

Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen, N.R., XX-2, Brussel, 1978

Structure géologique du bassin intérieur du Zaïre

PAR

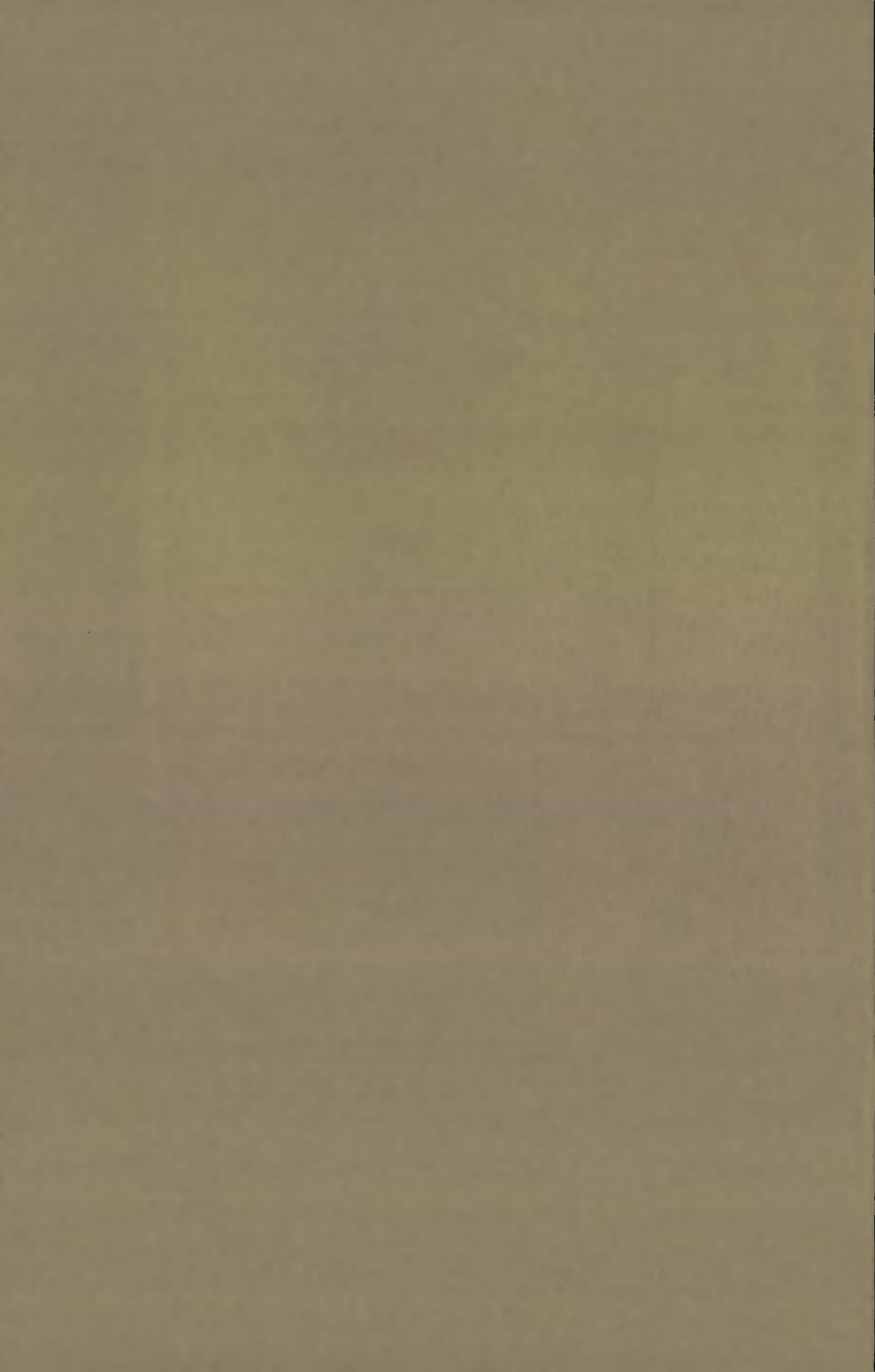
Jacques LEPERSONNE

Membre de l'Académie royale des Sciences d'Outre-Mer

Correspondant de la Classe des Sciences
de l'Académie royale de Belgique

100 F

Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Classe des Sciences Naturelles et Médicales S.N., XX-2, Bruxelles, 1978



Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen, N.R., XX-2, Brussel, 1978

Structure géologique du bassin intérieur du Zaïre

PAR

Jacques LEPERSONNE

Membre de l'Académie royale des Sciences d'Outre-Mer

Correspondant de la Classe des Sciences
de l'Académie royale de Belgique

Académie royale des Sciences d'Outre-Mer
Classe des Sciences Naturelles et Médicales S.N., XX-2, Bruxelles, 1978

Extrait du Bulletin de la Classe des Sciences (1977, 12)
de l'Académie royale des Sciences, des Lettres
et des Beaux-Arts de Belgique.

D/1978/0419/5

LECTURE

Structure géologique du bassin intérieur du Zaïre

par JACQUES LEPERSONNE

Correspondant de la Classe

INTRODUCTION

Pour décrire la géologie d'une région, on a coutume de grouper les formations géologiques en deux ensembles séparés par une discordance de premier ordre: les formations de couverture qui n'ont subi ni plissement ni métamorphisme et sont, sauf localement, en couches subhorizontales et les formations du soubassement plissées et métamorphiques à des degrés divers

Les formations phanérozoïques de couverture de l'Afrique, au sud du Sahara, se répartissent en trois types de structures:

- Des bassins côtiers occupant des surfaces très variables du littoral et se prolongeant sous la mer jusqu'au talus continental; ils comportent des formations marines, dont l'épaisseur augmente rapidement vers le large, reposant sur des formations continentales parfois très épaisses;
- Des bassins intérieurs constitués presque exclusivement de formations continentales. Les principaux sont du nord au sud: la cuvette du Tchad, la Cuvette congolaise ⁽¹⁾ et celle du Cubango (Kalahari);
- Des fossés tectoniques où se sont accumulés des sédiments fluviaux ou lacustres, accompagnés ou non de produits volcaniques. Celui des grands lacs d'Afrique centrale se trouve immédiatement à l'est du bassin intérieur du Zaïre qui fait l'objet de cette lecture.

(¹) Le terme de Cuvette congolaise est préféré à celui de Cuvette zaïroise parce qu'il s'agit de l'appellation couramment utilisée d'une unité géologique et géomorphologique et que, en outre, cette unité déborde les frontières du Zaïre.

C'est en 1889 qu'Édouard Dupont signale l'existence de formations sédimentaires occupant le bassin du Haut Congo. Entre cette date et 1914 les travaux de Jules Cornet (1911), Georges Passau (1913) et Paul Fourmarier (1914) jettent les bases de la stratigraphie des terrains occupant le bassin intérieur du Congo tandis que la détermination de quelques fossiles par François-Fernand Mathieu (1911), Maurice Mercenier (1913) et Maurice Ieriche (1911) permet de dater certaines formations. Le schéma stratigraphique établi dès cette époque assimile les formations de la cuvette congolaise à celles du Karroo d'Afrique australe dont les âges s'échelonnent du Carbonifère supérieur au Rhétien. Cette assimilation sera conservée jusqu'en 1950 (M. Robert, 1951; R. Marlière, 1950), à l'exception d'une partie supérieure de l'échelle stratigraphique qui en a été détachée sous le nom de « Formations du type des formations du Kalahari » (E. Polinard, 1932; A. Jamotte, 1935), d'âge tertiaire.

La reprise des études paléontologiques en 1946, à l'initiative de Lucien Cahen, et l'envoi d'une mission paléontologique dans la région de Stanleyville (actuellement Kisangani) en 1951 (P. de Saint Seine, 1953) ont bouleversé ce schéma: une grande partie des terrains occupant la Cuvette congolaise est d'âge Jurassique supérieur et Crétacique au lieu d'appartenir au Triasique comme le voulait le parallélisme avec les formations du Karroo.

Les connaissances ont ensuite progressé considérablement grâce aux travaux du Syndicat pour l'Étude géologique et minière de la Cuvette congolaise comprenant des levés en surface, deux sondages profonds et des travaux de géophysique couvrant l'entièreté du bassin⁽¹⁾. La récolte de nombreux fossiles et leur étude, non encore entièrement terminée, complètent le tableau des acquis des vingt-cinq dernières années.

L'analyse de ces données permet de décrire l'évolution de la structure géologique du bassin sédimentaire aux époques successives. Celles-ci se groupent, en fonction des caractéristiques de l'évolution, en quatre périodes principales: la fin du Précambrien et le Paléozoïque inférieur; le Permien et le Triasique; le Jurassique supérieur et le Crétacique; le Cénozoïque.

⁽¹⁾ Les résultats scientifiques des missions du Syndicat ont été publiés dans les *Annales du Musée royal de l'Afrique centrale*, série in-8°, Sciences géologiques, n° 14, 19, 21, 26 à 29, 31, 33 à 37, 39, 40, 42, 47, 56.

LA FIN DU PRÉCAMBRIEN ET LE PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR :
ANTÉCÉDENTS LOINTAINS DE LA CUVETTE CONGOLAISE

Les deux sondages profonds exécutés l'un dans le nord du bassin à Samba (profondeur 2.038,5 m), l'autre dans le sud à Dekese (profondeur 1.856,39 m) (L. Cahen *et al.*, 1959, 1960) et les prospections sismiques (P. Evrard, 1960) ont fait apparaître que le soubassement des terrains phanérozoïques est constitué par des arkoses rouges à grain fin, en couches horizontales ou faiblement ondulées, formant un tapis continu dont l'épaisseur dépasse 1.000 m. Ces formations, enfouies sous plus de 1.000 m de couverture phanérozoïque dans les parties les plus profondes du bassin, viennent en affleurement aux bords est et nord de celui-ci et se retrouvent au Bas-Zaïre (J. Lepersonne, 1974a). Leur âge n'a pu être déterminé directement mais elles paraissent avoir participé à la dernière phase de plissement du Précambrien datée entre 600 et 650 millions d'années. S'il n'en était pas ainsi, leur formation pourrait résulter du démantèlement par l'érosion des reliefs créés par cette phase de plissement; leur âge serait un peu plus jeune mais, selon toute vraisemblance, encore précambrien. D'après leur structure et leur position par rapport aux formations métamorphiques du craton congolais, ces arkoses rouges doivent être classées dans la couverture. Il faut observer cependant qu'elles appartiennent au cycle de l'orogénèse panafricaine dont les formations plissées et plus ou moins métamorphiques entourent au nord-est, à l'est, au sud-est et à l'ouest le bassin intérieur (L. Cahen et J. Lepersonne, 1971; L. Cahen, 1976).

La nature lithologique de ces grès rouges implique qu'ils se sont déposés dans un bassin en subsidence. Ses limites ont été effacées par l'érosion mais une conclusion subsiste: à la fin du Précambrien la Cuvette appartenait à un bassin en subsidence. En outre, il est vraisemblable que sa limite occidentale était constituée par les reliefs, en voie de démantèlement, de la chaîne ouest-congolienne. Au nord-est du Zaïre, à l'est, au Kivu et au Shaba, et au sud-est, au Shaba, les reliefs des chaînes katangiennes ont sans doute joué le même rôle.

De la période qui suit, longue d'au moins 300 millions d'années, entre le Précambrien terminal et la fin du Carbonifère, il ne subsiste aucun témoin dans toute l'Afrique centrale. Les formations phanérozoïques les plus anciennes, le Groupe de la Lukuga, d'âge paléozoïque supérieur, reposent directement sur du Précambrien. L'évolution du

bassin est inconnue si ce n'est que les terrains de la fin du Précambrien qui en occupent le fond ont été préservés de l'érosion tandis qu'à son pourtour ils ont été presque partout érodés avant le dépôt des formations phanérozoïques les plus anciennes. Cela suppose que la partie centrale du bassin a été en dépression relative par rapport à la périphérie.

LE PERMIEN ET LE TRIASIQUE

Le Groupe de la Lukuga

La stratigraphie et l'âge du Groupe de la Lukuga sont basés sur l'étude de sa macroflore et de sa microflore (L. Cahen et J. Leperonne, 1978). Il appartient au Permien, sa base, non fossilifère, pouvant avoir un âge carbonifère supérieur et remonter ainsi à environ 280 millions d'années. La flore, à *Gangamopteris* et *Glossopteris*, est caractéristique du continent de Gondwana, groupant l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Inde préinsulaire, Madagascar, l'Australie et le Continent antarctique.

Le Groupe de la Lukuga débute par des formations glaciaires, comme ses équivalents dans les autres parties du Gondwana. À cette époque, le pôle Sud est situé en Afrique australe où existe une calotte glaciaire tandis qu'au Zaïre il s'agit plutôt de glaciers de montagne. On observe en effet que les formations glaciaires occupent d'anciennes vallées qui descendaient vers le bassin intérieur d'une région élevée, située au voisinage de l'actuel fossé des grands lacs (N. Boutakoff, 1948). L'extension des formations glaciaires et périglaciaires est limitée aux parties orientale et méridionale de la Cuvette congolaise. Dans le nord du bassin, leur présence est observée dans certains sondages de la région de Kisangani tandis qu'elles sont absentes au sondage de Samba. Dans le sud du bassin, un sillon rencontré au sondage de Dekese renferme plusieurs centaines de mètres de ces formations où l'on peut observer au moins trois oscillations climatiques marquées par des alternances tillites-schistes à varves.

L'étude du sondage de Dekese et des enregistrements de sismique réfraction montre que ce sillon est limité au sud par une flexure dont l'âge est antérieur au dépôt du Groupe de la Loia (L. Cahen *et al.*, 1960). Les données de la prospection sismique permettent de le délimiter approximativement en dessous de la couverture mésozoïque: il

s'étend des affleurements du Groupe de la Lukuga de la vallée du Lualaba jusqu'au nord du lac Maidombe (anciennement lac Léopold II) où il semble se terminer contre un relief du socle précambrien considéré comme étant un horst (P. Evrard, 1960). Dans sa partie moyenne, sa largeur serait de 120 à 130 km et son bord nord, moins incliné que le bord méridional, ne paraît pas correspondre à une faille ou une flexure.

L'origine du sillon ne peut être établie de manière univoque. Il semble qu'il s'agisse d'une large vallée glaciaire ou d'une dépression sculpturale où se sont accumulés les sédiments (L. Cahen et J. Lepersonne, 1978). L'existence de déformations pénécotemporaines de la sédimentation peut s'interpréter soit comme une caractéristique normale de la sédimentation en milieu glaciaire et périglaciaire, soit comme résultant d'une activité tectonique. L'examen de l'état de fracturation des roches permet néanmoins de conclure que le principal des déformations tectoniques est postérieur à la sédimentation (L. Cahen *et al.*, 1960).

Au sud du bassin, des témoins plus ou moins espacés assurent la liaison du Groupe de la Lukuga avec le Dwyka et l'Ecce d'Afrique australe.

À l'ouest de la Cuvette congolaise, en Empire Centrafricain (J. Delorme et F. M. Delany, 1958) et au Gabon (J. Micholet *et al.*, 1970), le Groupe de la Lukuga est représenté par des témoins d'extension notable constitués par une tillite surmontée par des schistes. Au Gabon, on observe des vallées est-ouest ou nord-est sud-ouest. Il est par conséquent vraisemblable qu'un relief existait entre le bassin du Gabon et celui du Zaïre.

À la suite du réchauffement qui met fin à la période glaciaire, il se forme des bassins lacustres où s'accumulent des sédiments dont l'épaisseur atteint 300 m (L. Cahen et J. Lepersonne, 1978); dans l'est du Zaïre, ils renferment des couches de houille. Vers la fin du Permien et au Triasique, la teinte rouge des formations indique que le climat devient tropical, condition qui va persister jusqu'à la fin du Mésozoïque.

En ce qui concerne la tectonique, le Groupe de la Lukuga est affecté d'ondulations et de failles ou flexures, dont celle de Dekese paraît être la plus importante. Le Groupe de la Haute Lueki, dont la base est d'âge triasique inférieur, repose sur des formations variées du

Groupe de la Lukuga qu'il peut déborder pour reposer sur le socle précambrien. L'âge de la phase tectonique est par conséquent postérieur au Permien supérieur et antérieur au Triasique inférieur (L. Cahen et J. Lepersonne, 1978).

Le Groupe de la Haute Lueki

Faisant suite au groupe de la Lukuga, le Groupe de la Haute Lueki n'a livré de fossiles (entomostracés, débris végétaux, miospores) qu'à sa base qui est ainsi datée du Triasique inférieur (A. Lombard, 1961; M. N. Bose, 1974).

Il est vraisemblable que, comme le Système du Karroo avec la partie supérieure duquel le Haute Lueki peut être parallélisé, la sédimentation se termine au Jurassique inférieur.

Les formations du Groupe de la Haute Lueki sont observées dans l'est du Zaïre, au sud du deuxième parallèle nord, dans le sud du Zaïre et dans le nord de l'Angola; elles sont absentes aux sondages de Samba et de Dekese (L. Cahen *et al.*, 1959, 1960) ainsi qu'aux bords nord et ouest de la Cuvette congolaise. Leur extension est ainsi plus liée à celle du Groupe de la Lukuga qu'aux formations mésozoïques qui leur succèdent. De plus, il y a continuité d'âge entre les deux groupes tandis qu'un hiatus, vraisemblablement assez important, existe entre le Groupe de la Haute Lueki et le Groupe de Stanleyville qui lui succède, dont la base a un âge jurassique supérieur. Il en résulte que le Groupe de la Lukuga et le Groupe de la Haute Lueki constituent le seul ensemble de la Cuvette congolaise qui puisse être rapporté au Karroo d'Afrique australe.

La nature grossière des sédiments de la base du Groupe indique une reprise d'érosion qui paraît être due à un mouvement positif de la zone de relief qui existait au début du Permien à l'est du bassin intérieur, comme le suggère la localisation des formations orientales du Groupe suivant une bande nord-sud dessinant la limite d'un bassin parallèle à ce relief.

L'épaisseur est faible, environ 200 m, sauf dans la région du 5° parallèle sud, au voisinage du lac Tanganika, où elle atteint 500 m (J. Lepersonne, 1974b). Cette surépaisseur est observée dans deux fossés tectoniques cénozoïques de direction NNO-SSE oblique à la direction N-S du fossé tanganikais (J. Lepersonne, 1974a). Cette direction particulière, la surépaisseur des couches et le faciès très grossier de leur

partie supérieure sont en faveur de la formation de ces fossés au Triasique et leur rajeunissement au Cénozoïque. Cette phase tectonique est sans doute contemporaine des épanchements de basaltes de la fin du Karroo en Afrique australe et, plus près, des dolérites d'Angola qui traversent des formations attribuées au Triasique.

Pendant toute la période dont il vient d'être question, du Carbonifère supérieur au Jurassique inférieur, la sédimentation dans la Cuvette congolaise est limitée à ses parties orientale et méridionale. La subsidence est faible sauf au Triasique dans les fossés tectoniques du 5° parallèle. Les limites orientale et occidentale du bassin paraissent ébauchées par des reliefs qui coïncident plus ou moins avec ceux de la fin du Précambrien. Vers le Sud, des témoins, respectés par l'érosion, des formations permienues et triasiques relient celles du Zaïre à celles d'Afrique australe par l'Angola et la Zambie. Le Groupe de la Lukuga et le Groupe de la Haute Lueki apparaissent ainsi comme les extensions les plus septentrionales, en Afrique centrale, du Système du Karroo.

LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR ET LE CRÉTACIQUE

C'est au Jurassique supérieur que débute le remplissage mésozoïque du bassin intérieur; il se compose de quatre formations plus ou moins bien datées paléontologiquement (1):

- Le Groupe de Stanleyville couvrant la période de l'Oxfordien à l'Aptien;
- Le Groupe de la Loia, Aptien-Albien;
- Le Groupe de Bokungu, Albien et éventuellement Cénomaniens inférieur;
- Le Groupe du Kwango, Cénomaniens.

Le Groupe de Stanleyville

Le Groupe de Stanleyville est le mieux développé dans la région de Kisangani et au sud de cette localité dans l'entre Lualaba-Lomami.

(1) Les successions lithostratigraphiques détaillées des formations mésozoïques et cénozoïques au Zaïre sont données dans la Notice explicative de la Carte géologique du Zaïre au 1/2.000.000 (J. Lepersonne, 1974b). Les âges des formations crétaciques figurant dans la Notice sont modifiés dans la présente étude pour tenir compte des dernières données paléontologiques.

Dans cette région, il peut être subdivisé en trois parties: l'inférieure, épaisse de plus de 50 m, comporte des conglomérats et n'est pas datée; la partie moyenne, épaisse d'environ 230 m, est formée principalement d'argilites et de calcaires impurs, de couleurs grise, verte ou blanchâtre, passant vers le haut à des fasciè gréseux avec apparition de couches rouges; elle renferme 7 à 8 couches d'argilites ou schistes bitumineux; la partie supérieure est constituée par 190 m environ de couches rouges argiliteuses et gréseuses.

L'âge du Groupe de Stanleyville est déterminé avec une bonne précision par l'étude de deux groupes de fossiles: des poissons et des ostracodes. Un horizon à poissons marins, quelques mètres au-dessus de la base de la partie moyenne (niveau 2 pars), est daté du Kimmeridgien; les poissons d'eau douce des schistes bitumineux supérieurs à cet horizon (niveaux 2 pars, 4, 6, 8 et 12) indiquent le Purbeckien-Wealdien (P. de Saint Seine, 1955; P. de Saint Seine et E. Casier, 1962).

L'étude des ostracodes avait conduit à donner au Stanleyville un âge jurassique supérieur ou mieux terminal (N. Grekoff, 1957). Une révision de la nomenclature et de l'extension stratigraphique des formes dans divers bassins conclut à un rajeunissement des couches: les niveaux 3 à 7e de la partie moyenne seraient d'âge purbeckien, les niveaux 7f à 12 et la partie supérieure (niveaux 13 et 14) couvriraient la période du Berriasien à l'Aptien (I. D. Pinto and Y. T. Sanguinetti, 1962).

La partie inférieure du Groupe de Stanleyville n'est pas datée; on admet généralement qu'elle ne doit pas être antérieure à l'Oxfordien.

L'existence d'une lacune entre Groupe de la Haute Lueki et Groupe de Stanleyville découle de la présence de poudingues à la base du Stanleyville, marquant une reprise d'érosion, et du fait que le Stanleyville a une extension indépendante de celle du Groupe de la Haute Lueki et repose indistinctement sur toutes les formations antérieures. L'absence de fossiles au sommet du Haute Lueki et à la base du Stanleyville ne permet pas d'évaluer en temps l'importance de la lacune. Elle correspond vraisemblablement à la période d'érosion qui a permis le façonnement d'un aplanissement d'érosion très régulier reconnu en Afrique centrale et australe ainsi que sur d'autres parties du continent de Gondwana, ce qui lui a valu le nom de surface de Gondwana (L. C. King, 1963).

C'est sans doute à l'existence de cet aplanissement qu'est due la possibilité d'une liaison avec la mer au Kimmeridgien. Comme le montrent la faune paléoichthyologique, les faciès et leurs variations, il s'agit de l'extrémité d'un golfe ou d'un estuaire ouvert vers l'est ou le nord-est. En conformité avec la direction de cette liaison marine est le fait que, à l'est et au nord-est du continent africain, le maximum de la transgression jurassique se produit au Kimmeridgien (G. Blant, 1973) tandis qu'à l'ouest du continent l'Atlantique sud n'existe pas encore. Cette liaison a été de très courte durée comme en témoigne la faible épaisseur, 45 cm, de l'horizon calcaire considéré. Le reste de la partie moyenne du Groupe de Stanleyville correspond à un milieu lacustre généralement peu profond ou marécageux. Dans le haut de la partie moyenne et dans la partie supérieure, quelques lamellibranches indiquent un milieu d'eau saumâtre (L. R. Cox, 1960); il y a coïncidence avec l'existence de couches rouges témoignant d'une aridification.

Les limites du bassin occupé par le Groupe de Stanleyville s'établissent comme suit. Au sud, les variations de faciès et de puissance, l'absence du Stanleyville au sondage de Dekese et dans les affleurements mésozoïques du sud du bassin font situer la limite du bassin soit à la flexure définie plus haut, soit au sud-est de celle-ci vraisemblablement pas plus loin que le 8° parallèle sud (A. L. Lombard, 1960). À l'est et au nord-est, il s'agit d'une limite d'érosion et l'extension initiale du bassin est inconnue, aucun témoin des formations jurassiques ou crétaciques inférieures n'ayant été décelé jusqu'à présent. Un témoin indirect pourrait consister dans les suintements d'hydrocarbures observés dans le fossé tectonique au lac Mobutu Sese Seko (ex lac Albert) et dans la basse Semliki, dont l'origine pourrait être des schistes bitumineux du Groupe de Stanleyville enfouis dans le fond du fossé. D'après les données géophysiques, il existe en effet plus de 1.000 m de sédiments de nature et d'âge inconnus en dessous des formations cénozoïques observées en affleurement et par sondage. De plus, une formation renfermant des schistes bitumineux a été rencontrée, en discordance sous le Cénozoïque, entre les profondeurs de 1.000 et 1.200 m dans l'un des sondages exécutés en Ouganda (N. Harris *et al.*, 1956) ⁽¹⁾.

À l'ouest, on observe, entre Kisangani et Samba, une diminution de puissance et une variation de faciès: la formation à Samba est

(¹) Cette formation, qui n'a pas livré de fossiles, pourrait être à paralléliser soit avec le Groupe de Stanleyville, soit avec le Groupe de la Loia.

uniformément rouge et aréancée et il ne subsiste qu'un mince horizon bitumineux. Plus à l'ouest, entre le 19° et le 20° méridien, les données de réfraction sismique peuvent s'interpréter comme indiquant la limite de l'extension du Stanleyville.

La découverte par sondage, dans le sous-sol de Kinshasa et de Brazzaville, d'une formation ayant au maximum 20 m d'épaisseur dont le sommet est raccordé par ses fossiles avec la base de la partie moyenne du Groupe de Stanleyville (vraisemblablement niveaux 2 à 4) (A. Egoroff et A. L. Lombard, 1962), indique cependant que le bassin s'est étendu plus à l'ouest que cette limite. Cette contradiction peut être levée si l'on admet, par exemple, que seule une faible épaisseur de couches, non décelable par la méthode sismique, se poursuit à l'ouest du 19° méridien.

Une autre approche d'une définition de la limite occidentale du bassin intérieur au Jurassique supérieur — Crétacique inférieur consiste dans l'examen de l'évolution des bassins côtiers, en particulier le mieux connu, celui du Gabon. Les études ayant pour objectif de reconstituer l'histoire de la formation de l'Atlantique sud (R. A. Reymont and E. A. Tait, 1972; R. Reymont, 1975; K. Burke, 1976) ont abouti au schéma suivant: la séparation entre les continents sud-américain et africain débute par la formation d'un fossé tectonique; dans celui-ci s'accumulent, à partir du Jurassique supérieur et jusqu'à l'Aptien, des épaisseurs considérables de sédiments lacustres et fluviaux; à l'Aptien se produit le début de la séparation entre les deux continents et la première invasion marine a lieu à l'Aptien supérieur.

Au Gabon et au Brésil, les formations du fossé tectonique (Kou Ngouleu et Cocobeach au Gabon, bassin de Sergipe-Algoas au Brésil) ont été datées par étude de la microflore et des ostracodes (I. de Klasz et J. Micholet, 1970); elles couvrent la période allant du Jurassique supérieur probable à l'Aptien inférieur. Il s'agit par conséquent d'une sédimentation contemporaine de celle du Groupe de Stanleyville. La comparaison des faunes des deux bassins montre leur caractère endémique; on en conclut qu'ils devaient être séparés. La séparation est à situer dans la surélévation de la région bordant à l'est le fossé tectonique côtier et s'étendant au moins du sud de l'Angola au Golfe de Guinée (J.J. Veevers, 1977; D. L. Turcotte *et al.*, 1977).

L'évolution structurale de la Cuvette congolaise du Jurassique supérieur à l'Aptien, est caractérisée, d'après ce qui précède, par un renversement du sens d'ouverture du bassin: ouvert vers le sud au Triasique,

il se ferme dans cette direction et s'ouvre vers le nord-est au Jurassique supérieur; la subsidence reste faible et se localise dans le nord-est; la zone de surélévation limitant le bassin à l'ouest, qui existait déjà au Permien, devient active dès le Jurassique supérieur et pendant une grande partie au moins du Crétacique inférieur.

Le Groupe de la Loia

Les premières études paléontologiques plaçaient le Groupe de la Loia dans le Crétacique le plus inférieur (Wealdien) (N. Grekoff, 1960). Une révision des poissons conduit à un âge vraisemblablement plus récent dans l'étage wealdien que les gisements belges et anglais correspondants (L. Taverne, 1975). Le rajeunissement du Stanleyville dont le sommet atteindrait l'Aptien oblige également d'envisager un rajeunissement du Loia. Une étude palynologique confirme cette tendance en attribuant à la partie moyenne du Groupe de la Loia du sondage de Samba, qui a livré les miospores, un âge albien-aptien. L'assemblage de miospores ne ressemble à aucun de ceux du Jurassique-Crétacique inférieur des provinces gondwaniennes. Par contre, il présente une ressemblance frappante avec ceux du Crétacique du Sénégal et de Côte d'Ivoire et, dans une certaine mesure, du Brésil et du nord-est du Pérou. Ces comparaisons suggèrent un âge pas plus ancien que l'Albien pour la portion du Loia supérieure au niveau de 678 m du sondage de Samba (M. N. Bose, 1974, H.K. Maheshwari *et al.*, 1977).

L'aire de sédimentation du Groupe de la Loia diffère sensiblement de celle du Stanleyville. Si, dans le nord du bassin, les deux formations coexistent, dans le sud, à partir de Dekese au moins, le Stanleyville est absent et le Loia repose sur des formations plus anciennes. L'origine des sédiments est à rechercher dans une aire de surélévation au sud du bassin comme le montrent l'existence d'anciennes vallées à la base du groupe et les variations de faciès avec amincissement des couches et chevauchement des niveaux supérieurs sur les inférieurs vers le sud.

À l'ouest, d'après les données de la prospection sismique, la formation disparaît ou n'a plus qu'une épaisseur réduite entre le 19° et le 20° méridien. À l'est, il s'agit d'une limite d'érosion; la position du bord du bassin est inconnue.

L'épaisseur du Loia est assez constante, 250 à 300 m; elle semble croître jusque 350 à 400 m dans la région du bas et moyen Lomami ce

qui indiquerait que le maximum de subsidence a lieu dans le nord-est du bassin.

Deux phases d'activité tectonique sont mises en évidence:

La disconformité entre Groupe de la Loia et Groupe de Stanleyville correspond à une déformation qui permet l'extension de la sédimentation vers le sud, en même temps qu'une surélévation de la limite méridionale du bassin fournit, par érosion du soubassement, les sédiments qui le comblent. Les âges attribués au Stanleyville et au Loia conduisent à situer cette phase de déformation à la fin du Crétacique inférieur ou au début de l'Aptien. Sous réserve du caractère approximatif de certaines datations paléontologiques, tant dans le bassin intérieur du Zaïre que dans le bassin côtier du Gabon, la disconformité entre Loia et Stanleyville correspond à l'importante discordance du sommet du Cocobeach du Gabon qui est interprétée comme marquant le début de la rupture entre l'Amérique du Sud et l'Afrique.

La seconde phase d'activité tectonique correspond à la mise en place des pipes de kimberlite de Mbuji-Mayi (Kasaï oriental) qui percent les formations du Groupe de la Loia. Au Kasaï occidental, les conglomérats de base de la formation surmontant le Groupe de la Loia sont diamantifères; il en résulte que la mise en place des pipes est antérieure, leur érosion ayant enrichi en diamant les formations fluviales de base. La formation diamantifère est raccordée à une partie supérieure du Groupe de Bokungu qui transgresse vers le sud la partie principale du groupe (L. Cahen *et al.*, 1960), son âge est vraisemblablement albien supérieur ou cénomaniens inférieur (voir plus loin) ce qui situe la mise en place des pipes à l'Albien moyen ou supérieur.

Le Groupe de Bokungu

Faisant suite au Groupe de la Loia, en légère discordance et en transgressivité vers le sud et vers l'ouest, le Groupe de Bokungu occupe la plus grande partie du bassin intérieur qu'il déborde vers le sud en Angola. À l'est, au voisinage du lac Tanganika, une formation fossilifère mal datée lui appartient probablement.

À l'ouest, en République populaire du Congo les formations crétaciques de la Cuvette congolaise dénommées Série du Stanley-Pool (P. Dadet, 1969) sont en continuité avec celles du Zaïre; n'ayant pas livré de fossiles, elles ne sont raccordées que par continuité géographique et d'après leur faciès lithologique ce qui a conduit à les attribuer au

Groupe du Kwango. Il faut émettre la réserve que le Groupe de Bokungu pourrait être représenté dans leur partie inférieure. Il en est de même en Empire Centrafricain où les Grès de Carnot prolongent les formations de la Série du Stanley-Pool (J. Delorme et F. M. Delany, 1958; J. L. Mestraud, 1964). Ils ont été attribués au Groupe du Kwango sur la base de la présence de diamant dans les conglomérats de leur partie inférieure à une époque où les conglomérats diamantifères du Kasai étaient considérés comme appartenant à la base de ce groupe. On a vu plus haut que ces conglomérats appartiennent en réalité à une partie supérieure transgressive du Groupe de Bokungu.

L'épaisseur maximale, voisine de 450 m, se situe dans le nord et l'ouest du bassin. Dans l'ouest, à hauteur du 19° méridien, les mesures de réfraction sismique indiquent que le Bokungu accompagne le Groupe du Kwango dans un sillon de subsidence orienté nord-sud.

L'âge du Groupe de Bokungu, tel qu'il a été défini par l'étude des ostracodes et débris de poissons, serait albien (N. Grekoff, 1960; E. Casier, 1969a, 1969b). Sa position entre le Groupe de la Loia, qui comporte de l'Albien, et le Groupe du Kwango, qui comporte du Cénomaniens inférieur ou moyen (voir plus loin), confirme cet âge en précisant qu'il doit s'agir d'Albien moyen et/ou supérieur avec éventuellement du Cénomaniens inférieur.

L'étude des poissons fossiles et l'existence en Ubangi d'un horizon calcaire ont fait émettre l'hypothèse d'une liaison temporaire avec la mer. Une telle liaison ne pourrait exister que vers le nord-ouest, avec le golfe de la Bénoué au Nigeria, car, dans tous les bassins côtiers du Cameroun à l'Angola, les formations marines néritiques sont limitées vers l'est par des faciès continentaux. Le maximum de la transgression albienne se produisant au Nigeria à l'Albien moyen, c'est à cette époque que pourrait s'être faite la liaison. Un témoin intermédiaire entre le bassin du Zaïre et celui de la Bénoué serait les couches de Lamé à pélécy-podes marins en République du Tchad (J. Lepersonne, 1961).

Du point de vue structural, ce qui caractérise le Groupe de la Bokungu est un élargissement et un approfondissement du bassin de sédimentation vers l'ouest et le maintien d'une source méridionale de sédiments constituée par un relief en voie d'érosion.

Le Groupe du Kwango

L'importance de la discontinuité entre Groupe du Kwango et Groupe de Bokungu est mal définie. L'existence de poudingues à la base du Kwango indique une reprise d'érosion et ses fossiles appartiennent, à une exception près, à des genres ou des espèces différents de ceux du Bokungu. L'aire de subsidence principale, avec des épaisseurs voisines de 400 m, se situe dans la partie méridionale d'un sillon nord-sud axé sur le 19° méridien et par conséquent dans la partie occidentale de la Cuvette. Vers l'ouest, comme indiqué plus haut, le Groupe du Kwango est représenté dans les formations de couverture de la République du Congo et dans les Grès de Carnot en Empire Centrafricain; la limite occidentale est une limite d'érosion.

Le Groupe du Kwango est subdivisé en deux formations; à la partie inférieure de la formation supérieure, dite de la Nsele, un gisement de poissons d'affinités marines pose un problème paléogéographique. Ce gisement est situé à Kipala quelques kilomètres à l'ouest de l'angle formé par le 4° parallèle sud et le 19° méridien et par conséquent dans la zone de subsidence principale du Groupe du Kwango. La Formation de la Nsele présente une variation de faciès très nette du sud, où l'on a affaire à une prédominance de couches rouges, au nord où, dans la région de Kipala et plus au nord, apparaissent des grès blancs, des argilites grises ou vertes et des niveaux marneux gris ou blancs. Le gisement de Kipala est constitué de schistes et d'argilites noires, charbonneux ou légèrement bitumineux, avec intercalations de grès blanc.

La faune paléoichthyologique de Kipala (L. Taverne, 1976) présente des affinités frappantes avec celle du Cénomaniens moyen du Liban ce qui fait attribuer au gisement un âge cénomaniens inférieur ou, dans tous les cas, pas plus récent que le Cénomaniens moyen compte tenu du caractère endémique des espèces qui nécessite une évolution sur place d'une certaine durée. Le milieu où a évolué cette faune est considéré comme étant une lagune reliée à la mer par un étroit chenal se fermant à certains moments ce qui expliquerait l'alternance de poissons marins et d'eau douce et l'absence d'espèces de grande taille.

Pour rechercher avec quelle mer la liaison de la lagune a pu se faire, on envisagera deux directions: l'ouest et le nord, le sud étant exclu par la variation de faciès de la Formation de la Nsele et l'est par la limitation du bassin dans cette direction découlant de la diminution de puissance des couches.

Une liaison à l'ouest ou au nord-ouest avec l'Océan Atlantique paraît à exclure; d'une part on n'a observé jusqu'à présent dans les affleurements des formations de couverture à leur limite occidentale, aucune formation du faciès de celles environnant le gisement de Kipala, d'autre part et surtout, dans les bassins côtiers du Cameroun, de Guinée équatoriale, du Gabon, de Cabinda et du Cuanza (Angola), l'extension de l'Albien et du Cénomaniens marin est limitée vers l'est par le passage à des faciès continentaux (D. Reyre, 1966). Plus au nord, dans le golfe de Guinée, il y a régression de la fin de l'Albien moyen au Cénomaniens et la transgression qui assurera une liaison avec la Mésogée n'a lieu qu'au Cénomaniens terminal (R. A. Reyment, 1973)⁽¹⁾.

Il reste comme seule possibilité d'une liaison avec la mer, une direction nord-est. En faveur de celle-ci on peut faire valoir les grandes analogies de la faune de Kipala avec celle du Liban et l'existence d'une transgression, au Cénomaniens inférieur, dans l'est de la Mésogée, en Libye, Égypte et Israël notamment (M. R. Cooper, 1977). La difficulté d'accepter cette hypothèse est toutefois très grande car aucun témoin intermédiaire de formations marines n'est connu entre ces pays et l'Afrique centrale.

On retiendra de ce qui précède qu'à l'époque de la sédimentation du Kwango le bassin intérieur était à un niveau voisin du niveau de la mer mais restait séparé des bassins côtiers par un relief relatif.

*La limite septentrionale de la Cuvette congolaise
pendant le Jurassique supérieur et le Crétacique*

Le problème de l'existence d'une limite septentrionale du bassin intérieur pendant la sédimentation des séries mésozoïques se pose par le fait que l'érosion a fait disparaître les témoins éventuels de cette limite. À deux époques, le Kimmeridgien et le Cénomaniens, une ouverture du bassin vers le nord ou le nord-est est probable et il est possible que ce soit aussi le cas à l'Albien.

⁽¹⁾ Deux critiques sont formulées concernant cette liaison avec la Mésogée. Busson (1972) conclut d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien à l'absence d'une liaison avec la Mésogée à l'ouest du Hoggar et Reyment (1973), acceptant cette conclusion, maintient la nécessité d'une liaison Golfe de Guinée — Mésogée mais dont le chemin resterait à découvrir, à l'est du Hoggar vraisemblablement. Cooper (1977) met en doute l'âge Cénomaniens supérieur de l'ammonite *Neolobites* caractérisant la liaison et suggère que celle-ci serait d'âge cénomaniens inférieur.

D'autre part, les formations mésozoïques de la Cuvette congolaise trouvent des équivalents quant aux âges et aux faciès, à l'exception des épisodes marins, dans les formations dites du Continental intercalaire du Sahara et d'Afrique occidentale et dans celles dites des Grès de Nubie du Sahara oriental et du Sudan. L'hiatus est de l'ordre de 1200 km et n'est comblé, du côté du Sudan, que par le massif des grès de Mouka-Ouadda, en Empire Centrafricain (J. L. Mestraud, 1964).

Il est impossible de conclure, à l'heure actuelle. Il faudrait, dans les formations parallélisées avec celles du Zaïre, une recherche systématique de fossiles, tels que les ostracodes et les phyllopoques, qui, par leur caractère endémique, caractérisent les formations de la Cuvette congolaise.

La limite occidentale de la Cuvette congolaise

On a vu qu'à partir du Jurassique supérieur, la formation du fossé tectonique occupé par les bassins côtiers, du Golfe de Guinée à l'Angola, donne lieu à une surélévation immédiatement à l'est du fossé, réactivant le relief permien. Pendant la plus grande partie du Crétacique, l'existence de faciès continentaux en bordure interne des bassins côtiers indique la persistance de cette surélévation. Ce n'est qu'au Turonien supérieur et au Sénonien que la transgression est telle, dans les bassins du Cuanza et du Bas-Zaïre-Cabinda, qu'elle puisse faire croire à la disparition de ce relief. À l'appui de cette déduction, une étude géomorphologique conclut à l'existence, à la fin du Crétacique, d'un aplanissement d'érosion ayant pour niveau de base le littoral atlantique et dont quelques tronçons conservés du réseau hydrographique sont conséquents à ce littoral (L. Cahen, 1954).

Cette évolution, surélévation initiale au cours de la formation du fossé tectonique séparant les bassins côtiers des bassins intérieurs, puis destruction progressive par l'érosion jusqu'à disparition du relief est en parfait accord avec les conclusions d'une étude récente de l'état de tension de la marge continentale atlantique (D. L. Turcotte *et al.*, 1977).

Tout comme les sédiments terrigènes mésozoïques des bassins côtiers proviennent de l'érosion de la zone surélevée, il est vraisemblable qu'une partie des sédiments du bassin intérieur a même provenance, ceci sans préjudice des apports venant du sud dont il a été question plus haut.

L'ÉVOLUTION DE LA CUVETTE CONGOLAISE AU CÉNOZOÏQUE

Une étude de l'évolution des aplanissements d'érosion et de la sédimentation liée à cette évolution (L. Cahen, 1954) montre que la surface fin Crétacique a été déformée, au début du Cénozoïque, de telle sorte que le bassin intérieur prend une forme voisine de sa forme actuelle. Il y a surélévation du pourtour de la Cuvette congolaise et colmatage de la dépression ainsi créée par une formation fossilifère, la Formation des « Grès polymorphes », datée du Paléogène. D'après sa composition lithologique consistant essentiellement en sables avec bancs de meulière localement fossilifères, il semble que ses conditions de formation sont à rapprocher des conditions régnant actuellement dans certaines parties relativement humides du désert du Kalahari où des dépôts éoliens alternent avec la formation de petits lacs et de marais caractérisés par des calcaires, plus ou moins gréseux, à faune et flore d'eau douce (J. De Ploey, J. Lepersonne et G. Stoops, 1968).

La Formation des « Grès polymorphes » occupe uniquement le sud et l'ouest de la Cuvette; à l'ouest, elle présente son épaisseur maximale, environ 100 m, indiquant une légère subsidence dans un bassin qui coïncide à peu de chose près avec la zone de subsidence du Groupe du Kwango⁽¹⁾. Vers le sud, elle déborde, sous épaisseur réduite, la bordure surélevée du bassin intérieur et est suivie, à travers l'Angola, jusque dans la région du Kalahari (L. Cahen et J. Lepersonne, 1952).

Une reprise d'érosion met fin à cette sédimentation et conduit au façonnement d'un nouvel aplanissement, dit mi-Tertiaire, ayant, comme le précédent, pour niveau de base l'Atlantique. L'aplanissement mi-Tertiaire est déformé suivant les mêmes axes que le précédent permettant une reprise de la sédimentation. Dans les mêmes régions qu'au Paléogène, la Formation des « Sables ocre », néogène, se dépose atteignant 120 m d'épaisseur dans la zone de subsidence du Kwango et se prolongeant à travers l'Angola jusque la région du Kalahari.

⁽¹⁾ P. Dadet (1969) renseigne une puissance de 300 m pour la Formation des « Grès polymorphes » en République populaire du Congo. Il semble s'agir d'une attribution erronée de formations gréseuses tendres de teinte claire appartenant au Crétacique, comme le montrent des coupes du Stanley-Pool (J. Lepersonne, inédit) et du Chenal du Zaïre (J. De Ploey *et al.*, 1968) où la Formation des « Grès polymorphes » repose sur de tels grès crétaciques et ne dépasse pas 100 m.

D'origine fluviatile, la Formation des « Sables ocre » paraît, du point de vue sédimentologique, constituer une transition entre les formations désertiques du Kalahari et les formations de faciès sidérolithique de l'Empire Centrafricain et de l'Ouest Africain (J. De Ploey, J. Leperonne et G. Stoops, 1968).

Sur le plan paléogéographique, la situation existant au Paléogène et au Néogène est comparable à celle du Triasique où des formations continentales caractéristiques de l'Afrique australe trouvaient leur limite septentrionale dans la Cuvette congolaise mais cette fois il s'agit de sa partie occidentale tandis qu'au Triasique il s'agissait de sa partie orientale.

À la même époque que les déformations de l'aplanissement mi-Tertiaire se produit un diastrophisme important dans de nombreuses régions du continent africain. Pour la région qui nous occupe, il s'agit d'une régression dans les bassins côtiers, de l'Angola au Cameroun, au Miocène moyen ou supérieur, coïncidant avec une accentuation de la flexure continentale et une surélévation du continent qui se poursuivra par épisodes successifs durant la fin du Tertiaire et le Pléistocène. L'aboutissement en est la formation d'un relief, parallèle au littoral atlantique, qui sépare définitivement le bassin intérieur de l'Océan.

De même, à l'est de la Cuvette, une phase de la formation du fossé tectonique des grands lacs a lieu au Miocène inférieur. Elle est suivie de deux autres au moins, au Pléistocène inférieur et au Pléistocène moyen, qui aboutissent à la formation des reliefs montagneux bordant le fossé tectonique et au remplissage de celui-ci par des épaisseurs considérables de sédiments.

L'évolution du bassin intérieur se poursuit, au Pliocène et au Pléistocène, par un relèvement de sa bordure méridionale qui met fin à la sédimentation de la Formation des « Sables ocre » et provoque le creusement de vallées qui dégagent ces formations en plateaux faiblement inclinés vers le nord.

La Cuvette congolaise prend ainsi sa forme actuelle: une dépression centrale, entourée d'un bourrelet périphérique. Dans la partie centrale du bassin se sont accumulés pendant cette période des sédiments lacustres et fluviatiles dont la nature et l'âge sont encore mal connus mais dont l'épaisseur paraît ne pas dépasser 150 m.

SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS

L'analyse de l'évolution structurale de la Cuvette congolaise fait apparaître une succession d'épisodes ayant des caractéristiques propres.

Au Précambrien terminal, un antécédent du bassin intérieur existe sous la forme d'une aire de subsidence dont les limites occidentale et orientale au moins coïncident avec les limites actuelles. Durant la longue période de plus de 300 m.a. qui suit, l'évolution du bassin est inconnue mais on peut admettre que sa partie centrale a été en dépression relative par rapport à la périphérie.

Durant l'épisode suivant, de la fin du Carbonifère au Jurassique inférieur, la Cuvette n'est occupée que partiellement par une sédimentation qui se localise principalement dans l'est et le sud du bassin. Celui-ci est limité par des reliefs à l'est et à l'ouest et est ouvert vers le sud où les mêmes terrains se poursuivent jusqu'en Afrique australe. Une activité tectonique se manifeste par des déformations postérieures au Permien supérieur et antérieures au Triasique inférieur et des failles créant un fossé tectonique au Triasique. La seule subsidence notable est liée à ce fossé tectonique.

Une période de calme tectonique conduit ensuite à la formation de l'aplanissement d'érosion de Gondwana.

L'épisode suivant couvre la période du Jurassique supérieur et la fin du Crétacique. Il est caractérisé par le remplissage progressif du bassin par un millier de mètres de sédiments lacustres et fluviaux. Quatre séries se déposent chacune en légère discordance sur la précédente. Quoique modérée, une subsidence se manifeste à chacun de ces stades; elle se localise dans le nord du bassin et migre progressivement de l'est vers l'ouest puis le sud-ouest. En opposition complète avec l'épisode précédent, le bassin paraît ouvert vers le nord, direction dans laquelle à deux époques au moins et peut-être trois, une liaison avec un milieu marin a eu lieu. Deux zones de surélévation sont actives pendant toute la période; elles limitent le bassin, l'une au sud, l'autre à l'ouest assurant la séparation d'avec les bassins côtiers atlantiques. Un volcanisme, le seul observé dans le bassin intérieur, est daté de l'Albien moyen ou supérieur; il s'agit de la mise en place des pipes de kimberlite du Kasai.

L'épisode suivant voit, par deux fois, de la fin du Crétacique au Néogène, la répétition des mêmes événements: formation d'un aplanissement d'érosion ayant pour niveau de base l'Océan atlantique,

déformation de celui-ci par relèvement du pourtour du bassin intérieur et sédimentation dont l'épaisseur maximale se situe dans la zone de subsidence occidentale du bassin crétacique. À noter que le relèvement du bord sud du bassin est peu accentué; il y a en effet continuité mais avec une réduction d'épaisseur entre les formations paléogène et néogène du Zaïre et celles de la région du Kalahari. C'est vraisemblablement au Pliocène supérieur que la surélévation périphérique s'accroît et, à partir de cette époque, le bassin prend sa forme actuelle, partie centrale déprimée entourée de toute part par un bourrelet périphérique.

La Cuvette congolaise est un bassin cratonique; son évolution structurale, à partir du Carbonifère supérieur au moins, est conforme au modèle généralement admis pour de tels bassins (J. Bertrand-Sarfati *et al.*, 1977), notamment en ce qui concerne la prédominance des sédiments continentaux, les nombreuses discontinuités dans la sédimentation et la subsidence modérée de toutes les formations. Ses antécédents semblent très anciens puisque l'on peut les faire remonter au Précambrien terminal.

L'activité tectonique, dans le bassin et ses abords, est de deux types:

- L'un cassant, par failles et flexures, au Permo-Trias dans l'est et le sud du bassin où l'on note également de faibles plissements locaux, au Jurassique supérieur-Crétacique inférieur à l'ouest, au Cénozoïque à l'est;
- L'autre par déformation à l'intérieur du bassin et à son pourtour, entraînant la subsidence au Jurassique supérieur, au Crétacique et au Cénozoïque.

Passant en revue l'évolution, au Mésozoïque, des marges continentales aséismiques, P. E. Kent (1977) conclut à l'existence d'une transition entre une phase de subsidence contrôlée par faille et une subsidence par déformation souple. Cette transition se produit généralement à l'Aptien mais il existe des régions où une activité cassante n'est plus renseignée après le Jurassique inférieur. Certains bassins intérieurs, notamment le bassin Bénoué-Tchad, montrent cette transition. Il semble qu'il en soit de même pour la Cuvette congolaise. Kent attribue ce changement à une modification rhéologique fondamentale des roches crustales qui refléterait un événement thermique faisant succéder la plasticité à la fragilité. Dans le bassin du Zaïre, la mise en

place des kimberlites à l'Albien pourrait être un indice de cet événement.

Du Jurassique supérieur à la fin du Crétacique, l'aire de subsidence maximale s'est déplacée d'est en ouest et se situe dans le nord du bassin au début et au sud-ouest de celui-ci à la fin de la période. Il semble y avoir une relation entre ce déplacement et l'ouverture, à l'Aptien, de l'Atlantique sud qui se poursuit par une phase d'expansion océanique rapide se terminant à la fin du Crétacique. Selon une conception de H. Faure (1973) il pourrait s'agir « d'une translation horizontale des creux et des bosses de la croûte terrestre ». Il s'agirait donc d'une dérive de la plaque africaine, concomitante à l'expansion océanique, vers l'est ou le nord-est, dont on peut estimer la vitesse à 5 cm par an au Zaïre. Cette hypothèse est compatible avec l'opinion de plusieurs auteurs concernant les positions successives de l'Afrique (X. Le Pichon, 1968; J. C. Briden *et al.*, 1974); toutefois une étude récente conclut à son immobilité au Mésozoïque (M. B. Steiner, 1975), mais sans fournir d'arguments probants pour la période du Crétacique considérée ici.

Les périodes d'activité tectonique cassante au cours desquelles les terrains de la Cuvette congolaise constituent les avancées les plus septentrionales de formation de l'Afrique australe correspondent à des déplacements de la plaque africaine vers le nord, le premier responsable du réchauffement climatique succédant à la période glaciaire permienne, le second correspondant aux phases cénozoïques de la formation des chaînes mésogéennes.

En ce qui concerne l'évolution au Néogène, des mesures récentes de la gravité et par satellite permettent de déterminer les harmoniques non hydrostatiques du géopotential et fournissent des données suffisantes pour calculer le système des forces dû aux courants de convection dans le manteau supérieur (Han-Shou Liu, 1977). Le schéma établi pour l'Afrique correspond d'une façon très satisfaisante aux structures en bassins intérieurs, surélévations et fossés tectoniques, tels notamment que décrits ci-dessus pour la Cuvette congolaise et ses abords. Arthur Holmes avait déjà défendu en 1965 l'idée que les courants de convection sont responsables de ces structures.

L'explication du changement de régime dans les déformations du bassin intérieur qui se produit au début du Cénozoïque paraît résider dans la prise par les courants de convection de la forme qu'ils ont au

Néogène. La répétition, trois fois au cours du Cénozoïque, du même type de déformation résulterait de pulsations dans l'activité de ces courants. Un corollaire de cette hypothèse serait de faire remonter à la fin du Crétacique une première phase de la formation du fossé tectonique centrafricain.

REMERCIEMENTS

L'auteur est redevable à Lucien Cahen de discussions fructueuses et d'une révision du manuscrit. Il lui en exprime sa vive reconnaissance.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BERTRAND-SARFATI J., FABRE J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. (1977). Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques: quelques exemples sahariens. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 1, n° 1, 217-231.
- BLANT G. (1973). Structure et paléogéographie du littoral méridional et oriental de l'Afrique. *Ass. Serv. géol. Afr. Symp. Bass. séd. Litt. Afr.*, Montréal 1972, 193-233.
- BOSE M. N. (1974). A palynological reconnaissance of the Mesozoic sediments of Zaïre. *Ac. roy. Sc. O.-M.*, Bull. 4, 618-628.
- BOUTAKOFF N. (1948). *Les formations glaciaires et post-glaciaires fossilifères d'âge permo-carbonifère de Walikale (Kivu, Congo belge)*. Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, t. IX, fasc. II.
- BRIDEN J. C., DREWRY G. E. and Gilbert SMITH A. (1974). Phanerozoic equal-area world maps. *Jour. Geol.* 82, 555-575.
- BURKE K. (1976). Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 36, 93-112.
- BUSSON G. (1972). *Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien*. Mus. nat. Hist. nat., Mém., série C., t. 26.
- CAHEN L. (1954). *Géologie du Congo belge*. Liège, Vaillant-Carmanne.
- CAHEN L. (1976). Conclusions finales in: Réunion de travail des 1, 2 et 3 septembre 1975: La géologie des terrains précambriens voisins du fossé tectonique occidental, spécialement dans les régions sises de part et d'autre de la partie sud du lac Kivu et du nord du lac Tanganyika au Kivu, au Rwanda et au Burundi. Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Géol. Min., *Rapp. ann. 1975*, 169-170.
- CAHEN L., FERRAND J. J., HAARSMA M. J. F., LEPERSONNE J. et VERBEEK Th. (1959). Description du sondage de Samba. *Ann. Mus. roy. Congo belge*, Sc. géol., in-8°, 29.
- CAHEN L., FERRAND J. J., HAARSMA, M. J. F., LEPERSONNE J. et VERBEEK Th. (1960). Description du sondage de Dekese. *Ann. Mus. roy. Congo belge*, Sc. géol., in-8°, 34.

Structure géologique du bassin intérieur du Zaïre

- CAHEN L. et LEPERSONNE J. (1954). État actuel des connaissances relatives aux séries mésozoïques de l'intérieur du Congo. *Bull. Soc. b. Géol.*, **63**, 20-35.
- CAHEN L. et LEPERSONNE J. (1971). Données et interprétations nouvelles concernant l'orogénèse katangienne dans le nord-est de la République démocratique du Congo. *Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Géol. Minér., Rapp. ann. 1970*, 71-76.
- CAHEN L. et LEPERSONNE J. (1978). Synthèse des connaissances relatives au Groupe (anciennement Série) de la Lukuga (Permien du Zaïre). *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., **82**.
- CASIER E. (1969a). Addenda aux connaissances sur la faune ichthyologique de la série de Bokungu (Congo). *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., **62**, 1-20.
- CASIER E. (1969b). Sur les conditions de dépôt de quelques-unes des formations mésozoïques du bassin du Congo. *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., **62**, 29-47.
- COOPER M. R. (1977). Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **22**, 1-60.
- CORNET J. (1911). Sur la possibilité de l'existence de gisements de pétrole au Congo. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Publ. rel. Congo belge, **38** (1910-1911), 9-15.
- COX L. R. (1960). Further Mollusca from the Lualaba beds of the Belgian Congo. *Ann. Mus. roy. Congo belge*, in-8°, Sc. géol., **37**.
- DADET P. (1969). *Carte géologique de la République du Congo Brazzaville au 1/500.000* (zone comprise entre les parallèles 2° et 5° Sud). Mém. B.R.G.M., n° 70.
- DE KLASZ I. et MICHOLET J. (1970). Éléments nouveaux concernant la biostratigraphie du bassin gabonais. *Actes IV^e Coll. Afr. Micropal.*, Abidjan 1970, 109-159.
- DELORME J. et DELANY F. M. (1958). *Étude préliminaire de la série argilo-gréseuse de la région diamantifère de l'Ouest-Oubangui*, A.E.F. Congr. géol. int., XX^e Ses., Mexico 1956, Com. par. corr. Sis. Karroo, 65-72.
- DE PLOEY J., LEPERSONNE J. et STOOPS G. (1968). Sédimentologie et origine des sables de la Série des Sables ocre et de la Série des « Grès polymorphes » (Système du Kalahari) au Congo occidental. *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., **61**.
- DE SAINTE SEINE P. (1953). *Poissons fossiles de la Cuvette congolaise*. C.R.S. Soc. géol. France, 1953, n° 16, 343-345.
- DE SAINT SEINE P. (1955). Poissons fossiles de l'étage de Stanleyville (Congo belge). Première partie: la faune des argilites et schistes bitumineux. *Ann. Mus. roy. Congo belge*, in-8°, Sc. géol., **14**.
- DE SAINT SEINE P. et CASIER E. (1962). Poissons fossiles des couches de Stanleyville (Congo). Deuxième partie: la faune marine des calcaires de Songa. *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., **44**.
- DUPONT E. (1889). *Lettres sur le Congo*. Récit d'un voyage scientifique entre l'embouchure du Fleuve et le confluent du Kasai. Paris, C. Reinwald, 1889.
- EGOROFF A. et LOMBARD A. L. (1962). Présence des couches de Stanleyville dans le sous-sol de Léopoldville, République du Congo. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **85**, B.103-109.
- EVRRARD P. (1960). Sismique. (Résultats scientifiques des missions du Syndicat pour l'étude géologique et minière de la Cuvette congolaise.) *Ann. Mus. roy. Congo belge*, Sc. géol., in-8°, **33**.

- FAURE H. (1973). *Évolution structurale du Craton africain depuis le Jurassique* (Résumé). Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, (B), n° 11, 68-69.
- FOURMARIER P. (1964). Le bassin charbonnier d'âge permotriasique de la Lukuga. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Publ. rel. Congo belge, 41 (1913-1914), 77-227.
- GREKOFF N. (1957). Ostracodes du bassin du Congo. I. Jurassique supérieur et Crétacé inférieur du Nord du bassin. *Ann. Mus. roy. Congo belge*, in-8°, Sc. géol., 19.
- GREKOFF N. (1960). Ostracodes du bassin du Congo. II. Crétacé. *Ann. Mus. roy. Congo belge*, in-8°, Sc. géol., 35.
- HAN-SHOU-LIU (1977). Convection pattern and stress system under the African Plate. *Phys. Earth a. Plan. Interiors*, 15, 60-68.
- HARRIS N., PALLISTER J. W. and BROWN J. M. (1956). *Oil in Uganda*. Geol. Sur. Uganda, Mem. IX.
- HOLMES A. (1955). *Principles of Physical Geology*. Nelsons, London.
- JAMOTTE A. (1935). Extension des formations du type des « Formations du Kalahari » dans le Katanga septentrional. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Publ. rel. Congo belge, 58, (1934-1935), C.13-26.
- KENT P. E. (1977). Mesozoic development of aseismic continental margins. Presidential address (1976). *Jour. Geol. Soc.*, 134, 1-18.
- KING L. C. (1963). *South African Scenery. A Textbook of Geomorphology*. 3rd Edition. Oliver and Boyd, London.
- LEPERSONNE J. (1961). Quelques problèmes de l'histoire géologique de l'Afrique au Sud du Sahara depuis la fin du Carbonifère. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 84, 21-85.
- LEPERSONNE J. (1974a). *Carte géologique du Zaïre au 1/2.000.000*. Carte dressée par les géologues du Musée royal de l'Afrique centrale et du Bureau de Recherches géologiques et minières sous la direction de J. Lepersonne. Rép. du Zaïre, Serv. géol., Kinshasa; Mus. roy. Afr. centr., Tervuren.
- LEPERSONNE J. (1974b). *Notice explicative de la Carte géologique du Zaïre au 1/2.000.000*. Rép. du Zaïre, Direction de la Géologie, Kinshasa; Mus. roy. Afr. centr., Tervuren.
- LE PICHON X. (1968). Sea-floor spreading and continental drift. *Jour. Geoph. Res.*, 73, 3661-3697.
- LERICHE M. (1911). Les poissons des couches du Lualaba (Congo belge). *Rev. Zool. afr.*, 1, 190-197.
- LOMBARD, A. L. (1960). L'extension méridionale des couches de Stanleyville, Congo belge (Note préliminaire). *Bull. Soc. belge Géol.*, 69, 24-27.
- LOMBARD A. L. (1961). La Série de la Haute Lueki (partie orientale de la Cuvette congolaise). *Bull. Soc. belge géol.*, 70, 65-72.
- MAHESHWARI H. K., BOSE M. N. and KUMARAN K. P. N. (1977). Mesozoic spores dispersed from Zaïre. II. The Loia and Bokungu Groups in the Samba borehole. III. Some miospores from the Stanleyville Group. *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., 81.
- MARLIÈRE R. (1950). Ostracodes et phyllopoies du Système du Karroo au Congo belge et les régions avoisinantes. *Ann. Mus. Congo belge*, in-8°, Sc. géol., 6.
- MATHIEU F. F. (1911). Annonce de la découverte de végétaux fossiles à Kongolo. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Publ. rel. Congo belge, 38 (1910-1911), 15-16.

Structure géologique du bassin intérieur du Zaïre

- MERCENIER M. (1913). Le bassin permien de la Lukuga (Tanganika). *Ann. Soc. géol. Belg.*, Publ. rel. Congo belge, **40** (1912-1913), 165-174.
- MESTRAUD J.-L. (1964). *Carte géologique de la République Centrafricaine au 1/1.500.000*. B.R.G.M., Paris.
- MICHOLET J., MOLINAS E. et PENET B. (1970). *Le Système du Karroo au Gabon*. Second Gondwana Symp., South Africa 1970, Proc. a. Papers, 371-380.
- PASSAU G. (1913). La géologie du bassin des schistes bitumineux de Stanleyville. Présentation. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **40** (1912-1913), B.492.
- PINTO I. D. and SANGUINETTI Y. T. (1962). A complete revision of the genera *Bisulcocypris* and *Theriosynoecum* (Ostracoda) with the world geographical and stratigraphical distribution (including *Metacypris*, *Elpidium*, *Gomphocythere* and *Cytheridella*). *Esc. Geol. P. Alegre, Publ. Esp.* n° 4, july 1962, 165 p.
- POLINARD E. (1932). Les formations post-rhéniennes du versant méridional du bassin congolais. Leurs rapports avec le Système du Kalahari. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Publ. rel. Congo belge, **56** (1932-1933), C.1-18.
- REYMENT R. A. (1973). L'histoire de la mer transcontinentale saharienne pendant le Cénomaniens-Turonien. *Bull. Soc. géol. France*, XIII (1971), 528-531.
- REYMENT R. A. (1975). *Paleontologie évolutive et nouvelle tectonique*. Mém. Mus. nat. Hist. nat., sér. A, Zool., **88**, 8-18.
- REYMENT R. A. and TAIT E. A. (1972). Biostratigraphical dating of the early history of the South Atlantic Ocean. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, B: Biol. Sc.*, **264**, 55-95.
- REYRE D. (1966). *Particularités géologiques des bassins côtiers de l'Ouest Africain*. Ass. Serv. géol. Afr., Symp. Bass. séd. Litt. Atlantique, New Delhi 1964, 253-301.
- ROBERT M. (1951). *Les cadres de la géologie du Katanga*. Mém. Soc. belge Géol., in-8°, n° 3.
- STEINER M. B. (1975). Mesozoic apparent wander and Atlantic plate tectonics. *Nature*, **254**, 107-109.
- TAVERNE L. (1975). À propos de trois Téléostéens salmoniformes fossiles du Crétacé inférieur (Wealdien) du Zaïre, précédemment décrits dans les genres *Leptolepis* et *Clupavus* (Pisces Teleostei). *Rev. Zool. Afr.*, **89**, 481-504.
- TAVERNE L. (1976). Les Téléostéens fossiles du Crétacé moyen de Kipala (Kwango, Zaïre). *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., **79**.
- TURCOTTE D. L., AHERN J. L. and BIRD J. M. (1977). The state of stress at continental margin. *Tectonophysics*, **42**, 1-28.
- VEEVERS J. J. (1977). Rifted archbasins and post break-up rim basins on passive continental margins. *Tectonophysics*, **41**. T1/T5.

Achévé d'imprimer le 13 octobre 1978
par l'imprimerie J. Duculot - Gembloux