocène ; la latérite couvre également, par endroits, des pentes pouvant atteindre 10° entre les différents aplanissements. Aucune distinction n'a pu être faite par l'examen macroscopique ou microscopique ou l'analyse chimique entre ces diverses latérites, toutes reconnues comme formées *in situ* ; l'étude démontre également que la latérite de haut niveau s'est formée à une époque différente des latérites de bas niveau. On n'observe des latérites remaniées ou des débris recimentés (*murram*) de cuirasses plus anciennes que sur certains des versants inférieurs de la région.

Lorsqu'on s'écarte de cette région voisine du lac, qui a été influencée par les variations de niveau de la nappe aquifère occasionnées par les fluctuations de niveau du lac au cours du Pléistocène, on observe que la latérite disparaît des versants, est peu développée sur l'aplanissement III (ou du Tanganika), mais reste très développée sur II (ou du Buganda).

D'une façon générale, toutes les latérites sont actuellement en voie de démantèlement.

McCONNELL (1955) complète ces données pour les hauts niveaux en signalant l'absence de latérite, en règle générale, sur la surface de l'Ankole et la présence de recouvrements latéritiques épais sur les surfaces de Koki et du Buganda.

Le problème du Ruwenzori.

On sait (Bailey WILLIS, 1936 ; F. DIXEY, 1946 ; L. CAHEN, 1954) que la partie culminante du massif du Ruwenzori est occupée par un aplanissement déformé dont émergent les pics les plus élevés qui constituent donc des reliefs résiduels sur cet aplanissement.

L'extrémité nord du massif constitue un *horst* et, au pied de celui-ci en Uganda, le territoire est occupé par l'aplanissement II avec îlots résiduels de I (voir *pl. I B*). Dans le fossé tectonique on trouve, dans cette zone, les couches de Kisegi du côté ugandais et le Miocène inférieur du côté congolais. De ce côté on observe, en bordure du fossé tectonique, l'aplanissement P II déformé supportant des îlots de P I, et dominant des lambeaux probables de P III. La faible extension de P I et P III dans les deux régions considérées conduit à conclure que les surfaces aplanies du sommet du horst appartiennent à l'aplanissement II, avec îlots de I ⁽¹⁾.

(¹) Ceci suppose admise l'équivalence entre les surfaces P I, P II et P III du Congo et les surfaces I, II et III de l'Uganda, qui sera démontrée plus loin.

L. CAHEN (1954) a discuté la question de savoir à quel aplanissement appartient la partie culminante du massif et conclut qu'il n'est pas possible de déterminer s'il s'agit de III avec îlots résiduels de II ou bien de II avec îlots résiduels de I. Cette partie du massif est en effet comprise entre III avec reliefs résiduels de II au Congo comme en Uganda, les reliefs résiduels de II étant plus nombreux et vastes en Uganda qu'au Congo. De l'extrémité nord du massif, jusque la zone sommitale, les cartes montrent que la pente est régulière et assez continue ; au sud du massif, au contraire, il y a descente brusque par plusieurs paliers dont certains au moins résultent de failles. On peut en déduire qu'il y a probabilité pour que la zone sommitale soit constituée par le prolongement de l'aplanissement II (avec reliefs résiduels de I) qui occupe le horst du Nord, tandis que les traces d'aplanissement que porterait éventuellement l'extrémité sud du massif peuvent être indifféremment attribuées à II ou à III.

C. — RACCORDS ENTRE LES APLANISSEMENTS DU CONGO ET DE L'UGANDA

Pour la discussion qui suit et en vertu de l'équivalence établie plus haut entre la terminologie de McCONNELL et celle des autres auteurs, je désignerai les aplanissements de l'Uganda par les nombres I, II et III, étant entendu que I représente la surface de Koki, mais peut comprendre localement des lambeaux résiduels de la surface de l'Ankole, impossibles à différencier actuellement, que II représente la surface du Buganda et que III représente un groupe de surfaces dont celle du Tanganika est la principale.

Par suite de la présence du fossé tectonique, l'on ne peut trouver, entre les aplanissements du Congo et ceux

de l'Uganda, qu'une seule zone de raccord direct : elle se situe entre les bassins du Kibali et du Nil Blanc.

On a vu plus haut que les aplanissements P II et P III de la région du Kibali se poursuivent au Soudan, dans le bassin du Nil, où la surface supérieure est considérée comme étant la pénéplaine mi-Tertiaire (ANDREW, 1948). A proximité de la vallée du Nil, le prolongement de P III domine, par un talus bien marqué, au moins une surface plus récente.

Aucune étude de la morphologie de la région comprise entre cette partie du Soudan et l'Uganda n'a été faite jusqu'à présent, mais les cartes topographiques, malheureusement à l'échelle du 1/500.000 seulement et peu précises, montrent que la même disposition morphologique se poursuit le long de la vallée du Nil jusque dans la région nord de l'Uganda où ont été reconnues les surfaces de l'Acholi et du Tanganika dominées par des îlots résiduels de la surface du Buganda.

Il y a donc une forte présomption pour que la surface P III et le plus élevé des aplanissements de la vallée du Nil se prolongent par la surface du Tanganika et la surface de l'Acholi et que P II corresponde à la surface du Buganda.

Vu l'incertitude qui pèse encore sur ce raccord, il y a lieu d'examiner les autres éléments qui peuvent être pris en considération.

Faisant abstraction de la surface de l'Acholi et de celle de l'Ankole, qui n'intéressent que secondairement les régions envisagées, on observe, dans les deux territoires, une succession comparable d'aplanissements qui peuvent se grouper suivant trois cycles principaux d'érosion. Les altitudes absolues, les hauteurs des talus séparant les plates-formes et les déformations subies par les surfaces sont tout à fait comparables de part et d'autre.

On observera notamment l'allure semblable qui existe entre les régions situées de part et d'autre du lac Albert

d'une part, de la Semliki de l'autre (*profils nos 1 et 5, pl. II*).

A l'ouest du lac Albert se situe une zone particulièrement surélevée au-delà de laquelle se succèdent régulièrement les aplanissements P I, P II et P III plus ou moins déformés ; à l'est du lac, au contraire, on voit la surface III de l'Uganda dominée par de rares résidus de II se terminer à peine déformée au bord de l'escarpement tectonique limitant la dépression albertine.

De même le massif particulièrement surélevé du Ruwenzori domine à l'est la succession normale des surfaces I, II et III déformées, tandis qu'à l'ouest, de l'autre côté du fossé tectonique, l'aplanissement P III, dominé par quelques lambeaux de P II, est interrompu par le fossé, au bord duquel il n'a subi qu'une faible déformation.

De part et d'autre, on s'accorde à considérer les cycles du groupe III comme liés à un niveau de base local (celui du Congo d'une part, et celui du Nil et du lac Victoria de l'autre), tandis que les cycles II et I sont considérés comme liés au niveau de base de l'océan (WAYLAND, 1934 b, etc..., Bailey WILLIS, 1936 ; DIXEY, 1946, etc... ; KING, 1951 ; CAHEN, 1954).

L'équivalence entre les cycles d'érosion responsables du façonnement des aplanissements de même numéro au Congo et en Uganda ne paraît donc pas pouvoir faire de doute, avec la restriction que les cycles III liés à des niveaux de base locaux peuvent ne pas être strictement contemporains d'une région à l'autre.

On peut conclure en précisant l'équivalence admise comme suit :

Congo belge	Uganda
Hauts relief bordant le lac Albert	Surface d'Ankole ?
Aplanissement P I	Surface de Koki (I)
Aplanissement P II	Surface du Buganda (II)
Aplanissements P III <i>a</i> et <i>b</i>	Surface du Tanganika (III)
Aplanissements plus récents que III	Surface d'Acholi.

L'on pourrait encore prendre en considération pour cette comparaison la nature du recouvrement des surfaces, l'évolution du réseau hydrographique et l'âge des surfaces.

Pour ce qui est des recouvrements, il a été montré ailleurs (J. LEPERSONNE, 1956) que leur utilisation comme élément de corrélation peut conduire à des erreurs graves (R. V. RUHE, 1954) ; les caractères des formations superficielles décrits plus haut pour chaque surface suffisent à montrer que ces formations sont assez semblables sur les aplanissements mis en corrélation, mais elles sont également peu différenciées d'une surface à l'autre, et peuvent varier de composition d'une région à l'autre sur une même surface ; elles ne peuvent donc être utilisées comme repères. Quant à l'évolution du réseau hydrographique et aux âges, on verra plus loin qu'ils confirment dans une large mesure les raccords proposés (1).

D. — CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES DES APLANISSEMENTS

Il résulte des descriptions ci-dessus que l'on peut caractériser le relief des différents aplanissements comme suit :

(1) Pour P. MICHOR (1934, 1937), l'aplanissement de l'Ituri et des Uele, se prolongeant jusqu'au horst pénéplané de Kaparata, dans la haute Semliki,

L'aplanissement I est d'une extrême régularité et n'est dominé que par de rares reliefs résiduels ;

L'aplanissement II est moins régulier, souvent dis-séqué par le rajeunissement et fréquemment dominé par des reliefs résiduels de I ;

L'aplanissement III, assez régulier, mais souvent constitué par des plates-formes emboîtées, se résout vers l'amont en larges vallées s'insinuant en contrebas de II ; il est également dominé par des îlots et des plateaux résiduels de II portant parfois des sommets atteignant le niveau de I (Uganda surtout).

Ces caractéristiques sont celles soulignées par KING (1951 et 1954) respectivement pour les surfaces de Gondwana, africaine et des Victoria Falls dans l'ensemble du continent africain au sud du 5^e parallèle nord.

serait le prolongement de la plaine ugandienne ancienne (pénéplaine I de WAYLAND). Il base sa corrélation sur l'allure générale est-ouest du réseau hydrographique de l'Uganda et du nord du Congo. A la lumière des faits exposés ici et dans les chapitres suivants, ce mode de raisonnement doit être abandonné.

CHAPITRE II

Le réseau hydrographique

A. — CONGO NORD-ORIENTAL

L'étude détaillée du réseau hydrographique de cette région n'a pas encore été faite, aussi me bornerai-je à une interprétation de son allure générale telle qu'elle apparaît sur les cartes, à la lumière de mes observations de 1938-1939 (rapports inédits) et des données fournies par les quelques travaux publiés (principalement R. WOODTLI, 1954).

L'examen des cartes montre la nature hétérogène du réseau hydrographique qui ne peut résulter que de captures entre tronçons d'âges différents. C'est ainsi que, dans la plupart des cours d'eau principaux, on peut distinguer deux tronçons se recoupant souvent à angle droit : à l'aval la direction est à peu près est-ouest, à l'amont elle est nord-nord-est sud-sud-ouest (ou nord-sud) ou vice-versa (voir *pl. I A*).

C'est le cas notamment pour :

Le haut Ituri, avec ses affluents le Shari et le Nizi, tous de direction N.N.E.-S.S.O. à N.-S., par rapport au moyen Ituri de direction E.S.E.-O.N.O., la jonction se faisant à angle droit à hauteur du 1^{er} parallèle nord ;

L'Epulu et le Nduye, affluents du moyen Ituri, ont une direction semblable ;

Le haut Kibali et son affluent l'Aru, coulant en sens opposé, ont une direction N.N.E.-S.S.O. et ont été

visiblement capturés par le moyen Kibali de direction E.S.E.-O.N.O. ; la direction de ce tronç supérieur se prolonge d'ailleurs normalement par celle du haut Ituri ;

Les directions N.N.E.-S.S.O. et N.-S. se retrouvent dans la haute Nzoro, affluent du Kibali, et dans les têtes de l'Anau, affluent du Nil ;

Le Bomokandi et la Lindi font partie des cours d'eau de direction générale E.-O.

Tronçons de direction générale est-ouest.

Les troncs de direction générale est-ouest sont conséquents à la pente générale du sol résultant d'une surélévation de la région bordant le fossé tectonique ; ils sont conséquents à l'actuelle crête Congo-Nil, mais non pas à la cuvette congolaise qu'ils ne rejoignent qu'en décrivant des courbes accusées vers le sud, entrecoupées de rapides (pour le Kibali-Uele-Ubangi, cette courbe se trouve rejetée très loin vers l'ouest).

Dans leur partie amont, les tronçons est-ouest du Kibali et de l'Ituri sont à peine encaissés dans une très large vallée dont les bords se relèvent en pente douce jusqu'à l'aplanissement P III. Le bassin du Kibali, que j'ai étudié en amont de Dungu (J. LEPERSONNE, 1938-39), montre particulièrement bien cette disposition : entre la rivière, légèrement encaissée, et l'aplanissement P III s'étend une surface inclinée à pente très douce, où les fouilles montrent localement l'existence de gravier de terrasse, plus ou moins cimenté par places par de la limonite ; aucun replat de ces terrasses n'est franchement individualisé et l'on monte imperceptiblement d'environ 50 m pour atteindre l'aplanissement lui-même.

Le cours d'eau n'est pas entièrement régularisé :

entre tronçons à cours très lent ⁽¹⁾, existent des rapides ou même de petites chutes ; à hauteur de celles-ci peuvent se détacher de véritables terrasses qui, vers l'aval, se fondent rapidement dans l'ensemble aplani. Enfin, dans certaines zones où subsistent des reliefs résiduels, la vallée, plus étroite et encaissée, peut prendre une allure normale avec plusieurs terrasses mieux individualisées.

Ces descriptions montrent que les parties d'amont des tronçons de direction générale est-ouest constituent des éléments d'un réseau en équilibre avec l'aplanissement P III et faiblement rajeuni. Vers l'aval, tout au moins dans l'Aruwimi-Ituri et la Lindi, un rajeunissement plus net se manifeste, en relation avec la courbe qui établit le raccordement avec la cuvette congolaise. Ces tronçons d'aval sont les éléments les plus jeunes du réseau et rajeunissent progressivement par érosion régressive les tronçons d'amont.

Tronçons de direction générale nord-nord-est sud-sud-ouest.

Les tronçons de direction générale N.N.E.-S.S.O. à N.-S. (ou l'inverse) ont tous un profil longitudinal très jeune caractérisé par une allure torrentielle et des vallées encaissées. Les terrasses y sont nombreuses et, vers l'aval, font place à de véritables aplanissements qui assurent la transition avec la zone où P III est largement développé.

Les bassins de la Mongbwalu, de l'Abombi, de la Lodjo et de la Pokwo, affluents ou sous-affluents de gauche de l'Ituri, dans le secteur des Mines de Kilo, ont été étudiés en détail (J. LEPERSONNE, 1938-39). A titre indicatif, un profil de la Mongbwalu et de ses terrasses est donné en annexe (*Pl. III*).

(1) Un relevé partiel des tronçons séniles du bassin du Kibali est le suivant : Kibali, entre Esuaka et Ndaye, Nzoro et Loa jusqu'au-delà du camp Rambli, Moto en aval de Moku, Arebi en aval de Zambula, bassin de la Yebu.

Les tronçons supérieurs de ces cours d'eau sont encaissés dans l'aplanissement P II, ou une surface locale intermédiaire entre P II et P III, et sont rajeunis ; ces tronçons supérieurs sont séparés des tronçons d'aval par une succession de chutes atteignant 100 m de dénivellation ; les tronçons moyens sont faiblement encaissés dans l'aplanissement local P IIIa, puis une nouvelle série de chutes et de rapides conduit à des tronçons d'aval plus réguliers qui se raccordent progressivement aux tronçons régularisés de direction générale est-ouest en équilibre avec P IIIb.

La multiplicité des niveaux de terrasses est la caractéristique de ces cours d'eau. Le rajeunissement s'est donc fait par des stades successifs très rapprochés, la localisation des terrasses résultant principalement de différences dans les duretés des roches. Il est fréquent de voir une plaine alluviale locale passer à une terrasse à hauteur d'une chute ou d'un rapide. Cette forme particulière du rajeunissement n'est d'ailleurs pas particulière à la région de Kilo et peut être observée ailleurs dans le bassin du Congo (bassin du Kasai, Kymbi et Mudjale au 5^e parallèle sud, etc...).

Il découle de ces observations que, tout comme un escarpement sépare nettement les groupes d'aplanissements P II et P III, une série importante de chutes et de rapides sépare la partie des cours d'eau encaissée dans P II de celle encaissée dans P IIIa et plus loin en équilibre avec P IIIb.

Des zones de chutes ayant même signification s'observent dans le haut Ituri, le Shari, le Nizi et le haut Kibali.

On en déduit que les tronçons N.N.E.-S.S.O. appartiennent à un réseau plus ancien que les tronçons est-ouest, mais que l'érosion régressive de ces derniers a rajeuni loin vers l'amont la plupart des premiers.

Ces vieux tronçons sont d'ailleurs tout à fait aberrants

par rapport à la pente actuelle générale du pays qui est du sud-est vers le nord-ouest. On peut observer de plus que leur bassin est dissymétrique, les affluents venant du sud-est étant plus nombreux et plus longs que ceux venant du nord-ouest.

Ces éléments confirment la démonstration ci-dessus.

Partout où j'ai pu les observer, les tronçons nord-est sud-ouest sont encaissés dans P II et rajeunis ; il ne m'est donc pas possible de démontrer directement qu'ils représentent le réseau ayant sculpté cet aplanissement. Cependant le fait que les relations entre tronçons est-ouest, ayant sculpté P III, et tronçons nord-nord-est sud-sud-ouest sont de même type que les relations entre les aplanissements P III et P II eux-mêmes, ne peut s'interpréter qu'en considérant que les tronçons nord-nord-est sud-sud-ouest appartenaient au réseau ayant sculpté P II.

Le sens de l'écoulement se faisait-il vers le nord-est ou le sud-ouest, ou dans ces deux directions opposées, de part et d'autre d'une crête ancienne, les observations locales ne permettent pas actuellement de le préciser.

L'étude du réseau de l'Uganda (voir plus loin) permet cependant d'indiquer la probabilité d'un écoulement vers le sud-ouest pour une partie au moins de ces anciens cours d'eau.

Cours d'eau sud-est nord-ouest.

On a indiqué plus haut que sur l'aplanissement P I existent des cours d'eau à caractère sénile. Ceux-ci sont généralement orientés du sud-est vers le nord-ouest et cette direction se retrouve dans beaucoup d'affluents des tronçons nord-nord-est sud-sud-ouest.

L'examen des cartes (*pl. I A*) suggère qu'il pourrait s'agir d'un ancien réseau, tronçonné par le réseau nord-nord-est sud-sud-ouest. On a vu de plus que les points

culminants, qui formaient probablement une crête dominant P I, se situent en bordure du lac Albert. Ces éléments font penser que le réseau qui a façonné P I était orienté du sud-est vers le nord-ouest, mais des observations plus complètes seraient nécessaires pour étayer une démonstration.

Conclusion.

Le réseau hydrographique du Congo nord-oriental montre donc une succession de tronçons d'âges différents correspondant aux cycles d'érosion ayant façonné les aplanissements ou groupes d'aplanissements P I, P II et P III :

Tronçons séniles en équilibre avec P I : orientés du sud-est vers le nord-ouest et faisant partie d'un réseau ayant peut-être eu cette direction générale d'écoulement, sans qu'une démonstration puisse en être fournie actuellement ;

Tronçons responsables du façonnement de P II : rajeunis et orientés les uns du nord-est vers le sud-ouest, les autres en sens inverse, et dont le sens d'écoulement primitif ne peut être entièrement précisé ;

Tronçons torrentiels de raccord ;

Tronçons responsables du façonnement de P IIIa : rajeunis et orientés nord-nord-est sud-sud-ouest ou nord-sud ou inversement ;

Tronçons en équilibre avec P IIIb : orientés nord-est sud-ouest, puis est-ouest ;

Tronçons rajeunis de raccord avec la cuvette congolaise.

B. — UGANDA

Ce sont les travaux de E. J. WAYLAND (1930, 1931, 1934b, etc...) et de A. D. COMBE (1932) qui fournissent les données les plus complètes concernant l'évolution du réseau hydrographique de l'Uganda, au voisinage du fossé tectonique et du lac Victoria.

La caractéristique principale de cette région est l'inversion récente du sens d'écoulement d'une série de cours d'eau est-ouest ou nord-est sud-ouest : Kafu, Katonga, Ruizi, Rufua-Kagera. Voici comment WAYLAND (1931) retrace l'évolution du réseau hydrographique :

- 1 — Première pénéplaine (post Karroo) (pénéplaine I) ;
- 2 — Diastrophisme fin Crétacé (ou extrême début du Tertiaire) ; initiation d'un réseau est-ouest provoquant la dissection de la pénéplaine I ;
- 3 — Période de mouvement général de surélévation extrêmement lent pendant laquelle les cours d'eau deviennent mûrs et la pénéplaine II se développe ;
- 4 — Diastrophisme de la fin de l'Oligocène (ou extrême début du Miocène ?) : apparition du fossé tectonique et d'un « embryon » de lac Victoria (bassin de subsidence dans le bassin de la Kagera) ;
- 5 — Période de surélévation extrêmement lente durant laquelle une nouvelle pénéplaine (III) ⁽¹⁾ se développe ;
- 6 — Plio-Pléistocène (et/ou début du Pléistocène) : premier pluvial. Inondation des régions basses et mise en connection des lacs Victoria et Kyoga avec le fossé tectonique par les vallées est-ouest noyées. Renverse-

(1) Dans les régions considérées ici, l'aplanissement III correspond en général à la surface du Tanganika de McCONNELL.

ment du cours de la Kafu par des mouvements tectoniques ;

7. — Pléistocène moyen : dessication et assèchement des lacs ;

8 — Post-Pléistocène moyen (ou moyen terminal) : second pluvial. Mouvements tectoniques donnant son aspect actuel au fossé tectonique ; affaissement du bassin du lac Victoria ; le réseau hydrographique prend sa forme actuelle.

L'interprétation donnée par WAYLAND en 1931 reste encore d'actualité, quoiqu'une analyse plus fine de l'évolution au Pléistocène ait été faite depuis ; ce sujet n'intéresse pas les problèmes étudiés dans ce mémoire et ne sera donc pas traité ici.

Selon E. J. WAYLAND (1930, 1931 et 1934) et A. D. COMBE (1932), l'écoulement vers le bassin du Congo du réseau hydrographique est-ouest Uganda-Congo a été interrompu par les mouvements qui ont mis fin au cycle d'érosion mi-tertiaire (pénéplaine II), mais l'inversion des cours d'eau n'a débuté qu'au Pléistocène inférieur pour devenir générale vers le Pléistocène moyen.

On sait (A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE, 1953) que le dépôt du Miocène inférieur du lac Albert et de la basse Semliki témoigne de l'existence d'une profonde dépression dont l'origine tectonique est probable puisque l'existence de failles antérieures au Miocène inférieur a été démontrée. A ce moment, les cours d'eau est-ouest Uganda-Congo ont dû avoir leur cours interrompu. L'orientation du réseau hydrographique qui leur a succédé en Uganda, durant le Miocène et le Pliocène, et qui est responsable du façonnement de l'aplanissement III ou fin-Tertiaire, est difficile à définir.

Les éléments qui entrent en ligne de compte sont les suivants :

a) Aucun cours d'eau important lié à l'aplanissement III n'a, en Uganda, une direction aberrante par rapport au réseau est-ouest ;

b) L'aplanissement III borde directement le fossé tectonique à l'est du lac Albert et à l'ouest de la haute Semliki ; le fossé tectonique ne constituait donc pas une dépression profonde au moment du façonnement de III sans quoi l'aplanissement n'aurait pu se façonner jusqu'en bordure du fossé ⁽¹⁾ ;

c) Le massif du Ruwenzori constitue un obstacle, entre le lac Albert et le lac Édouard, à un écoulement vers l'ouest, mais l'âge de sa surrection n'est pas défini ;

d) Immédiatement à l'est de la partie nord du massif du Ruwenzori, un territoire assez vaste est occupé par l'aplanissement II portant des reliefs résiduels de I ; ce territoire forme donc un vaste relief résiduel par rapport à l'aplanissement III ; ce relief semble prolonger vers le sud la zone analogue qui s'étend à l'ouest du lac Albert et de la basse Semliki ⁽²⁾ ;

e) Il semble qu'une crête de même signification s'est étendue dans la région de Hoïma et Masindi ;

f) L'industrie préhistorique la plus ancienne de l'Uganda, le Kafuen, d'âge pléistocène ancien, s'observe dans les hautes terrasses de la Kafu et de la Kagera (WAYLAND, 1934, a et b, et 1935, C. VAN RIET LOWE, 1952) ; ces hautes terrasses se situent légèrement en contrebas de l'aplanissement III qui est donc plus ancien.

⁽¹⁾ F. DIXEY (1946) a déjà attiré l'attention sur le fait que la pénéplaine « fin-Tertiaire » de l'Uganda se prolonge, presque sans déformation, jusqu'au bord même du fossé albertin où elle est brusquement interrompue par les failles.

⁽²⁾ Il y a lieu de rappeler que F. DIXEY (1946) considérait, sur d'autres bases qui ne seront pas discutées ici, que le massif du Ruwenzori faisait partie d'une crête ancienne.

Ces éléments ne paraissent pas compatibles avec un maintien de l'écoulement vers l'ouest de tout le réseau de l'Uganda après les mouvements ayant précédé le dépôt du Miocène inférieur. Ils indiquent plutôt qu'une double crête de partage s'est formée à cette époque dont une branche s'allongeait de l'extrémité nord du massif du Ruwenzori à Masindi au moins et l'autre de cette même extrémité à la région de Kilo et se poursuivait vers le nord jusque la frontière Congo-Soudan.

Dans ce cas, trois bassins principaux seraient responsables du façonnement de l'aplanissement III :

1° Celui de l'Ituri et de la Lindi, se prolongeant dans le fossé tectonique jusqu'au lac Édouard et desquels la Katonga et la Kagera auraient été des tributaires ;

2° Un bassin basse Semliki-lac Albert, occupant le fossé tectonique, mais dont on ne peut définir si l'écoulement se faisait vers le sud, et dans ce cas il ferait partie en réalité du 1°, ou s'il se faisait vers le nord, c'est-à-dire dans l'actuel bassin du Nil ;

3° Un bassin de la Kafu, déjà inversée à cette époque et tributaire soit du bassin du lac Victoria, soit du bassin du Nil.

Cette conception ne diffère pas essentiellement, semble-t-il, de celle de WAYLAND (1931), sauf en ce qui concerne l'inversion de la Kafu qu'il situe vers le début du Pléistocène et qui serait reportée au milieu du Tertiaire.

C. — COMPARAISON ENTRE L'ÉVOLUTION DES RÉSEAUX HYDROGRAPHIQUES CONGOLAIS ET UGANDAIS.

On peut résumer les données acquises de part et d'autre comme suit :

Congo nord-oriental		Uganda occidental	
Aplanissement P I	tronçons de cours d'eau sud-est nord-ouest	Aplanissement I	réseau non définissable dans la région considérée
Aplanissement P II	réseau nord-nord-est sud-sud-ouest (sens de l'écoulement indéterminé)	Aplanissement II	réseau nord-nord-est sud-sud-ouest ou est-ouest
Aplanissement P III	réseau est-ouest	Aplanissement III	direction du réseau inchangée
Pléistocène	rajeunissement à partir de la cuvette congolaise	Pléistocène	rajeunissement par inversion des cours d'eau et approfondissement du fossé tectonique

Ce tableau montre que l'évolution observée en Uganda est parfaitement compatible avec celle observée au Congo nord-oriental.

Une certaine divergence apparaît dans l'orientation des cours d'eau ayant façonné l'aplanissement II. Néanmoins, on peut observer que les directions varient progressivement : Congo nord-oriental, direction nord-sud (à l'ouest) puis nord-nord-est sud-sud-ouest (à l'est), Kafu est-nord-est ouest-sud-ouest, Katonga et Ruizi est-ouest, Kagera-Rufua est-sud-est ouest-nord-ouest.

Cette variation progressive est compatible avec un écoulement général est-ouest dont les rivières nord-nord-est sud-sud-ouest du Congo seraient des affluents et l'on dessinerait ainsi les têtes d'un vaste bassin ayant drainé vers l'ouest le Congo nord-oriental et l'Uganda. Le tronçon principal de ce bassin était probablement situé assez loin au sud de la région étudiée ici ; sa position exacte ne semble pas pouvoir être définie actuellement.

L'étude de l'Uganda donne donc une indication sur

le sens de l'écoulement des tronçons nord-nord-est sud-sud-ouest du Congo faisant partie du bassin de l'Ituri, qui avait dû être laissé en suspens plus haut ; le sens d'écoulement des troncs de même direction appartenant actuellement au bassin du Kibali reste imprécisé.

D. — CONCLUSION

En conclusion, l'étude du réseau hydrographique confirme l'unité d'évolution du Congo nord-oriental et de l'Uganda et par conséquent les raccords entre aplanissements qui ont été formulés plus haut.

Il découle également de l'évolution ainsi schématisée que l'écoulement vers le bassin du Congo a été au moins partiellement interrompu dès le début du Miocène.

Certains des cours d'eau qui ont sculpté l'aplanissement III, antérieur au début du Pléistocène, ont pu encore traverser le fossé tectonique (partie sud voisine du lac Édouard) ou occuper celui-ci (basse Semliki et lac Albert) ; il semble bien que l'on trouve les traces de cette situation dans les lambeaux de P III observés au Congo le long du fossé tectonique, depuis Mahagi au nord jusque Boga au sud et actuellement surélevés, par rapport à leur position initiale, par le jeu des failles du fossé tectonique ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Les traces des surélévements et cycles d'érosion successifs se marquent par des ruptures de pente dans l'escarpement limitant le fossé tectonique (voir J. LEPERSONNE, 1949, *fig. 3*) et dans le profil longitudinal des cours d'eau torrentiels de l'escarpement.

CHAPITRE III

Age des aplanissements

On définit généralement l'âge d'un aplanissement d'érosion comme étant la période géologique au cours de laquelle, l'aplanissement ayant atteint son stade de perfection, un rajeunissement (dû, soit à des causes tectoniques, soit à des causes climatiques, soit à ces deux éléments combinés) déclenche un cycle nouveau qui provoquera le démantèlement progressif de la surface. L'âge de l'aplanissement correspond donc au moment où le cycle d'érosion responsable de son façonnement se voit interrompu par un rajeunissement initiateur d'un nouveau cycle qui pourra à son tour, s'il se poursuit pendant un temps suffisant, se terminer par le façonnement d'un nouvel aplanissement.

Deux méthodes peuvent être appliquées pour déterminer cet âge :

Fixation de l'âge dans la région même, au moyen de données géologiques locales ;

Raccord de proche en proche des différents aplanissements d'une région à ceux d'une autre où ils ont pu être datés.

De nombreux géologues ont appliqué ces méthodes à l'Afrique centrale et australe et c'est ainsi qu'est née une conception devenue classique suivant laquelle les aplanissements peuvent se grouper chronologiquement comme suit :

Des aplanissements très anciens, d'âge jurassique et /ou Crétacé inférieur ;

Un aplanissement fin-Crétacé ;

Un aplanissement mi-Tertiaire ;

Un aplanissement ou un groupe d'aplanissements fin-Tertiaire.

En ce qui concerne le bassin du Congo, la meilleure connaissance des terrains de couverture et des formations occupant les fossés tectoniques a permis (L. CAHEN, 1954) de préciser l'existence des cycles géographiques suivants :

Cycle antérieur au Jurassique supérieur ayant donné lieu à une surface topographique irrégulière ;

Cycle du début du Crétacé ayant donné lieu à ce qui paraît être un aplanissement connu uniquement en dessous de la série du Kwango (Crétacé supérieur) ;

Cycle fin-Crétacé : aplanissement ;

Cycle mi-Tertiaire : aplanissement ;

Cycles du groupe fin-Tertiaire se subdivisant en :

Cycle Pliocène supérieur : plusieurs aplanissements ;

Cycle fin-Pliocène — début-Pléistocène : plusieurs aplanissements ;

Cycle actuel : rajeunissement au début ou au cours du Pléistocène.

Pour le Congo nord-oriental, les précisions apportées ici rendent utile une révision de la question de l'âge des surfaces qui confirmera que le cadre ci-dessus est applicable, contrairement à l'opinion émise dans une critique récente de la position « classique » (R. V. RUHE 1954) (1).

(1) Pour la discussion de cette critique, voir J. LEPERSONNE, 1956.

Afin de réunir et de comparer toutes les données objectives disponibles, j'envisagerai successivement l'âge local des surfaces dans les régions du Congo nord-oriental et de l'Uganda qui nous intéressent ici, les raccords avec les régions voisines où des données chronologiques peuvent être obtenues et les raccords inter-africains.

A. — AGE LOCAL DES APLANISSEMENTS

Dans mon mémoire de 1949, je n'ai pu faire état de données géologiques locales, les couches sédimentaires du fossé tectonique n'étant pas, à cette époque, datées avec certitude. J'avais donc montré quel était le raccord le plus plausible entre P I, P II, P III et les surfaces de l'Uganda et avais adopté provisoirement, en émettant les réserves qui s'imposaient, les âges donnés aux surfaces par les géologues de l'Uganda, respectivement jurassique ou juro-crétacé, miocène et pliocène.

Depuis lors ont paru la note de A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE (1953) signalant l'existence de formations fossilifères d'âge miocène inférieur dans le fossé tectonique du lac Albert et de la Semliki et l'ouvrage de L. CAHEN (1954) qui tire argument (p. 435) de la présence de ces couches pour dater de la mi-Tertiaire l'aplanissement P II du nord-est du Congo.

Le seul élément local dont on dispose est l'âge des sédiments lacustres du fossé tectonique, bien datés par des fossiles. Comme ces sédiments sont séparés par des failles de la région surélevée où sont situés les aplanissements et que le soubassement de ces sédiments est exposé sur de trop faibles surfaces pour pouvoir assurer qu'il est aplani, ce n'est que par le raisonnement que l'on peut tenter d'utiliser ces données.

Aplanissement P II

Dans la région sud du lac Albert, au pied de l'escarpement de Bogoro, ainsi que dans la région de la Mohari

et de la Sinda, au pied des escarpements de Geti et de Boga, existe du Miocène inférieur (A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE, 1953).

Celui-ci repose, par un contact ravinant, sur une « formation de base » à faciès latéritique, dont on ne sait si elle représente une série lacustre ultérieurement latéritisée ou la formation de surface d'un aplanissement ; son âge est indéterminé et le soubassement cristallin est exposé sur une trop faible surface pour pouvoir déterminer s'il est aplani ou non.

Directement sur le Miocène inférieur repose la série de Kaiso d'âge pléistocène inférieur. Le Miocène supérieur et le Pliocène font donc défaut.

De ces données, il découle (A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE, 1953 ; L. CAHEN, 1954) :

1° Qu'une phase de latéritisation a affecté une formation d'âge inconnu, mais antérieurement à la phase lacustre du Miocène inférieur ;

2° Qu'une dépression, très probablement un fossé tectonique, existait déjà au Miocène inférieur ;

3° Que les dépôts lacustres du Miocène inférieur indiquent, par leur composition, l'existence d'une phase d'érosion intense sous climat relativement humide ;

4° Que le Miocène supérieur et le Pliocène sont une période de retrait du lac que l'on doit vraisemblablement attribuer à un climat plus sec ⁽¹⁾ ; l'érosion a pu se poursuivre, mais devait être ralentie par rapport à celle du début du Miocène ;

5° Que le début du Pléistocène inférieur est à nouveau une période lacustre, présentant des caractères semblables à ceux du Miocène inférieur (on sait que pendant le

(1) On admet généralement (WAYLAND, 1934c ; L. CAHEN, 1954, p. 384) qu'un climat aride a régné en Afrique centrale au Pliocène.

reste de Pléistocène, qui ne nous intéresse pas ici, se sont produites plusieurs alternances de climat sec et humide).

En bordure de la région de la basse Semliki occupée par le Miocène inférieur du Congo belge, on observe des lambeaux de l'aplanissement II plus ou moins gauchis ou décalés par failles, ce qui fait varier leur altitude de 1300 à 1600 m, et des îlots résiduels de I entre 1600 et 1800 m. En Uganda, en bordure de la zone occupée par les *Kisegi beds*, équivalent probable du Miocène inférieur du Congo, on observe la surface II vers 1400 à 1500 m avec quelques îlots de I vers 1650 m. La situation est donc très comparable sur les deux versants du fossé tectonique.

La surface III, en contrebas de II, ne se développe qu'au nord de la Muzizi du côté ugandais, tandis que nous la retrouvons dans la région de Mahagi du côté belge, et peut-être sous forme de quelques lambeaux dans la région Geti-Boga. Entre Bogoro et Mahagi s'étend une région très élevée qui ne permet plus de se rendre compte de l'allure originelle des surfaces, mais on peut être certain qu'elle n'a été occupée que par I et II avec des reliquats d'une topographie plus ancienne (voir plus haut).

On a vu plus haut que le réseau hydrographique s'étendait à travers l'actuel fossé tectonique avec écoulement de l'est vers l'ouest et n'a été partiellement interrompu qu'au Miocène inférieur et définitivement au début du Pléistocène. On en conclut que l'aplanissement II a été continu au travers du fossé ⁽¹⁾.

Cette continuité a dû être partiellement interrompue avant le Miocène inférieur, époque à laquelle des mou-

(1) Ce raisonnement est analogue à celui qu'avait fait antérieurement P. МІСНОТ (1934, 1937), mais porte sur la surface II et non sur une pénéplaine jurassique comme le pensait cet auteur (voir plus loin, note infrapaginale, p. 63).

vements tectoniques et une pluviosité suffisante ont permis le dépôt, localement dans le fossé tectonique, de formations lacustres. Dans l'ouest du lac Victoria, WAYLAND (1931) admet que les déformations qui ont amené le dépôt du Miocène inférieur de l'île de Rusinga sont du type d'un léger affaissement n'ayant pas interrompu l'écoulement est-ouest, mais ayant créé une expansion lacustre locale. J'ai montré qu'au lac Albert (A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE, 1953) il s'agit plutôt d'un fossé tectonique.

Les mouvements tectoniques antérieurs au dépôt du Miocène inférieur ont ainsi réalisé les conditions permettant la formation d'une dépression lacustre, alimentée par des cours d'eau importants et provoquant une érosion intense comme en témoigne la nature des dépôts. Du côté congolais, une alimentation locale était réalisée de plus par les cours d'eau nés de l'escarpement tectonique qui venait de se créer, comme le montrent les variations de faciès du Miocène inférieur.

L'âge de l'aplanissement P II peut donc être fixé à la mi-Tertiaire puisqu'il avait été déformé et faillé et que son démantèlement avait débuté au Miocène inférieur. On peut considérer, dans ces conditions, mais ici la démonstration n'est pas aussi probante, que la latéritisation de la « formation de base » est contemporaine de celle de l'aplanissement II avec laquelle elle présente de nettes similitudes (renseignements inédits de J. DE HEINZELIN).

Aplanissement P III

L'âge de l'aplanissement P III peut être déterminé d'une façon plus directe. Dans la région de la haute Semliki (J. LEPERSONNE, 1949) la série de Kaiso, d'âge pléistocène inférieur ou peut-être pliocène à la base, repose directement sur le soubassement par l'intermé-

diaire d'une cuirasse limonitique englobant des galets. Grâce à la présence des horsts de Vieux Beni, Kaparata et Kalumendo on peut se rendre compte :

- 1° Que ce soubassement est pénéplané ;
- 2° Que cette surface prolonge l'aplanissement P III de l'Ituri.

La surface III a donc été disloquée par des failles, puis recouverte par des couches appartenant au Pléistocène inférieur et éventuellement au Pliocène terminal.

La nature des sédiments de la partie inférieure de la série de Kaiso témoigne d'un regain d'érosion, sous conditions climatiques humides, depuis la région de Kaiso au nord jusqu'au lac Édouard au sud, faisant suite à la période de calme tectonique et de climat sec de la plus grande partie du Pliocène [retrait des lacs dans le fossé tectonique et indices de climat aride en Uganda (WAYLAND, divers travaux)].

De même en Uganda, les terrasses de la Kafu et de la Kagera, à industrie kafuennne considérée comme d'âge pléistocène inférieur ou même de la limite Pliocène-Pléistocène (WAYLAND, 1934c, 1935 ; VAN RIET LOWE, 1952) sont incisées légèrement en contrebas de l'aplanissement III et marquent le début du cycle d'érosion pléistocène.

On en conclut que *l'âge de l'aplanissement III se situe vers la limite du Pliocène et du Pléistocène*, époque à laquelle a commencé son démantèlement par le cycle d'érosion pléistocène.

Conclusions.

Le cycle d'érosion III est ainsi entièrement défini sur des bases locales : il débute à la mi-Tertiaire par les mouvements qui ont provoqué le démantèlement

de II et se termine par les mouvements et le regain de pluviosité qui ont donné naissance au cycle actuel. Quant à l'aplanissement II, il n'est pas possible de déterminer l'âge du début du cycle d'érosion qui l'a façonné ; de même l'on n'a pas d'indications locales sur l'âge de I. Les relations observées entre les surfaces d'érosion et les lambeaux de la série de la Lukuga présents dans le bassin de l'Ituri indiquent toutefois que cet âge est postérieur au Carbonifère supérieur et à tout ou partie du Permien (1).

L'existence en Uganda, dans les parties aval des rivières Nkusi et Muzizi, affluents du lac Albert à son extrémité sud, d'une formation sédimentaire occupant le fond de ces vallées, a été prise en considération par certains auteurs (L. C. KING, 1951 ; R. V. RUHE, 1954) dans la solution des problèmes morphologiques. Une analyse de cette question montre que l'on ne peut en tirer de déduction sur l'âge des cycles d'érosion, les sédiments ne pouvant être datés ou raccordés à des formations datées. Pour ne pas surcharger le texte, cette analyse est rejetée en annexe (annexe II).

B. — DONNÉES CHRONOLOGIQUES RÉSULTANT DU RACCORD AVEC LES RÉGIONS VOISINES

J'envisagerai successivement les raccords avec la Cuvette congolaise et avec l'Uganda oriental et le Kenya.

(1) Selon P. MICHOT (1937), l'âge de l'aplanissement de l'Ituri et des Uele serait Jurassique moyen ou supérieur. Il arrive à cette conception en se basant d'une part sur le fait que l'aplanissement arase les couches du Lualaba-Lubilash, d'âge permo-trias-jurassique inférieur, et d'autre part sur des reconstitutions paléogéographiques de P. FOURMARIER indiquant que le rivage africain avait, au Crétacé, une direction nord-ouest sud-est. Ces éléments perdent leur valeur depuis que l'on sait que la série du Lualaba appartient au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, avec au moins un épisode marin jurassique supérieur, et que la série du Kwango est du Crétacé supérieur avec également un épisode marin probable (L. CAHEN et J. LEPERSONNE, 1954). Ils sont controuvés également par l'âge local des aplanissements défini ici.

Raccord avec la cuvette congolaise

En 1949, j'écrivais que l'aplanissement P III pouvait se suivre de la région d'Irumu jusqu'à une cinquantaine de kilomètres de Stanleyville.

J. DE HEINZELIN (1952) a précisé ce raccord par une étude régionale qui lui permet de tracer deux coupes (*fig. 50*) faisant la liaison entre les hautes régions du Kibali-Ituri et la vallée du Congo en aval de Stanleyville.

Ces coupes montrent clairement :

Que la surface P III se poursuit jusqu'au voisinage du Fleuve où elle fait place à des surfaces plus récentes ;

Qu'elle reste dominée jusque fort près de Stanleyville par des îlots résiduels de P II ;

Que la surface P II a été déformée avant le façonnement de P III, elle-même déformée.

L'étude des formations recouvrant P III montre de plus que cette surface est presque toujours profondément latéritisée et limonitisée ; cette altération latéritique a lieu *in situ* (J. DE HEINZELIN, pp. 111 et 112).

Pour dater la surface P III, J. DE HEINZELIN fait remarquer qu'elle domine les replats moyens de la topographie à la Garamba, d'âge probablement Pléistocène moyen, qui ne portent que des nappes de concrétions, tandis que P III porte une cuirasse en place. Il observe que les relations sont les mêmes en Afrique noire française où la cuirasse de l'aplanissement est attribuée au début du Quaternaire et en territoire britannique où elle est attribuée à la fin du Tertiaire. Il conclut dans le même sens pour l'âge de l'aplanissement dans la région de Stanleyville.

Sans être établi de façon directe, l'âge fin-Tertiaire de l'aplanissement de l'Uele et de la région de Stanley-

ville, prolongeant l'une des surfaces du groupe P III du Kibali-Ituri, est donc très vraisemblable. Nous avons vu plus haut que l'aplanissement P III est en réalité à considérer comme un groupe de surfaces d'érosion et non une surface unique. S'il n'existe pas de surfaces intermédiaires entre P IIIb de l'Ituri et l'aplanissement Uele-Stanleyville décrit par DE HEINZELIN, l'âge ci-dessus s'applique à P IIIb ; sinon P IIIb serait un peu plus ancien et P IIIa le serait encore davantage.

Raccord avec l'Uganda oriental et le Kenya.

Il existe, à l'est du lac Victoria (Kenya) et au lac Rodolphe, des formations du Miocène inférieur bien datées par leurs fossiles et, dans la région du Mt Elgon, des formations recélant une flore « pas plus ancienne que le milieu du Tertiaire » (R. W. CHANEY, 1933). Plusieurs auteurs ont cherché à utiliser ces données pour dater les aplanissements d'érosion.

a. RÉGION DE KAVIRONDO (KENYA) :

Le travail fondamental sur la géomorphologie de cette région est celui de R. M. SHACKLETON (1951). Celui-ci démontre l'existence de trois surfaces d'érosion principales :

A. La haute pénéplaine d'âge indéterminé peut-être Jurassique ou Crétacé ancien (?).

B. La pénéplaine sub-Miocène, datée par le Miocène inférieur lacustre fossilifère qui la recouvre en plusieurs endroits.

C. La pénéplaine fin-Tertiaire, d'âge probablement Pliocène, d'après l'opinion de WAYLAND que l'érosion en était terminée à l'époque où les premiers outils kafuens furent taillés.

La dénivellation entre A et B serait d'environ 400 à 450 m et entre B et C de 90 à 150 m. Dans la région de Kisii, deux surfaces locales se situent entre A et B (SHACKLETON, 1946A, p. 52), la surface C est probablement composite (SHACKLETON, 1951) et épouse généralement le réseau hydrographique actuel (SHACKLETON, 1946B).

SHACKLETON montre que les aplanissements ont subi d'importantes déformations et en retrace l'histoire comme suit :

Formation de la surface d'érosion A ;

Érosion et formation de la surface sub-Miocène B ;

Légères déformations conduisant à la formation des lacs où se déposent les couches miocènes ;

Production de failles et succession d'éruptions volcaniques ;

Soulèvement régional (ou abaissement du niveau de base) ; érosion et formation de la pénéplaine fin-Tertiaire C ;

Fin Pliocène ou début Pléistocène : déformation principale provoquant le compartimentage des surfaces par des failles et la surélévation de certains compartiments.

De son côté, F. DIXEY (1945) considérait la surface principale non comme antérieure au Miocène inférieur, mais comme postérieure. SHACKLETON réfute dans son texte l'argumentation de DIXEY et, lors de la discussion qui a suivi l'exposé de SHACKLETON (1951, p. 389 et p. 391), DIXEY s'est apparemment rangé à l'opinion de SHACKLETON.

Par la suite, les géologues du Kenya qui ont effectué le levé détaillé des régions envisagées par SHACKLETON ont adopté son schéma général et n'ont pas mis en doute

l'âge sub-Miocène de la surface d'érosion (voir notamment : E. P. SAGGERSON, 1952 ; A. HUDDLESTON, 1951 et 1954 ; A. B. GIBSON, 1954). La seule restriction que font certains d'entre eux est relative à une région voisine du Mont Elgon dont il sera question plus loin.

Des cuirasses latéritiques, formées *in situ*, s'observent à différents niveaux, notamment sur la surface sub-Miocène (SHACKLETON, 1951) et dans les formations quaternaires (SAGGERSON, 1952). Une relation constante entre le développement des cuirasses latéritiques et les surfaces d'érosion n'est pas établie par les auteurs.

SHACKLETON (1951) rappelle que trois surfaces d'érosion principales ont été reconnues en Uganda et sont généralement parallélisées avec celles du Kenya dont il vient d'être question. Il pense également que la surface sub-Miocène se prolonge en Uganda par la pénélaine II de WAYLAND formant, dans le Buganda, des collines à sommet aplani (pénélaine du Buganda). Néanmoins, sans mettre cette corrélation en doute, J. W. PALLISTER (1954) fait remarquer que les relations entre les deux surfaces observées au Buganda et celles de la rive est du lac Victoria ne sont pas encore complètement établies.

On a vu plus haut que l'âge de l'aplanissement II du Congo et de l'Uganda est déterminé au voisinage du fossé tectonique albertin comme antérieur au Miocène inférieur, et par conséquent la corrélation avec la surface sub-Miocène du Kenya se trouve renforcée.

b. RÉGION DU LAC RODOLPHE :

Dans la région du lac Rodolphe, F. DIXEY (1945) expose des données tendant à démontrer que la pénélaine principale (II de l'Uganda) est postérieure au Miocène inférieur ; tenant compte de la durée nécessaire pour former la surface fin-Tertiaire, il estime néanmoins que l'âge de II se situe à la fin du Miocène.

Son raisonnement est le suivant :

Le grand escarpement de la frontière est de l'Uganda, qui domine la dépression du lac Rodolphe, n'est pas tectonique, mais morphologique ;

La surface II qui couronne l'escarpement se prolonge dans la dépression où elle constitue le sommet d'îlots résiduels nivelant du Miocène inférieur plissé ;

La dépression du lac Rodolphe appartient à la surface fin-Tertiaire dominée par les îlots résiduels ci-dessus ;

Le Miocène du lac Rodolphe étant fortement faillé et plissé, il serait inconcevable que la surface sub-Miocène existant au sommet de l'escarpement ne porte pas de traces de déformations.

Les points suivants de ce raisonnement prêtent à discussion :

1° La déformation antérieure au Miocène inférieur doit avoir interrompu le cycle géographique mi-Tertiaire et déclenché un nouveau cycle ; dans ce cas, entre la période de mouvements intenses affectant le Miocène inférieur et la fin du Miocène, il n'existerait pas un laps de temps suffisant pour permettre à un nouvel aplanissement d'atteindre le degré de perfection de II ;

2° Si l'escarpement était une faille d'âge Miocène, son ancienneté et le développement subséquent des cycles fin-Tertiaire et Pléistocène pourrait expliquer qu'il ait perdu beaucoup de ses caractères tectoniques pour prendre l'aspect d'un escarpement purement morphologique ;

3° L'examen des cartes topographiques et les discussions qui surgissent concernant l'attribution à l'un ou l'autre cycle des aplanissements de la région du Mont Elgon, conduisent à penser que la surface sub-Miocène

a subi des déformations importantes dans la région de l'escarpement ;

4° La surface passant par le sommet de l'escarpement et les îlots résiduels est-elle réellement II et non III ? Si c'était III, la surface de base des couches miocènes du lac Rodolphe pourrait être II et la dépression du lac serait occupée par une surface pléistocène ⁽¹⁾, équivalent possible de la surface de l'Acholi de McCONNELL.

Effectivement, SHACKLETON (1951) met en doute l'ordre de succession admis pour les surfaces de la région Elgon-Kitale qui fait partie de l'escarpement. Pour lui le plateau de 1860-1950 m que DIXEY considère comme étant la surface I serait en réalité la surface sub-Miocène et la surface I existerait vers 2100 m. Il jette en conséquence un doute sur les raccords entre aplanissements de l'ouest et de l'est de l'Uganda qui font attribuer à II les aplanissements de 1290 m du sommet de l'escarpement dominant la dépression du lac Rodolphe.

c. RÉGION DU MONT ELGON :

Sur cette question se greffe l'existence des couches de Bughisu, au pied du Mt Elgon, attribuées au milieu du Tertiaire. Ces couches ont livré une flore fossile qui a été étudiée par R. W. CHANEY (1933) ; du point de vue purement paléontologique, cet auteur conclut à l'âge jeune de cette flore qui recèle 12 espèces ayant toutes un aspect moderne. Ce n'est qu'en utilisant des données morphologiques que lui a fournies Bailey WILLIS (1933) qu'il pousse sa conclusion plus loin :

« Cette flore n'est pas plus ancienne que le milieu du Tertiaire ».

Il apparaît donc qu'en utilisant l'opinion de CHANEY pour dater les surfaces d'érosion, les géomorphologistes

⁽¹⁾ F. DIXEY se range actuellement à l'opinion exprimée ici et admet un âge probable sub-miocène pour la surface II (communication personnelle).

commettent une pétition de principe ; pour ne pas surcharger le texte, un exposé de cette question est donné en annexe III.

Néanmoins, DAVIES (1934, 1952) utilise ses observations dans la région du Mt Elgon, concernant les relations entre les couches de Bugishu et l'aplanissement principal, pour conclure que cet aplanissement est fin-Miocène.

SHACKLETON (1951) ne se rallie pas à cette conclusion et, considérant que DAVIES n'a pas suffisamment tenu compte des déformations des aplanissements, estime que les couches de Bugishu reposent sur l'aplanissement principal qui serait donc, comme ailleurs, antérieur au milieu du Tertiaire.

De leur côté, GIBSON (1954) et HUDDLESTON (1954) sont en désaccord avec SHACKLETON et estiment que l'aplanissement de Kitale serait plus ancien que la surface sub-Miocène qu'il dominerait d'environ 60 m.

On peut en conclure que, non seulement l'argument paléontologique est insuffisant pour tirer parti des observations faites dans la région du Mt Elgon, mais de plus des actions tectoniques intenses ont à tel point déformé et faillé les surfaces que des études plus détaillées seraient nécessaires pour mettre les auteurs d'accord sur leurs raccords avec les surfaces définies en Uganda et au Kenya.

d. CONCLUSION.

On peut conclure de la discussion ci-dessus que l'aplanissement II de l'Uganda est l'équivalent de la surface sub-Miocène du Kenya et que les déductions tirées des observations effectuées dans les régions du lac Rodolphe et de l'Elgon sont entachées de doutes ou d'erreurs qui enlèvent toute validité à l'opinion selon laquelle l'âge de cette surface serait en réalité miocène supérieur.

C. — RACCORDS INTERAFRICAINS

Les raccords à grande distance sont certainement de moindre valeur pour dater les surfaces que les données locales qui ont été exposées dans les paragraphes précédents.

Néanmoins, il est utile d'examiner ceux-ci, car ils émanent généralement de géologues ou de géomorphologistes ayant parcouru de vastes régions d'Afrique et ayant une longue expérience. De ce fait, toute contradiction éventuelle entre leur opinion et les interprétations tirées des données locales mériterait un examen approfondi.

En l'absence de données géologiques locales très précises, les aplanissements de l'Uganda ont été datés, dès les premières études (E. J. WAYLAND, 1931 ; Bailey WILLIS, 1933b, 1936) par combinaison de la méthode locale et de celle des raccords à grande distance. Un raccord a tout d'abord été effectué par Bailey WILLIS entre la côte orientale de l'Afrique et l'Uganda, duquel découlait la vaste extension en Afrique centrale d'un aplanissement Miocène (Bailey WILLIS, 1933b) dont l'âge se trouvait confirmé localement, dans la partie orientale du lac Victoria, par l'existence de formations fossilifères datées du Miocène inférieur ; c'est la pénéplaine II de WAYLAND. Sur les mêmes bases, Bailey WILLIS estimait que la pénéplaine I est d'âge pré-Jurassique. Enfin sur des bases locales, il considérait que l'âge de la pénéplaine III n'est pas plus ancien que le Pliocène.

Quoique WAYLAND (1931) ait défendu des vues très semblables en 1931, en 1934 (WAYLAND, 1934b) il fait des réserves sur l'interprétation de Bailey WILLIS, car, entre-temps, le problème s'est compliqué par la découverte en Uganda de deux aplanissements supplémentaires dont la signification n'est pas encore entièrement élucidée.

Par la suite (F. DIXEY, 1945, et A. C. VEATCH, 1935 notamment), les âges des aplanissements II et III continuent néanmoins à être respectivement considérés comme mi-Tertiaire et fin-Tertiaire ; F. DIXEY (1946b) estime que la surface mi-Tertiaire occupe un vaste territoire dans l'Ituri vers 1500 m d'altitude.

Quant à la pénéplaine I, WAYLAND (1931) estime, sur la base des travaux de J. W. GREGORY (1921), que son démantèlement a été provoqué par les mouvements tectoniques de la fin du Crétacé.

En 1951, L. C. KING (1951, pp. 245-251) a adopté la terminologie suivante :

Cycle de Gondwana pour un cycle ayant achevé le nivellement du territoire entre le début du Jurassique et le début du Crétacé ;

Cycle africain pour celui déclenché par les mouvements du début du Crétacé ;

Cycle des Victoria Falls déclenché par les mouvements du Miocène ;

Cycle du Congo faisant suite au précédent.

On en déduit (L. CAHEN et J. LEPERSONNE, 1952) entre la terminologie de KING et celle des autres auteurs l'équivalence suivante : surface de Gondwana = surfaces Jurassique et /ou Crétacé, surface africaine = surface mi-Tertiaire et surface des Victoria Falls = surface fin-Tertiaire.

En 1954, KING publie une synthèse générale pour l'Afrique centrale et australe ; après un historique où il montre l'évolution des idées et les confusions qui se sont produites, notamment à la suite d'erreurs dans la synthèse de A. C. VEATCH (1935), il réexamine la question de l'âge des surfaces et conclut comme suit :

« La conception admise, désormais claire, est la suivante : la surface fondamentale du plateau intérieur s'est développée sur de grandes étendues au cours d'un cycle d'érosion de la fin du Secondaire, et son évolution se poursuit encore de nos jours en bien des points. Elle a été désignée sous le nom de *surface de Gondwana*. Toutes les autres reprises d'érosion cyclique se sont succédé d'une manière ordonnée, en progressant à travers l'arrière-pays côtier et en remontant le long de quelques-unes des grandes vallées, jusqu'au cœur même du continent. Ces reprises d'érosion se rapportent au Tertiaire et au Quaternaire et les formes auxquelles elles ont donné naissance sont des séries de larges aplanissements en gradins emboîtés. Le plus étendu est la plaine mi-tertiaire ou *africaine*. Les cycles postérieurs, tous multiples, sont ceux des *Victoria Falls* et du *Congo* ».

Pour ces derniers cycles, il adopte la position suivante :

Surface fin-Tertiaire : Cycle d'érosion des *Victoria Falls* ;
Pliocène ou Pléistocène inférieur ;

Surface d'érosion pléistocène : cycle d'érosion du Congo.

Dans l'entre-temps L. CAHEN et J. LEPERSONNE (1952) avaient établi les raccords entre les aplanissements du sud du bassin du Congo et ceux de Rhodésie et d'Afrique du Sud. Ils concluaient à l'équivalence :

Surface fin-Crétacé = surface de Gondwana ;

Surface mi-Tertiaire = surface africaine ;

Surface fin-Tertiaire = approximativement cycle des *Victoria Falls* (1).

Enfin, L. CAHEN (1954) adopte, pour le nord-est du Congo, la succession P I = fin-Crétacé, P II = mi-Tertiaire et P III = groupe fin-Tertiaire. Il se base d'une part sur une discussion de l'âge local des surfaces, d'autre part sur des coupes montrant que du sud et de l'ouest du Congo, où les aplanissements sont bien

(1) Dans ce travail, aucune distinction n'était faite entre les différents cycles fin-tertiaires qui furent distingués plus tard (L. CAHEN, 1954).

datés, on peut les suivre de proche en proche jusque dans la région du nord-est. Le raccord est le même que l'on passe par l'ouest et le nord ou par l'est du bassin du Congo.

Tenant compte de l'âge local des surfaces dans plusieurs régions et des liaisons qui existent entre surfaces de même âge local à travers le Congo et jusqu'à la région littorale, L. CAHEN (1954, p. 238) précise comme suit les âges des surfaces du bassin du Congo :

« L'âge initial de la surface fin-Crétacé est compris entre celui des grès sublittoraux (Crétacé inférieur ou Jurassique) et l'Albien, l'âge terminal à la côte est compris entre le Maestrichtien et le Paléocène. On n'a aucune information sur l'âge terminal à l'intérieur ».

» La surface mi-Tertiaire a un âge initial compris entre le Maestrichtien et le Paléocène, son âge terminal au Congo oriental comme à la côte est antérieur au Miocène inférieur...

» Envisagé comme un seul cycle, le groupe fin-Tertiaire, né vers le milieu du Tertiaire... » « On sait toutefois qu'il doit être scindé en trois cycles, dont le plus parfait est le cycle Pliocène supérieur ».

Il admet pour celui-ci une destruction peu après le milieu du Pliocène initiant le cycle suivant de la fin-Pliocène-début Pléistocène, lui-même interrompu par le cycle actuel qui est né, suivant les régions, à des époques différentes dont aucune ne remonte au-delà du Pléistocène.

Dans un travail tout récent, T. J. D. FAIR et L. C. KING (1955) créent le terme de cycle post-gondwanien et résument leur conception, en accord avec celles des autres auteurs, dans le tableau reproduit ci-dessous ⁽¹⁾ :

⁽¹⁾ Dans un travail plus récent, KING (1956) publie un tableau analogue (tableau I, p. 355), mais dans lequel les âges figurent comme suit : modelé gondwanien (Jurassique — début du Crétacé), cycle post-gondwanien (Crétacé moyen), cycle africain (Tertiaire ancien), cycle des Victoria Falls (mi-Tertiaire) et cycle congolais (Pléistocène). Il n'y a pas là un changement d'opinion, mais l'auteur envisage les périodes géologiques pendant lesquelles se sont façonnées les surfaces, tandis que les expressions « fin-Crétacé », « mi-Tertiaire » et « fin-Tertiaire » employées jusqu'ici se rapportent au moment où l'évolution du cycle considéré est interrompue par les mouvements initiateurs du cycle suivant. Par exemple, le cycle africain s'est produit pendant le tertiaire ancien et a été interrompu par les mouvements mi-tertiaires.

Stades de l'érosion continentale	Dépôts continentaux subséquents	Dépôts côtiers subséquents
Cycle actuel	Dépôts de terrasses et sables pléistocènes et récents à industries préhistoriques.	Plages et dunes
Cycle du Congo	Sables et cuirasses calcaires de type Kalahari ; avec faune abondante incluant les Australopithécinsés Pliocène terminal.	Sables du Pliocène terminal (Zanzibar)
Cycle des Victoria Falls (fin-Tertiaire)	Sables des plateaux (calcédonieux)	Miocène inférieur (Uloa et Inharrime)
Cycle africain (mi-Tertiaire)	« Grès polymorphes », couches de Botletle (Crétacé terminal-Oligocène)	Sénonien-Eocène
Cycle post-gondwanien (fin-Crétacé)	Série de Kamina ?	Néocomien-Cénomanién
Modelé cyclique gondwanien		

On a vu plus haut que, compte tenu de quelques imperfections concernant l'extension des surfaces, la carte d'ensemble de L. C. KING (1951) attribue les surfaces P I, P II et P III du Congo nord-oriental respectivement aux cycles de Gondwana, africain et des Victoria Falls.

Jusqu'ici les conclusions des divers auteurs sont donc en bon accord ; il n'en est pas de même pour l'Uganda.

Dans son ouvrage de 1951, L. C. KING (pp. 344-345) distingue en Uganda :

Des portions surélevées de la surface de Gondwana attribuées à des cycles jurassiques ou crétacés ;

La surface de Gondwana merveilleusement aplanie ;

La surface africaine.

La lecture de son texte et l'examen de sa carte d'ensemble montrent qu'il attribue à la surface africaine l'ensemble des pénéplaines II et III et à la surface de Gondwana la pénéplaine I et certaines portions de II.

On a vu plus haut que l'âge local des surfaces II et III peut être déterminé et s'oppose à cette interprétation.

Cette confusion conduit R. V. RUHE (1954) et J. W. PALLISTER (1954, écrit en 1952), qui reconnaissent l'âge fin-Tertiaire de III et mi-Tertiaire de II, à écrire que, dans la nomenclature de KING, la surface africaine correspond à la surface fin-Tertiaire et la surface de Gondwana à la mi-Tertiaire, ce qui est en opposition avec les conceptions de KING lui-même (1951, 1954 et 1955) rapportées plus haut.

On peut en conclure que la confusion commise par KING, pour l'Uganda seulement, qui résulte vraisemblablement de l'utilisation d'une documentation forcément disparate, doit être rectifiée comme suit : pénéplaine I (ou de Koki) = surface du cycle post-Gondwanien = surface fin-Crétacé ; pénéplaine II (ou du Buganda) = surface africaine = surface mi-Tertiaire ; pénéplaine III (ou du Tanganika) = surface du cycle des Victoria Falls = surface fin-Tertiaire ⁽¹⁾.

C'est, comme on l'a vu plus haut, la position adoptée par McCONNELL (1955) qui a établi récemment l'existence de cinq aplanissements d'érosion en Uganda, au lieu de trois. L'accord général entre les divers auteurs se trouve ainsi parfaitement rétabli et se traduit par le tableau d'équivalence suivant :

⁽¹⁾ Pour cette dernière équivalence, il y a lieu de rappeler la restriction faite plus haut : les surfaces fin-tertiaires, dépendant de niveaux de base locaux, peuvent ne pas être partout strictement de même âge.

Désignation des surfaces	Altitude normale	Corrélation	Équivalences avec la terminologie antérieure.
I. Ankole	1650 m et plus	Surface jurassique (DIXEY) Modèle gondwanien (KING)	
II. Koki	1410-1440 m	Surface crétacée (DIXEY) Cycle post-gondwanien (KING)	Pénéplaine I
III. Buganda	1290-1320 m	Mi-Tertiaire (DIXEY <i>et al.</i>) Cycle africain (KING)	Pénéplaine II
IV. Tanganika	1050-1140 m	Fin-Tertiaire (DIXEY <i>et al.</i>) Cycle des Victoria Falls (KING)	Pénéplaine III
V. Acholi	900-1050 m	Pléistocène inférieur (DIXEY, KING <i>et al.</i>)	

Note ajoutée pendant l'impression (15 septembre 1956).

Dans un tout dernier travail, L. C. KING [*A geomorphological comparison between Eastern Brazil and Africa (central and southern), Proc. Geol. Soc. London, n° 1536, 18-IV-1956, pp. 75-76*] attribue un âge mi-Crétacé, et non plus fin-Crétacé, à la surface post-gondwanienne. Il se base sur l'importance des mouvements du milieu du Crétacé le long des côtes orientales et méridionales de l'Afrique australe. Ces mouvements ne sont pas datés avec une grande précision, mais paraissent se situer entre le Cénomaniens et le Sénonien (A. L. DU TOIT, 1954 ; L. C. KING, 1951). A la côte occidentale africaine, on ne note pas de phase tectonique à cette époque, mais bien entre le Maestrichtien et le Paléocène, ce qui fait dater de la fin du Crétacé la surface d'érosion antérieure à la série des grès polymorphes ; dans l'intérieur du Congo, cette surface est comprise entre cette série attribuée à l'Éogène et la série du Kwango dont la partie inférieure est datée du Crétacé supérieur (Cénomano-Turonien ?).

Il y aurait donc une sensible différence entre l'âge de la surface post-gondwanienne en Afrique australe et l'âge de la surface fin-Crétacé en Afrique centrale. Dans la discussion qui suit la communication de L. C. KING, F. DIXEY (*Ibid.*, pp. 76-81) attire l'attention sur cette différence et fait remarquer que le degré d'aplanissement de la surface fin-Crétacé, qui aurait eu plus de temps pour se façonner, est plus parfait que celui de la surface post-gondwanienne. Passant en revue certaines des conséquences de la différence d'âge, il indique

les zones d'influence respectives du cycle post-gondwanien (Afrique australe) et du cycle fin-Crétacé (Afrique centrale et nord de l'Afrique australe jusqu'au Zambèze et au Limpopo au moins) et la possibilité que les deux surfaces coexistent dans certaines régions.

CHAPITRE IV

Conclusion

L'étude qui précède confirme que l'on peut distinguer au Congo nord-oriental trois aplanissements d'érosion principaux, qui trouvent leurs correspondants en Uganda occidental.

Ces aplanissements, qui peuvent localement se subdiviser, résultent de trois cycles d'érosion dont les deux plus récents peuvent être datés grâce aux données géologiques, paléontologiques et préhistoriques locales. Les âges ainsi définis sont ceux de la fin de chaque cycle : mi-Tertiaire, antérieur au Miocène inférieur, pour l'un, fin-Tertiaire, antérieur à la limite Plio-Pléistocène, pour l'autre.

Le cycle le plus ancien n'est pas daté dans la région considérée ; par raccord à travers le bassin du Congo, son âge est défini comme fin-Crétacé. Il n'est pas exclu que des cycles plus anciens soient représentés dans la région par des restes d'aplanissements qu'il n'a pas encore été possible de caractériser avec netteté au Congo belge.

En Uganda, McCONNELL (1955) introduit la notion d'un tel cycle plus ancien responsable du façonnement de la surface de l'Ankole.

La surface fin-Tertiaire peut, au Congo, se subdiviser dans l'Ituri même (P IIIa et P III b) ; plus à l'ouest, il n'est pas exclu que le raccord avec la Cuvette congolaise se fasse par plusieurs aplanissements étagés. L'en-

semble des surfaces P IIIa et P IIIb de l'Ituri et du Kibali correspond à la surface du Tanganika, ou fin-Tertiaire, de l'Uganda. McCONNELL (1955) a montré qu'un cycle plus récent, celui de la surface de l'Acholi, lié au bassin du Nil, peut être distingué ; il n'est pas impossible qu'un équivalent en existe dans les régions ouest du Congo nord-oriental ; lié au bassin du Congo il pourrait ne pas être strictement contemporain du cycle de l'Acholi.

L'équivalence entre la terminologie locale et celle plus générale de L. C. KING (1951, 1954 ; FAIR et KING, 1955) peut être établie.

Résumant ces conclusions, on a le tableau suivant :

Congo nord-oriental	Uganda occidental	Agés	Nomenclature de L. C. KING (FAIR et KING, 1955).
	Surface de l'Ankole	Jurassique (?)	Modelé cyclique gondwanien
Aplanissement P I	Surface de Koki (« pénéplaine I »)	Fin-Crétacé	Cycle post gondwanien
Aplanissement P II	Surface du Buganda (« pénéplaine II »)	Mi-Tertiaire (sub-Miocène)	Cycle africain
Aplanissements P IIIa et P IIIb	Surface du Tanganika (« pénéplaine III »)	Fin-Tertiaire (Pliocène supérieur)	Cycle des Victoria Falls (1)
	Surface de l'Acholi	Pléistocène inférieur	Cycle du Congo (1)

Ces différentes surfaces ont toutes subi des déformations au cours de phases tectoniques qui se sont succédé depuis le milieu du Tertiaire au moins. Chaque phase met fin à une période de stabilité plus ou moins longue au cours de laquelle se sont façonnés les aplanis-

(1) La contemporanéité de ces cycles, dans les différentes régions, ne peut être strictement assurée par suite du fait qu'ils dépendent de niveaux de base locaux.

sements ; des variations de climat se sont combinées avec ces actions tectoniques. Au cours du façonnement des aplanissements eux-mêmes, des oscillations soit climatiques, soit tectoniques se sont traduites par le façonnement de plates-formes locales peu distantes les unes des autres.

L'on peut dès maintenant préciser l'existence des phases tectoniques suivantes (E. J. WAYLAND, 1931 ; J. LEPERSONNE, 1949 ; A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE, 1953 ; L. CAHEN, 1954) :

Antérieure au Miocène inférieur : déformations d'ensemble des régions situées de part et d'autre de l'emplacement du fossé tectonique et failles probables à l'emplacement du fossé de la basse Semliki et du lac Albert, interrompant l'écoulement vers l'ouest de certains cours d'eau est-ouest de l'Uganda ;

Limite Plio-Pléistocène : failles donnant naissance au fossé tectonique sous une forme voisine de sa forme actuelle et déformations d'ensemble des régions voisines ;

Pléistocène moyen : failles donnant sa forme définitive au fossé tectonique et nouvelles déformations des régions voisines provoquant notamment l'inversion d'écoulement de certains cours d'eau est-ouest de l'Uganda.

Les déformations d'ensemble ont eu pour effet de surélever progressivement les régions situées de part et d'autre du fossé tectonique pendant que s'affaissaient d'une part la cuvette congolaise, de l'autre celle du lac Victoria.

L'étude des formes du relief et du recouvrement des aplanissements et celle des formations géologiques du fossé tectonique permettent de donner un aperçu de l'évolution climatique :

Le recouvrement latéritique de l'aplanissement mi-Tertiaire indique un climat relativement humide, à saisons alternantes, au moins vers la fin du façonnement de la surface ;

Les dépôts du Miocène inférieur du fossé tectonique témoignent d'une érosion intense et d'une phase lacustre qui ne peuvent résulter que d'un climat relativement humide ;

Le retrait ou l'assèchement total des lacs du fossé tectonique au Miocène supérieur et au Pliocène, et les formes du relief de l'Uganda témoignent d'un climat aride devenant sans doute plus humide vers la fin de cette période pour permettre une latéritisation cependant moins marquée que sur l'aplanissement mi-Tertiaire ;

Au Pléistocène, après la phase humide marquant le début du dépôt de la série de Kaiso, se produisent une série d'alternances de climat sec et humide devenues classiques en Afrique orientale.

L'examen des zones de contact entre aplanissements successifs fournit des données intéressantes sur leur mode de façonnement. Dans ces zones de contact, on constate une multiplication du nombre des plates-formes qui forment une série de paliers entre la surface inférieure et la surface supérieure. Ce n'est qu'assez loin de cette zone de contact que les aplanissements prennent toute leur régularité et s'individualisent nettement, tout en conservant parfois des témoins de l'une ou l'autre des surfaces locales de la zone de contact. De même, les cuirasses ferrugineuse sont moins développées dans ces zones que là où l'aplanissement prend sa grande régularité ; elles peuvent même être absentes.

On en déduit que le façonnement des surfaces s'est fait par saccades successives, dont les causes peuvent

être soit des mouvements tectoniques, soit des oscillations climatiques, soit l'abaissement de niveaux de base locaux constitués par des horizons de roches résistantes dans les thalwegs ; ces diverses causes peuvent avoir joué simultanément ou séparément. On en trouve d'ailleurs une indication dans l'étude de terrasses comme celles de la Mongbwalu et de la Lodjo dans leurs parties amont, près de la limite des surfaces fin-Tertiaire et mi-Tertiaire. Dans cette zone, existe un grand nombre de niveaux de terrasses, souvent peu étendus dans le sens longitudinal ; vers l'aval, dans les cours d'eau principaux, alors encaissés dans l'aplanissement bien individualisé, quelques terrasses plus régulières et plus étendues subsistent seulement.

Le parallélisme des niveaux de terrasses indique que, en ce qui concerne les déformations tectoniques, il ne peut s'être agi que de déformations d'ensemble. Celles-ci sont d'ailleurs enregistrées par les déformations des surfaces d'érosion qui apparaissent, sur des profils généraux, comme de larges bombements ou de légers basculements. Au voisinage immédiat du fossé tectonique, les déformations sont localement plus fortes et des failles radiales peuvent découper les aplanissements en une série de horsts et de grabens.

Les grandes lignes des réseaux hydrographiques de chacun des cycles peuvent être retracées :

Cycle fin-Crétacé : traces d'un réseau sud-est nord-ouest (réseau Crétacé supérieur, L. CAHEN, 1954) ;

Cycle mi-Tertiaire : réseau de direction générale est-ouest (avec importants affluents nord-nord-est sud-sud-ouest au Congo nord-oriental), reportant la limite du bassin du Congo à l'est de l'emplacement actuel du lac Victoria (réseau Tertiaire ancien, L. CAHEN, 1954) ;

Cycle fin-Tertiaire : rupture partielle de l'écoulement est-ouest Uganda-Congo et préfiguration des bassins

actuels du nord du Congo, du Nil et du Victoria (réseau Tertiaire récent, L. CAHEN, 1954) ;

Cycles pléistocènes : mise en place progressive du réseau actuel avec inversion de l'écoulement des cours d'eau de l'Uganda et capture par le bassin du Congo du réseau est-ouest tronçonné au cycle précédent.

En terminant, il y a lieu de rendre hommage à la clairvoyance de E. J. WAYLAND qui, dès 1931 (E. J. WAYLAND, 1931, p. 44), retraçait une histoire de l'évolution de l'est-africain qui ne doit subir que quelques retouches pour être encore d'actualité.

Tervuren, le 29 mai 1956.

ANNEXE I

La tectonique de la région orientale du haut Ituri, au voisinage du fossé de la basse Semliki et du lac Albert.

La région dont il sera question ici comprend celle décrite au chapitre I, sous le titre : « région très élevée en bordure du lac Albert » et son prolongement vers le sud jusqu'au-delà de Geti, ainsi que la région des Mines de Kilo.

M. SLUYS (1947 b) distingue, dans la région de Geti, comprise entre le bassin d'Irumu et le fossé tectonique, plusieurs horsts. Il a noté le passage de certaines failles et le décalage de la tillite située à la base des couches d'Irumu ; il observe que ces accidents se matérialisent dans la topographie par des escarpements. On a vu que le *profil n° 3 (Pl. II)* indique la possibilité d'un rejet affectant l'aplanissement P II dans cette région, ce qui confirmerait l'âge récent de certaines de ces failles. Néanmoins, la carte (*Pl. I B*) et les profils (*Pl. II*) montrent que l'extension et l'altitude des aplanissements sont, d'une manière générale, assez peu affectées par cette tectonique récente.

R. V. RUHE (1954) place plusieurs failles dans la partie nord du haut plateau de l'Ituri (nord-ouest du lac Albert). Ses escarpements de Talla et du Nzi limitent au nord-est et à l'ouest la région très élevée, en bordure du lac Albert, que l'on a vu au chapitre I pouvoir être un horst ; malheureusement, du point de vue géologique, les raisonnements de l'auteur sont insuffisants pour démontrer l'existence de failles (raisonnements analogues à celui qui est discuté dans J. LEPERSONNE, 1956).

Seule la démonstration de la faille du Rona est étayée par des arguments plus convaincants (zone de séricitisation, chloritisation et talcitisation du granite, linéation visible sur les photographies aériennes, coïncidence avec un escarpement morphologique). Elle provoquerait une dénivellation d'une centaine de mètres de l'aplanissement P I, et pourrait faire partie des accidents qui limiteraient la région très élevée située au nord-ouest du lac Albert, si on acceptait l'hypothèse d'un horst pour expliquer l'origine de ce haut relief.

B. STEENSTRA (1954), tout en admettant que les failles et les venues de dolérite post-kibaliennes de la région de Kilo ne sont pas datées, semble considérer que certains de ces accidents sont très récents et liés à la tectonique du fossé albertin.

R. WOODTLI (1954), de son côté, distingue deux époques tectoniques :

- a) Une tectonique ancienne (ou kibaliennne) ;
- b) Une tectonique récente (c'est-à-dire postérieure à la formation du granite) caractérisée notamment par des failles radiales, souvent injectées de dolérite qui peut former des dykes ou des épanchements.

Il pense que la tectonique récente est liée à celle du fossé albertin et que les dykes et nappes de dolérite datent de la fin du Tertiaire et du Quaternaire. Il estime néanmoins que les questions suivantes ne sont pas résolues :

- a) Les coulées doléritiques recouvrent-elles ou non la pénéplaine ancienne?
- b) Les dykes ont-ils été érodés ou non à son niveau?
- c) Quelles sont les relations entre les dolérites et les couches du bassin d'Irumu attribuées au Karroo inférieur?

L'opinion de WOODTLI sur l'âge de la tectonique récente et surtout sur celui des venues doléritiques soulève diverses difficultés.

Postérieurement à la tectonique ancienne qui affecte le Kibalien, cet auteur ne semble pas envisager d'autres mouvements que ceux de la phase tectonique récente définie comme « liée à l'histoire de la fosse albertine »... « qui semble s'étaler sur une très longue durée ». Du contexte, on peut déduire cependant qu'il n'envisage pas que cette phase remonte au-delà du début du Tertiaire.

On peut objecter à cette manière de voir que la plupart des accidents attribués à la tectonique récente ne sont pas datés et que les considérer tous comme d'âge tertiaire et quaternaire revient à négliger les phases tectoniques de la très longue période de temps qui s'est écoulée entre la phase kibaliennne, datée du Précambrien ancien (L. CAHEN, 1954 ; J. LEPERSONNE, 1955), et le Tertiaire. Durant cette longue période de temps, on sait (L. CAHEN, 1954) que se sont produites au moins trois phases de mouvements : l'orogénèse urundienne, les mouvements affectant le groupe de la Lindi, le plissement affectant les couches de la Bilati ; il faut y ajouter une phase épirogénique post-permienne et antérieure au Jurassique supérieur dont l'existence paraît très probable.

Quoi qu'il en soit, l'existence de failles récentes, c'est-à-dire affectant les aplanissements d'érosion, peut être envisagée dans la région considérée, comme on l'a vu plus haut et comme le montrent les profils (*pl. II*).

Ces failles affecteraient P I et P II et leur âge se situerait donc entre la fin du Crétacé et l'époque actuelle. L'existence de failles affectant P III dans la région de Geti n'est de plus pas exclue. Néanmoins, on souhaiterait voir ces failles récentes démontrées de manière indiscutable et leur influence sur la morphologie précisée.

A ce point de vue, il faut notamment remarquer que des escarpements d'origine purement morphologique peuvent se localiser suivant le tracé de failles anciennes par suite soit de la différence de dureté des roches des massifs mis en contact, soit par suite de la présence de mylonites.

En ce qui concerne les venues de dolérite, il semble que l'opinion de R. WOODTLI qui, en leur assignant un âge fin-Tertiaire et Quaternaire, situe ces venues postérieurement au façonnement des aplanissements principaux, se heurte à des objections insurmontables.

Des arguments purement morphologiques permettent de limiter assez étroitement l'âge des dolérites. Dans les régions où WOODTLI signale des horsts dont les failles sont soulignées par des venues doléritiques (Tsi — Djegu — Willy-Willy — Lidzali ; Pikoti — Loga — Singbwa — Dzirr ; Bedu), on peut observer que, sauf localement, les aplanissements d'érosion se trouvent à leur place, suivant un étagement normal (voir *pl. IB et II*). On doit en conclure que ou bien le jeu des failles a donné lieu à des dénivellations de même amplitude que celle des talus morphologiques séparant les surfaces, ou bien les dykes de dolérite sont antérieurs au façonnement des aplanissements et leur résistance à l'érosion a localisé la position des escarpements morphologiques ; comme on le verra ci-dessous, c'est cette dernière explication qui paraît la plus vraisemblable.

Les aplanissements P II et P III sont caractérisés par une altération latéritique intense et, pour le premier, par la formation de cuirasses ; il en est de même pour P I, mais l'érosion y a fait généralement disparaître la cuirasse (voir plus haut). Si les venues doléritiques étaient postérieures au façonnement de l'un de ces aplanissements, il paraît certain que l'on devrait trouver, entre la dolérite et la roche qu'elle recouvre, des traces plus ou moins importantes de latéritisation ou des restes

de cuirasse. Aucune des coupes de WOODTLI ne montre de tels phénomènes.

Les cartes géologiques et les photographies jointes aux mémoires de WOODTLI et de STEENSTRA (1954) montrent d'autre part que l'extension actuelle des nappes de dolérite n'est liée en rien aux formes du relief, et ce dans une région où existent les aplanissements fin-Crétacé et mi-Tertiaire et où le fond de certaines vallées appartient au cycle actuel, rajeunissant le cycle fin-Tertiaire ; les nappes de dolérite occupent indifféremment le sous-sol de toutes ces surfaces, y compris localement le fond des vallées actuelles.

Une telle disposition ne peut s'expliquer que si les nappes de dolérite se sont épanchées sur un relief totalement indépendant du relief actuel et de ceux qui ont été définis, au chapitre II de ce mémoire, par l'étude du réseau hydrographique, comme caractérisant les périodes de façonnement de chacun des aplanissements. Elle s'expliquerait également s'il ne s'agissait pas de nappes, mais de sills comme le suggère B. STEENSTRA (1954).

Si notamment les nappes s'étaient épanchées sur l'une des surfaces d'érosion, on devrait les observer formant des reliefs résiduels tabulaires, et elles devraient être absentes sur les surfaces les plus récentes, ce qui n'est pas le cas. La disposition indépendante de l'allure des surfaces et des réseaux hydrographiques successifs ne serait compatible qu'avec des épanchements postérieurs au rajeunissement de la surface fin-Tertiaire par le cycle actuel, comme le suppose d'ailleurs R. WOODTLI lorsqu'il situe l'âge des venues doléritiques à la fin du Tertiaire ou au Quaternaire.

On peut conclure de ce qui précède que, si les grandes plages de dolérite cartographiées dans la région de Kilo sont bien des nappes d'épanchement, elles ne peuvent s'être mises en place que postérieurement au façonne-

ment de la surface d'érosion fin-Tertiaire (P IIIa) et au rajeunissement du réseau hydrographique qui l'a amené à s'encaisser dans cette surface ; elles seraient donc d'âge quaternaire ou d'âge voisin de la limite Tertiaire-Quaternaire. Si au contraire elles sont antérieures à cette limite, elles doivent être antérieures au façonnement de toutes les surfaces, y compris P I, et dans ce cas les venues doléritiques appartiennent au sous-sol de la région et sont soit des coulées sur un relief très ancien totalement indépendant du relief actuel, soit des sills. Les cartes géologiques citées plus haut montrent clairement cette indépendance entre la disposition des plages de dolérite et le relief actuel.

Le problème à résoudre pour définir l'âge des venues doléritiques par rapport au façonnement des surfaces d'érosion revient donc à déterminer s'il s'agit ou non de coulées volcaniques récentes.

R. WOODTLI (1954) adopte cette thèse en se basant sur certaines observations qui montrent d'une part l'allure discordante des nappes de dolérite sur le substratum kibalien et d'autre part des relations entre certains aspects de la morphologie et la disposition des nappes et des dykes ; dans deux cas au moins, de la dolérite, recouvrant des roches kibaldiennes, occuperait le fond d'une vallée et il existerait des alluvions entre la dolérite et son substratum.

Ces éléments paraissent loin d'être décisifs, car :

Les relations avec la morphologie peuvent s'expliquer par des différences de dureté et d'altérabilité des roches ayant déterminé les formes d'érosion ;

L'examen des cartes géologiques de WOODTLI et de STEENSTRA montre que les relations des nappes de dolérite avec le réseau hydrographique ne sont qu'accidentelles. Les nappes occupent indifféremment les plateaux, les versants et les fonds de vallée et sont

souvent transversales à celles-ci alors que généralement, dans les régions volcaniques, on observe un envahissement généralisé des vallées par les coulées, surtout lorsqu'il s'agit de roches basiques, et que ici l'envahissement devrait affecter le réseau actuel et non un éventuel réseau ancien d'orientation totalement différente (1).

A l'encontre de la thèse de l'origine récente des dolérites on peut opposer toute une série d'autres arguments.

Poursuivant ses recherches, R. WOODTLI a fait une importante observation dont il a bien voulu m'autoriser à faire usage : il s'agit de la découverte de galets de la dolérite récente dans les couches de Kaiso, dans les poudingues du Miocène inférieur de la Karugamania et dans la « Formation de base » à Nyamavi (pour la signification de ces termes, voir A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE, 1953). L'âge de certaines venues doléritiques au moins se trouve ainsi reporté antérieurement au Miocène inférieur et, si l'on admet que la « Formation de base » est corrélative de la latéritisation de la surface mi-Tertiaire, cet âge est antérieur à la fin du façonnement de cette surface.

Au cours de l'étude du fossé tectonique depuis le nord du lac Albert jusqu'à la région des Virunga (J. LEPERSONNE, 1949), j'ai observé de nombreuses failles, tant celles limitant le fossé tectonique que celles qui affectent les formations lacustres elles-mêmes. Jamais je n'y ai rencontré la moindre intrusion, pas plus qu'il n'y en a dans les formations lacustres ; or l'on sait maintenant (A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE, 1953) que certaines de ces failles sont antérieures au Miocène inférieur.

Le bassin d'Irumu est occupé par une formation

(1) Les cartes montrent notamment des dykes recoupant les vallées sans donner lieu à des épanchements et même des épanchements occupant une crête et se prolongeant par un dyke qui traverse la vallée voisine sans donner lieu à une coulée.

sédimentaire, en couches horizontales, ayant à sa base des schistes noirs reposant sur une tillite. Attribuée anciennement au « système du Lualaba » qui englobait les actuelles séries du Lualaba et de la Lukuga, elle est aujourd'hui généralement rapportée à la seule série de la Lukuga d'âge carbonifère supérieur-permien ; néanmoins, en l'absence de fossiles, elle pourrait être plus ancienne. Les géologues qui ont visité ou étudié la région (J. HENRY, 1924 ; V. ERNOULD, 1943 ; M. SLUYS, 1947a et b ; J. LEPERSONNE, inédit ; L. PREUD'HOMME, inédit ; M. DELPIERRE, inédit) n'ont aucun décrit d'affleurements de dolérites intrusives dans cette formation. Cependant deux auteurs (J. HENRY, 1924 ; A. MOUREAU, 1939) considèrent, sans en fournir de preuve, que les venues de dolérite de la région de Kilo sont plus récentes que les couches d'Irumu et plusieurs autres (P. DUHOUX, 1950 ; C. SOROTCHINSKY, 1953 ; B. STEENSTRA, 1954) estiment, comme R. WOODTLI, que les dolérites sont d'âge très récent et donc postérieures aux couches d'Irumu.

L'examen de la carte géologique de la région montre cependant que ces couches occupent une vaste surface (15 km sur 20 km environ) qui est donc totalement exempte de dolérites alors que, au nord et à l'est, le soubassement précambrien est traversé par de nombreuses venues de cette roche. Une telle disposition est très suggestive de l'antériorité des venues doléritiques par rapport au dépôt des couches d'Irumu. Dans ce cas l'on s'attendrait à trouver des galets de dolérite dans la tillite de base des couches d'Irumu. Tel ne semble pas encore avoir été le cas ; cependant, parmi des galets que j'ai récoltés, s'en trouve un d'une dolérite à texture ophitique typique à andésine-labrador, mais qui est trop profondément chloritisée pour pouvoir être rapportée avec certitude aux dolérites récentes (communication personnelle de R. WOODTLI).

Aux éléments ci-dessus, il faut ajouter que, dans tout l'est congolais, on ne connaît aucune intrusion affectant le Karroo inférieur qui y occupe pourtant des étendues nullement négligeables (M. SLUYS, 1946 et 1947 ; L. CAHEN, 1954).

De cette discussion, on peut conclure que l'opinion selon laquelle les venues de dolérite de la région de Kilo sont antérieures au Carbonifère supérieur-Permien est mieux étayée que l'opinion contraire, sans que toutefois on puisse la considérer comme démontrée.

A ces données locales s'ajoutent des considérations d'ordre général :

Dans la région située au sud-ouest du lac Kivu occupée par des coulées volcaniques d'un âge comparable à celui qui est supposé pour les dolérites de Kilo, les coulées ont un aspect de fraîcheur qui contraste avec l'altération et le démantèlement qui paraissent de règle à Kilo ; une liaison généralisée entre les coulées et le relief récent est presque partout évidente même là où l'érosion a été suffisante pour produire des inversions de relief.

Dans la plupart des ouvrages de pétrographie, on peut lire que la dolérite est considérée comme un équivalent intrusif de faible profondeur du basalte ou une roche d'épanchement ancienne. L'existence de dolérites effusives récentes est exceptionnelle et ces roches sont généralement associées à des basaltes ou ne constituent que des parties de coulées basaltiques particulièrement épaisses, qui se sont refroidies lentement.

Or dans la région de Kilo l'on ne signale comme épanchements récents que des dolérites holocristallines à texture ophitique typique, et aucun basalte proprement dit en relation avec elles. Aucun faciès vitreux ou microlithique, aucune structure vacuolaire n'ont été observés, alors que ces roches devraient s'être refroidies à l'air libre, et l'on ne signale pas de différence pétro-

graphique entre les roches des dykes et celles des coulées. On se trouverait donc devant un cas tout à fait exceptionnel de formations volcaniques.

Au contraire, les conditions de gisement des roches de la région de Kilo présentent de grandes analogies avec celles des dolérites d'Afrique du Sud qui forment des sills et des dykes intrusifs dans le Karroo inférieur (A. L. DU TOIT, 1954) et sont considérées comme liées aux épanchements de basaltes de la fin du Karroo.

WOODTLI décrit d'autre part des amphibolites, hornblendides et schistes à amphibole qui dériveraient des dolérites récentes par métamorphisme.

Il écrit à ce sujet (1954, p. 130) :

« Ces coulées atteignent le fond de nos vallées actuelles ; elles datent d'hier et pourtant sont déjà transformées en schistes ».

A moins d'accepter des théories aussi discutables que celles qui attribuent à des actions superficielles très récentes, au niveau de la nappe phréatique, des phénomènes de métamorphisme et de métagénèse (C. SOROTCHINSKY, 1953 et 1955), on ne voit pas bien comment un tel métamorphisme aurait pu se produire au cours du Quaternaire ; ici encore, il s'agirait d'un phénomène géologique exceptionnel.

Des phénomènes volcaniques si récents auraient d'autre part dû laisser des traces analogues à celles que l'on trouve si abondamment ailleurs, telles que les sources thermo-minérales. Or dans la région de Kilo il n'en existe pas en relation avec les dolérites, tandis que, tout à côté dans le fossé tectonique où il n'y a pas de venues doléritiques récentes, les sources thermales sont nombreuses.

On ne peut que conclure à la très grande improbabilité que les nappes de dolérite de la région de Kilo constituent des coulées d'âge quaternaire ; ce pourraient être soit des sills, soit des coulées anciennes antérieures au façonnement de l'aplanissement fin-Crétacé P I et

peut-être même au dépôt des couches d'Irumu ⁽¹⁾.

En définitive, si le problème de l'âge des venues doléritiques dites récentes (et des failles qui y sont liées) n'est pas résolu, je crois néanmoins pouvoir conclure que leur mise en place, soit effusive, soit intrusive, a précédé le façonnement des aplanissements d'érosion et est par conséquent antérieure à la fin du Crétacé ; elle semble même être antérieure au dépôt du Karroo inférieur.

Quand à l'existence de failles affectant les aplanissements, elle est probable dans la région voisine du fossé tectonique ; des études complémentaires de terrain seraient néanmoins nécessaires pour en démontrer l'existence de manière indiscutable, localiser leur tracé et définir leur âge par rapport à celui des surfaces d'érosion.

ANNEXE II

La formation sédimentaire de la Nkusi et de la Muzizi (Uganda)

La Nkusi et la Muzizi sont deux cours d'eau d'Uganda se jetant dans le lac Albert à son extrémité sud et faisant partie de l'ancien réseau est-ouest interrompu par le fossé tectonique. Comme beaucoup d'affluents du lac Albert et de la Semliki, il s'agit de cours d'eau suspendus, situation résultant du jeu récent des failles du fossé tectonique. Des grès occupent le fond des deux vallées, en amont des chutes ; dans cette zone, les vallées sont

⁽¹⁾ La mise en place de coulées antérieures au façonnement des aplanissements nécessiterait l'existence, au moment des épanchements, d'un relief avec vallées profondes de 300 à 400 m au moins (dénivellation entre les plus hauts plateaux où s'observent des dolérites et le fond des vallées actuelles). L'existence au Carbonifère supérieur-Permien de vallées d'une importance comparable est prouvée par la présence d'un tapis de Lukuga glaciaire dans les vallées de la Loyo, l'Ituri, l'Épulu et l'Ibina au sud-ouest de la région de Kilo.

en voie de rajeunissement dans les aplanissements III (du Tanganika) et II (du Buganda).

Il est fait une première fois mention des couches de la Muzizi par WAYLAND (1926) qui les décrit comme des grès relativement tendres, recouverts en discordance marquée par une forte épaisseur de graviers et de terres rouges contenant des pierres taillées appartenant aux types trouvés ailleurs en Uganda dans les graviers de haut niveau. Il donne une photographie d'affleurement qui montre qu'il s'agit de roches dures, ce qui est confirmé par la suite par DAVIES (1951) qui décrit le grès de la Muzizi comme dur et compact. WAYLAND pense que ce grès, quoique non fossilifère, n'appartient pas aux séries anciennes (Karagwe-Ankole) et pourrait faire partie du Quaternaire.

En 1950, R. C. PARGETER décrit les couches de la Nkusi, présumées équivalentes de celles de la Muzizi, comme constituées par un grès extrêmement dur et massif, à grain fin, finement stratifié, en couches subhorizontales, épaisses d'au moins 100 m. De rares galets roulés sont présents et de petits niveaux conglomératiques existent près des contacts avec le soubassement. En direction du lac Albert, le grain des grès devient beaucoup plus grossier et un niveau de conglomérat de 6 m apparaît ; la teinte devient rouge. L'absence de fossiles ne permet à PARGETER ni de fixer l'âge des couches, ni de déterminer si elles correspondent aux Kisegi beds ou à la partie supérieure des Kaiso beds.

K. A. DAVIES (1951) reprend peu après la question et conclut qu'il résulte clairement de la compacité des roches et d'autres éléments (qu'il ne définit pas) que les grès de la Muzizi et de la Nkusi doivent représenter l'équivalent de couches fort profondes de la formation de Kisegi ; il ajoute qu'aucune des couches rencontrées jusque 900 m de profondeur dans le sondage du dôme

de Waki ⁽¹⁾ ne peut leur être comparée et qu'elles doivent être encore considérablement plus anciennes.

Il découle de ce qui précède que la position stratigraphique et l'âge des grès de la Nkusi et de la Muzizi sont indéterminés. Si même ils appartiennent à la série de Kisegi, on remarquera qu'ils diffèrent de celle-ci tant par la nature lithologique que par le degré de lapidification.

Il est très vraisemblable que la série de Kisegi et le Miocène inférieur du lac Albert et de la basse Semliki sont une seule et même formation (J. LEPERSONNE, 1949 ; A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE, 1953). Ce Miocène également est lithologiquement très différent des grès de la Nkusi et de la Muzizi ; généralement beaucoup plus tendre, à ciment argileux, il renferme de nombreux lits de graviers et des couches d'argilite et de limonite.

Les descriptions données par PARGETER (1950) et DAVIES (1951) suggèrent par contre une similitude lithologique assez marquée avec le petit lambeau sédimentaire, fortement tectonisé, que j'ai observé à Nyamavi, en dessous de la « formation de base » (J. LEPERSONNE, 1949, p. M 62 et A. T. HOPWOOD et J. LEPERSONNE, 1953, pp. B 102-103). La seule différence est apparemment l'existence à Nyamavi de lits d'argilite intercalés entre les lits de grès.

Les couches de Nyamavi sont antérieures à la « formation de base », antérieure elle-même au Miocène inférieur ; elles peuvent représenter soit du Tertiaire inférieur, soit plus probablement, à en juger par leurs faciès lithologique, du Mésozoïque ou du Karroo inférieur. Une telle attribution est également plausible pour les couches de la Nkusi et de la Muzizi et, lorsqu'on sait qu'au Congo certaines couches mésozoïques et le Karroo

⁽¹⁾ Le sondage de Waki, près de Butiaba, traverse apparemment les couches de Kaiso et de Kisegi ; sa description n'a pas été publiée.

inférieur occupent fréquemment des vallées anciennes auxquelles se sont superposées les vallées actuelles, on n'est pas surpris de leurs conditions particulières de gisement.

Quelle que soit l'hypothèse considérée, l'âge de ces couches est trop incertain pour qu'on puisse en tirer argument pour la solution des problèmes morphologiques et tectoniques.

ANNEXE III

L'âge de la série de Bugishu et ses relations avec les surfaces d'érosion (Uganda)

La série de Bugishu est composée essentiellement de grès, par place conglomératiques et localement zonaires, d'origine lacustre, reposant en discordance sur le socle précambrien (WAYLAND, 1931, pp. 14-15). Ces roches ont livré des débris de plantes étudiés par R. W. CHANEY (1933) dont l'opinion a été utilisée par divers géologues et morphologistes pour dater l'aplanissement d'érosion auquel ces couches sont liées.

Ce faisant, la plupart d'entre eux semblent avoir perdu de vue que CHANEY ne se prononce sur l'âge des fossiles qu'avec l'appui de données sur l'âge des surfaces d'érosion fournies par Bailey WILLIS (1933a). Du point de vue purement paléontologique, CHANEY montre l'impossibilité de conclure à autre chose qu'un âge jeune de cette flore qui recèle 12 espèces ayant toutes un aspect moderne. Cet aspect et les indications morphologiques données par Bailey WILLIS (1933a) lui font émettre l'opinion que

« Cette flore n'est pas plus ancienne que le milieu du Tertiaire ».

Les indications morphologiques fournies par Bailey WILLIS (1933a) doivent être revues, car, à cette époque, il raisonne encore sur l'existence de deux pénéplaines seulement tandis que l'on a reconnu par après l'existence, dans ces régions, de trois surfaces d'érosion principales et au moins deux surfaces moins étendues (WAYLAND, 1934a).

K. A. DAVIES (1934) tenta le premier d'utiliser l'âge de la flore pour dater les aplanissements, mais il partit de prémisses inexactes :

« Chaney a suggéré que l'âge probable des couches fossilifères est Tertiaire moyen ».

DAVIES distingue dans la région du Mont Elgon trois pénéplaines : à près de 1800 m, à 1260 m et à plus de 1110 m. Les grès à plantes de Bugishu affleurent à des altitudes variables entre 1425 et 1455 m et des grès semblables non fossilifères existent à 1110 m. DAVIES admet qu'il s'agirait de deux lacs d'âge différent. Il considère que la première éruption trachy-phonolitique et les failles de l'Elgon sont antérieures à la série de Bugishu et au façonnement final de la pénéplaine moyenne. Le dépôt des grès à plantes serait contemporain du façonnement final de cette surface. Après le dépôt de ces couches, aurait lieu le soulèvement déclenchant le cycle de la pénéplaine inférieure et le dépôt des grès du lac inférieur ; l'activité principale de l'Elgon suivrait.

Ainsi l'âge de la pénéplaine moyenne serait Miocène supérieur.

Critiquant les études de F. DIXEY (1945) et K. A. DAVIES (1934), R. M. SHACKLETON (1951) montre que les aplanissements d'érosion ont subi d'importantes déformations ; suivant de proche en proche la surface sub-Miocène, de la région de Kavirondo à celle de l'Elgon, il conclut que dans cette région :

La surface sub-Miocène passerait en-dessous de la série de Bugishu et des roches volcaniques de l'Elgon, monterait de 1590 à 1680 m pour finalement atteindre le plateau Elgon-Kitale à 1860-1950 m ;

L'aplanissement supérieur (Crétacé ?) serait vers 2100 m.

Les couches de Bugishu, considérées comme d'âge mi-Tertiaire, reposeraient sur la surface sub-Miocène et la dénivellation observée entre les affleurements de 1425 m et ceux de 1110 m s'expliquerait par une déformation de la surface et non par le mécanisme d'érosion et de lacs successifs imaginé par DAVIES (1934).

A. B. GIBSON (1954) et A. HUDDLESTON (1954) estiment que la pénéplaine Elgon-Kitale est indépendante de la surface sub-Miocène.

Pour GIBSON, il y aurait 4 surfaces dans la région au sud de l'Elgon :

La surface de « 2100 m » ;

La surface de Kitale à « 1860 m » ;

La surface sub-Miocène (de 1650 à 1740 m, lu sur coupes *fig. 2*) ;

La surface fin-Tertiaire (de 1320 à 1500 m, lu sur coupes *fig. 2*).

L'examen d'une carte de l'Uganda montre que la position de SHACKLETON faisant descendre la surface sub-Miocène jusque 1110 m est peu vraisemblable, car ce niveau est en continuité parfaite avec la surface « fin-Tertiaire » de l'Uganda qui semble atteindre l'altitude d'environ 1200 m, tandis que la surface mi-Tertiaire débiterait vers 1350 m.

SHACKLETON est influencé par l'âge des couches de Bugishu, or :

a) Sur le niveau de 1110 m, on trouve des grès non fossilifères (DAVIES, 1934) ;

b) Les couches fossilifères sont situées entre 1425 et 1455 m ;

c) L'âge des couches est simplement « pas plus ancien que la mi-Tertiaire » et non pas mi-Tertiaire.

Quoi qu'il en soit, l'âge des couches de Bugishu et les relations de ces couches avec les surfaces d'érosion sont trop imprécis pour constituer un élément pouvant permettre de dater les surfaces d'érosion.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREW, G. (1948), Geology of the Sudan, Agriculture in the Sudan (pp. 84-128).
- CAHEN, L. (1954), Géologie du Congo belge (H. Vaillant-Carmanne, Liège, 1954).
- CAHEN, L., et LEPERSONNE, J. (1952), Équivalence entre le Système du Kalahari du Congo belge et les Kalahari Beds d'Afrique australe (*Soc. belge Géol., Mém. in-8°, n° 4, 1952, 64 pp.*).
- CAHEN, L., et LEPERSONNE, J. (1954), État actuel des connaissances relatives aux séries mésozoïques de l'intérieur du Congo (*Bull. Soc. belge Géol., t. LXIII, 1954, pp. 20-37*).
- CARTES CONSULTÉES :
1. Cartes topographiques de la Société des Mines d'Or de Kilo Moto (1 : 200.000, 1 : 100.000 et Jadot-Wuidar 1 : 20.000).
 2. Cartes topographiques de l'Uganda (1 : 1.000.000, 1 : 500.000 et 1 : 250.000).
 3. Cartes topographiques du Congo belge au 1 : 1.000.000, au 1 : 400.000 et au 1 : 200.000.
 4. Geological Map of East Africa. Prepared on behalf of the Inter-Territorial Geological Conference (Dar es Salaam, 1952).
 5. Carte topographique Forminière au 1 : 500.000.
 6. Liste des coordonnées géographiques et rectangulaires des points principaux et secondaires de la triangulation de la région Kilo-Moto — lac Albert avec index de la carte au 1/200.000 (Ministère des Colonies, Bruxelles).
- CHANEY, R. W. (1933), A tertiary flora from Uganda (*The Jour. of Geol., vol. XLI, n° 7, pp. 702-709*).
- COMBE, A. D. (1932), The Geology of South-West Ankole and adjacent territories, with special reference to the tin deposits (*Geol. Surv. Uganda, Mem., n° II, 236 p.*).
- DAVIES, K. A. (1934), The age of Mount Elgon and events in Tertiary history of Bugishu (*Geol. Survey Uganda, Ann. Rep., 1933, pp. 69-71*).
- DAVIES, K. A. (1951), The Uganda Section of the Western Rift (*Geol. Mag., vol. LXXXVIII, pp. 377-385*).
- DAVIES, K. A. (1952), The building of Mount Elgon (East Africa), (*Geol. Survey Uganda, Mem., n° VII, 1952*).

- DE HEINZELIN, J. (1952), Sols, paléosols et désertifications anciennes dans le secteur nord-oriental du bassin du Congo (Publ. I. N. É. A. C., Brux., 1952).
- D'HOORE, J. (1954), L'accumulation des sesquioxides libres dans les sols tropicaux (I. N. É. A. C., *Sér. Scient.*, n° 62, 1954).
- DIXEY, F. (1946), Erosion and tectonics in the East African rift system (*Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. CII, pt I n° 407, 1945, pp. 339-388).
- DIXEY, F. (1945), The relations of the main penepain of Central Africa to sediments of lower Miocene age (*Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 101, pp. 243-253).
- DU TOIT, A. L. (1954), Geology of South Africa (Third edition, edited and prepared by S. H. HAUGHTON, Londres, 1954).
- ERNOULD, V. (1943), Étude stratigraphique du Lualaba aux environs d'Irumu (*Publ. A. I. Ms.*, Sect. Congol., n° 4, 1943, pp. 46-48).
- FAIR, T. J. D., and KING, Lester (1955), Erosional land surfaces in the eastern marginal areas of South Africa (*Trans. Geol. Soc. South Africa*, vol. LVII, 1954, pp. 19-26).
- GIBSON, A. B. (1954), Geology of the Broderick Falls area. Degree sheet 33, N. E. Quadrant (with coloured geological map), (*Geol. Sur. Kenya, Rep.*, n° 26, 45 p.).
- GREGORY, J. W. (1929), The Rift Valleys and Geology of East Africa (Londres, 1921).
- HENRY, J. (1924), Étude géologique au Congo belge dans la contrée comprise entre Basoko-Stanleyville à l'ouest, le lac Albert et la Semliki à l'est (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, P. R. C. B., t. XLVI, 1922-23, pp. 249-313).
- HOPWOOD, A. T., et LEPERSONNE, J. (1953), Présence de formations d'âge miocène inférieur dans le fossé tectonique du lac Albert et de la basse Semliki (Congo belge), (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXVII, pp. 83-113).
- HUDDLESTON, A. (1951), Geology of the Kisii District. Degree Sheet 41, S. E. Quadrant (with coloured map), (*Geol. Sur. Kenya, Rep.*, n° 18, 64 p.).
- HUDDLESTON, A. (1954), Geology of the Kakamega District. Degree sheet 33, S. E. Quadrant (with coloured map), (*Geol. Sur. Kenya, Rep.*, n° 28, 59 p.).
- INÉAC (1954), Carte des sols et de la végétation du Congo belge et du Ruan-da-Urundi, 4. Nioka (Ituri), (Bruxelles, 1954).
- KING, L. C. (1949), On the ages of African land-surfaces (*Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. CIV, pp. 439-459).
- KING, L. C. (1951), South African Scenery. A Textbook of Geomorphology (Londres, 1951).
- KING, L. C. (1954), La géomorphologie de l'Afrique du Sud (*Ann. de Géogr.*, n° 336, LXIII^e année, pp. 113-129).
- KING, L. C. (1956), Pediplanation and isostasy : an example from South Africa (*Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. CXI, n° 444, pp. 353-359).

- LEPERSONNE, J. (1938-39), Rapports inédits. Société des Mines d'or de Kilo Moto.
- LEPERSONNE, J. (1949), Le fossé tectonique lac Albert-Semliki - lac Édouard. Résumé des observations géologiques effectuées en 1938-1939-1940 (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXII, *Mém.*, pp. M. 1-92).
- LEPERSONNE, J. (1955), La succession et la corrélation des terrains du soubassement en Afrique centrale. Assoc. des S. géol. Africains. Réunion de Nairobi (1954), (C. R. et communications, pp. 123-145, Paris, 1955).
- LEPERSONNE, J. (1956), Les surfaces d'érosion des hauts plateaux de l'intérieur de l'Afrique centrale. Analyse critique d'une étude de Robert V. Ruhe. (*Bull. Ac. R. Sc. Col.*, 1956, à l'impression).
- MCCONNELL, R. B. (1955), The erosion surfaces of Uganda (*Col. Geol. a. Min. Res.*, vol. 5, n° 4, pp. 415-428).
- MICHOT, P. (1934), Un massif pénéplané dans le graben de la Semliki (*Ann. Soc. Géol. de Belg.*, Publ. rel. C. B., t. LVII, 1933-1934, pp. C. 181-186).
- MICHOT, P. (1937), Géologie et géographie physique *in* Vers les glaciers de l'Équateur. Le Ruwenzori. Mission scientifique belge, 1932 (pp. 207-250, Bruxelles, 1937).
- MOUREAU, A. L. (1939), Sur l'origine des venues aurifères de la Division Ouest des mines de Kilo-Moto au Congo belge (*Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXII, 1938-1939, pp. B. 396-421).
- PALLISTER, J. W. (1953), Notes on the northern termination of the Western Rift (*Rec. Geol. Surv. Uganda*, 1953, pp. 40-52).
- PALLISTER, J. W. (1954), Erosion levels and laterite in Buganda Province, Uganda (*Congrès Géol. Int.*, C. R. 19^e session, Alger, 1952, fasc. XXI, pp. 192-199).
- PARGETER, R. C. (1950), (*Geol. Surv. Uganda, Ann. Rep.*, 1948, pp. 34-36).
- RUHE, R. V. (1954), Erosion surfaces of Central African interior high plateaus (Publ. I. N. É. A. C., *ser. scient.*, n° 59, 38 p., 5 pl.).
- SAGGERSON, E. P. (1952), Geology of the Kisumu District. Degree sheet 41, N. E. Quadrant (with coloured map), (*Geol. Surv. Kenya, Rep.*, n° 21, 86 pp.).
- SHACKLETON, R. M. (1946a), Geology of the Migori gold belt and adjoining areas (with coloured maps), (*Geol. Surv. Kenya, Rep.*, n° 10, 60 pp.).
- SHACKLETON, R. M. (1946b), Geology of the country between Nanyuki and Maralal (with coloured geological map), (*Geol. Surv. Kenya, Rep.*, n° 11, 54 p.).
- SHACKLETON, R. M. (1951), A contribution to the geology of the Kavirondo rift valley (*Quart. Journ. Geol. Soc. London*, vol. CVI, pp. 345-392).
- SLUYS, M. (1946), Les lambeaux sédimentaires apparaissant dans l'Ituri oriental et sur les plateaux encadrant le lac Albert (*Bull. Serv. Géol. C. B. et R. U.*, n° 2, 1946, fasc. 1, pp. 101-153).

- SLUYS, M. (1947a), Résumé de quelques travaux géologiques se rapportant au Congo oriental, exécutés de 1940 à 1946 (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXX, pp. B. 187-209).
- SLUYS, M. (1947b), Coupe à travers le fossé tectonique du lac Albert, allant de l'Ituri et du Mont Homa, à l'ouest jusqu'au plateau de Bunyoro, à l'est (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LVI, pp. 254-264).
- SOROTCHINSKY, C. (1953), Les roches des gisements aurifères de Kilo-Moto. (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XVII, 1953, pp. 19-230).
- SOROTCHINSKY, C. (1955), La géologie trouve les voies nouvelles (Librairie universitaire, Louvain, 1955, 292 p.).
- STEENSTRA, B. (1954), Geology and petrography of the Kilo region (N. E. Belgian Congo), (Thèse, La Haye, 1954, 74 p.).
- VANDERSTAPPEN, R. et CORNIL, J. (1955), Note sur les « bauxites » du Congo septentrional (*Bull. Ac. Roy. Sc. Col.*, 1-1955-4, pp. 690-709).
- VAN RIET LOWE, C. (1952), The Pleistocene geology and prehistory of Uganda. Part II : Prehistory (*Geol. Sur. Uganda, Mem.*, n° VI, 1952).
- VEATCH, A. C. (1935), Evolution of the Congo basin (*Geol. Soc. America, Mem.*, 3, 1935).
- WAYLAND, E. J. (1926), Petroleum in Uganda (*Geol. Sur. Uganda, Mem.*, n° 1, 65 pp.).
- WAYLAND, E. J. (1930), Rift valleys and lake Victoria (*Int. Geol. Congress, XV Session, South Africa, 1929*, vol. II, pp. 323-353).
- WAYLAND, E. J. (1931), The Rift valley and Uganda waterways (*Geol. Sur. Uganda, Sum. of Progr.*, 1919-1929, pp. 40-44).
- WAYLAND, E. J. (1934a), Peneplains of East Africa (*The Geogr. Journal*, vol. LXXXIII, n° 1, p. 79).
- WAYLAND, E. J. (1934b), Peneplains and some other erosional platforms. (*Geol. Sur. Uganda, Ann. Rep. and Bull.*, for 1953, pp. 77-79).
- WAYLAND, E. J. (1934c), Rifts, rivers, rains and early man in Uganda (*The Journ. R. Anthropol. Inst.*, vol. LXIV, 1943, pp. 333-352).
- WAYLAND, E. J. (1935), The M. Horizon, a result of a climatic oscillation in the second pluvial period (*Geol. Sur. Uganda, Bull.*, n° 2, 1935, pp. 69-76).
- WILLIS, Bailey (1933a), Age of the Bugishu sandstone on physiographic evidence (*The Journ. of Geol.*, vol. XLI, n° 7, pp. 699-701).
- WILLIS, Bailey (1933b), The peneplains of East Africa (*The Geogr. Jour.*, vol. LXXXII, 1933, pp. 383-384).
- WILLIS, Bailey (1936), East African plateaus and rift valleys (Washington, 1936).
- WOODTLI, R. (1954), Contribution à l'étude géologique et pétrographique de la région orientale des mines de Kilo (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XIX, fasc. 1, 141 pp.).

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

1. Du sommet du Mont Nongo, vue de l'aplanissement de la Mongbwalu	16
2. Région du Kibali : vallée de la Moto dans la région de Dubele ..	17
3. L'aplanissement du Kibali près du camp Rambli (vallée de la Loa)	22
4. Formations superficielles de l'aplanissement P III, dans la région du Kibali	22
5. Watsa : relief résiduel de l'aplanissement P II	23
6. Kerekere : l'aplanissement P II avec reliefs résiduels de P I ..	23

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	3
Introduction	5
CHAPITRE I. — Les aplanissements	11
A. — Congo nord-oriental	13
Aplanissement P III	14
Aplanissement P II	22
Aplanissement P I	26
Région très élevée bordant le lac Albert	29
Tectonique affectant les aplanissements	30
Conclusion	31
B. — Uganda occidental	32
Les aplanissements	32
Le problème du Ruwenzori	38
C. — Raccords entre les aplanissements du Congo et de l'Uganda	39
D. — Caractéristiques générales des aplanissements	42
CHAPITRE II. — Le réseau hydrographique	44
A. — Congo nord-oriental	44
Tronçons de direction générale est-ouest	45
Tronçons de direction générale nord-nord-est sud-sud-ouest	46
Cours d'eau sud-est nord-ouest	48
Conclusion	49
B. — Uganda	50
C. — Comparaison entre l'évolution des réseaux hydrographiques congolais et ugandais	53
D. — Conclusion	55
CHAPITRE III. — Age des aplanissements	56

A. — Age local des aplanissements	58
Aplanissement P II	58
Aplanissement P III	61
Conclusions	62
B. — Données chronologiques résultant du raccord avec les régions voisines	63
Raccord avec la cuvette congolaise	64
Raccord avec l'Uganda oriental et le Kenya	65
a) Région de Kavirondo	65
b) Région du lac Rodolphe	67
c) Région du Mont Elgon	69
d) Conclusion	70
C. — Raccords interafricains	71
CHAPITRE IV. — Conclusion	79
ANNEXE I. — La tectonique de la région orientale du haut Ituri, au voisinage du fossé de la basse Semliki et du lac Albert	85
ANNEXE II. — La formation sédimentaire de la Nkusi et de la Muzizi (Uganda)	95
ANNEXE III. — L'âge de la série de Bugishu et ses relations avec les surfaces d'érosion (Uganda)	98
Bibliographie	102
Table des photographies	106
Planches	<i>in fine</i>

PLANCHE I B

CONGO NORD-ORIENTAL ET UGANDA OCCIDENTAL.

ESQUISSE SCHÉMATIQUE DE L'EXTENSION DES APLANISSEMENTS.

LÉGENDE :

-  Formations pléistocènes et holocènes des fossés tectoniques (y compris roches volcaniques du nord du lac George).
-  Miocène inférieur (Congo belge) et Kisegi beds (Uganda).
- Failles des fossés tectoniques.
- - - Failles probables de même âge que celles des fossés tectoniques.
- ? - ? Failles possibles
- - - - - Limites géologiques.

-  Témoins d'un relief antérieur à l'aplanissement fin-Crétacé.
-  Ruwenzori : horst.
Nord-ouest du lac Albert : horst ou aplanissement antérieur à P I.
-  Aplanissement fin-Crétacé P I (Congo belge)
Pénéplaine I ou de Koki (Uganda).
- Ilots résiduels de l'aplanissement fin-Crétacé
-  Aplanissement mi-Tertiaire P II (Congo belge)
Pénéplaine II ou du Buganda (Uganda).
- ☼ Ilots résiduels de l'aplanissement mi-Tertiaire.
-  Aplanissement fin-Tertiaire Groupe P III (Congo belge)
Pénéplaine III ou du Tanganika (Uganda).
- N. B. Les alluvions de terrasses et de fonds de vallées plus récentes que l'aplanissement sont confondues sous le même figuré.
- Petits lambeaux de l'aplanissement fin-Tertiaire.
-  Talus entre aplanissements ou zones d'attribution douteuse.
- ▲ Points culminants divers cités dans le texte.
- Points cotés divers cités dans le texte.
- 1 à 48 Points cités dans le texte : voir liste annexe.
- ① - ① Profils représentés à la planche II.

0 50 100 km



PLANCHE I A

CONGO NORD-ORIENTAL ET UGANDA OCCIDENTAL

GRANDES LIGNES DE L'ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

LÉGENDE :

Cours d'eau ayant contribué au façonnement des aplanissements :

- Fin-Crétacé
- - - Mi-Tertiaire.
- · - · Mi-Tertiaire et fin-Tertiaire, sans changement important de direction.
- Fin-Tertiaire.

N. B. Seuls sont représentés les éléments les plus certains de chacun des réseaux.

0 50 100 km

PLANCHE I B

Liste des points de la planche I B.

- | | |
|-----------------------|-------------------------|
| 1. Korovi (2.166 m) | 24. Erusi (1.616 m) |
| 2. (± 2.340 m) | 25. Da (1.759 m) |
| 3. (± 2.240 m) | 26. Gobu (1.626 m) |
| 4. (± 2.270 m) | 27. Gotsu (1.726 m) |
| 5. Adjo (2.420 m) | 28. Nyanyalu (1.719 m) |
| 6. Aluro (2.445 m) | 29. Boa (1.773 m) |
| 7. Kahakaba (1.880 m) | 30. Swanga (1.645 m) |
| 8. Au (2.215 m) | 31. Semangole (1.603 m) |
| 9. Akara (2.085 m) | 32. Menzu (1.624 m) |
| 10. Rona (1.810 m) | 33. Glei (1.620 m) |
| 11. Muze (1.812 m) | 34. Djumbi (1.609 m) |
| 12. Go (1.809 m) | 35. Tsi (1.694 m) |
| 13. Tshena (1.809 m) | 36. Rri (1.613 m) |
| 14. Tsho (1.840 m) | 37. Brri (1.660 m) |
| 15. Pikoti (1.975 m) | 38. Nio (1.612 m) |
| 16. Adzi (1.869 m) | 39. Djegu (1.654 m) |
| 17. Ami (1.928 m) | 39bis. Bogo (1.509 m) |
| 18. Avi (1.837 m) | 40. Bieti (1.437 m) |
| | 41. Niemeri (1.241 m) |
| Massif du Ruwenzori : | 42. Milia (1.211 m) |
| 19. Gessi (4.769 m) | 43. Homa (1.450 m) |
| 20. Emin (4.802 m) | 44. Poruo (1.343 m) |
| 21. Speke (4.901 m) | 45. Lidzali (1.560 m) |
| 22. Stanley (5.119 m) | 46. Dzirr |
| 23. Baker (4.873 m) | 47. Singbwa |
| | 48. Bedu. |

N. B. Les altitudes sont arrondies au mètre.

La liste comporte uniquement les noms cités dans le texte.

PLANCHE I A

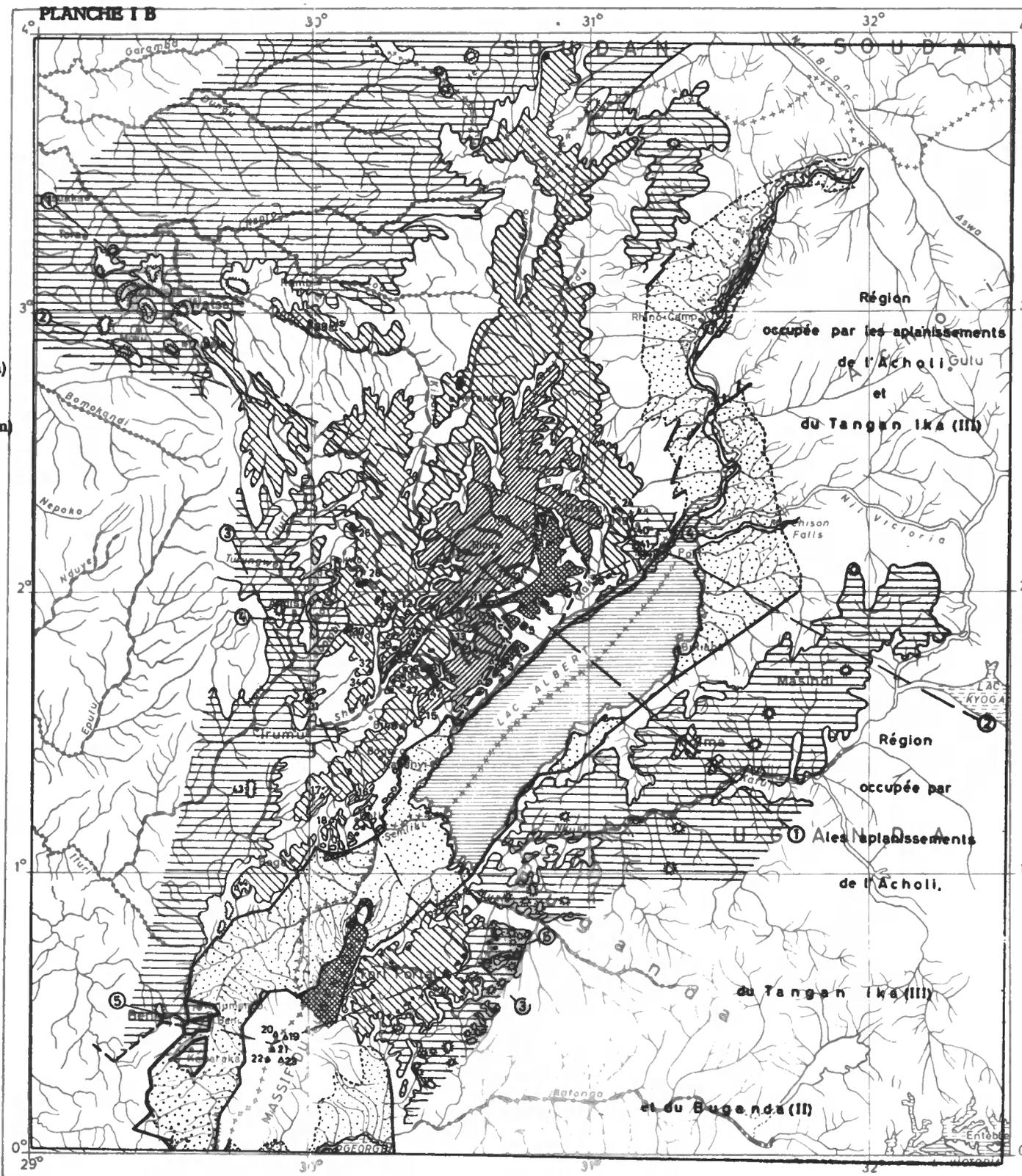


PLANCHE I A

CONGO NORD-ORIENTAL ET UGANDA OCCIDENTAL

GRANDES LIGNES DE L'ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

LÉGENDE :

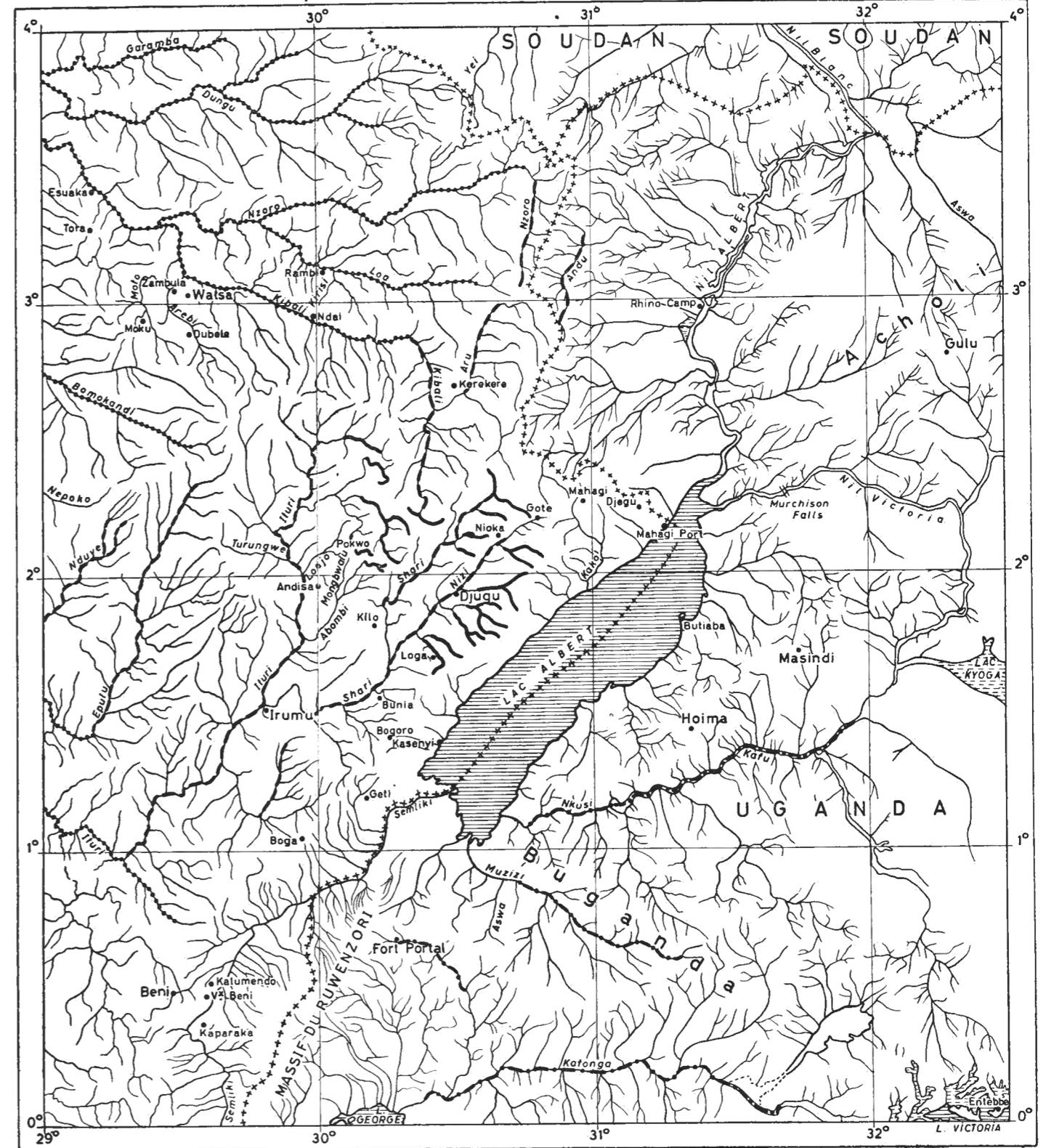
Cours d'eau ayant contribué au façonnement des aplanissements :

- Fin-Crétacé
- - - Mi-Tertiaire.
- · - · Mi-Tertiaire et fin-Tertiaire, sans changement important de direction.
- Fin-Tertiaire.

N. B. Seuls sont représentés les éléments les plus certains de chacun des réseaux.



PLANCHE I A



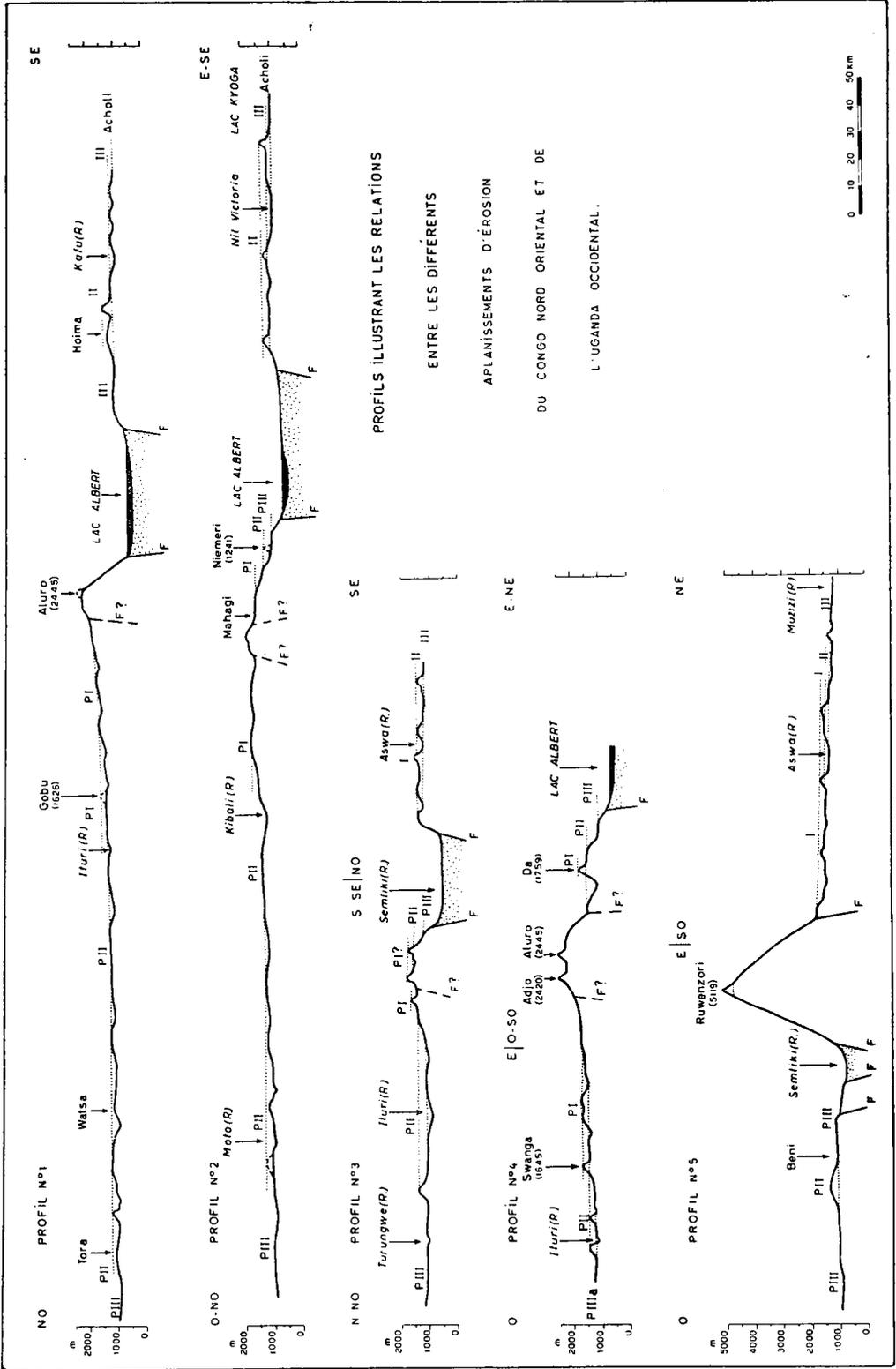


PLANCHE III

