



Stratigraphie

Stratigraphie isotopique du strontium et datation des formations carbonatées et glaciogéniques néoproterozoïques du Nord et de l'Ouest du craton du Congo

Jean-Louis Poidevin

Laboratoire de géologie, université Blaise-Bascal & UMR 6524, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France

Reçu le 5 janvier 2005 ; accepté après révision le 19 février 2007

Rédigé à l'invitation du Comité éditorial

Résumé

De nombreux témoins de plates-formes carbonatées et d'épisodes glaciaires ont été reconnus dans les formations néoproterozoïques qui ceignent le craton du Congo. C'est en particulier le cas à l'ouest et au nord, dans l'avant-pays de la chaîne Ouest-Congolienne et de la chaîne des Oubanguides. La stratigraphie isotopique du strontium permet de préciser la période de dépôt de certaines unités carbonatées de ces deux domaines. Ainsi, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des carbonates du haut Shiloango supérieur (0,7068) et du Schisto-calcaire (0,7075) de l'Ouest congolien permettent d'attribuer ces formations, respectivement, au post-Sturtien et au post-Marinoen. Ceux des carbonates de la Lenda au nord-est de la République démocratique du Congo (0,7066) et ceux des calcaires du bassin de Bangui, en République centrafricaine (0,7076), dans l'avant-pays des Oubanguides, montrent que les dépôts de ces unités sont respectivement anté-Sturtien et post-Marinoen. Ces données et les corrélations lithostratigraphiques qui en découlent suggèrent que la tillite inférieure du bas Congo et la tillite de l'Akwokwo (Lindien) sont des témoins de la glaciation sturtienne. En revanche, la tillite supérieure du bas Congo et la tillite de la Bondo (Bakouma, République centrafricaine) correspondent à la glaciation marinoenne. Une nouvelle stratigraphie synthétique de ces domaines du Néoproterozoïque est proposée. **Pour citer cet article : J.-L. Poidevin, C. R. Geoscience 339 (2007).**

© 2007 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Sr-isotope stratigraphy and dating of Neoproterozoic carbonates and glacials from the northern and western parts of the Congo Craton. Numerous occurrences of Neoproterozoic carbonate platforms and glacial facies are present around the Congo craton. They are especially well developed on its western and northern borders, i.e. in the forelands of the West Congo and Oubanguides belts. Sr isotopic stratigraphy enables us to characterize the deposition age of some carbonate units from these two domains. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios of limestones from the late 'Haut Shiloango' (0.7068) and the 'Schisto-calcaire' (0.7075) of the West-Congo domain are of post-Sturtian and post-Marinoan ages, respectively. The Lenda carbonates (0.7066) from the Northeast of the Democratic Republic of Congo and the limestones (0.7076) from the Bangui Basin, both in the Oubanguides foreland, are of pre-Sturtian and post-Marinoan ages, respectively. These data associated with lithostratigraphic correlations allow us to ascribe the 'Bas Congo' lower mixtite (tillite) and the Akwokwo tillite (Lindian) to the Sturtian ice age. In the same way, the 'Bas Congo' upper mixtite (tillite) and the Bondo tillite (Bakouma Basin) are likely Marinoan in age. A new

Adresse e-mail : poidevin@opgc.univ-bpclermont.fr.

synthetic stratigraphy for these Neoproterozoic domains is developed. **To cite this article: J.-L. Poidevin, C. R. Geoscience 339 (2007).**

© 2007 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

Mots clés : Stratigraphie isotopique du Sr ; Néoprotérozoïque ; Craton du Congo ; Glaciations « boule de neige » ; *cap carbonates*

Keywords: Sr isotopic stratigraphy; Neoproterozoic; Congo Craton; Snowball Earth ice ages; Cap carbonates

Abridged English version

Introduction

Late Neoproterozoic (ca. 760–542 Ma) successions contain glaciomarine rocks and associated cap-carbonates [30,31]. Their widespread geographic distribution on all continents [27] and palaeomagnetic evidence for glaciomarine sedimentation at low latitudes are interpreted as evidence of extreme cold climate intervals: the so-called snowball Earth hypothesis [40]. Estimates of the number of glacial episodes varied from two to more than five [8,26,37,39,41,46,62]. Presently, three glacial events are generally recognized [23,28]. The Sturtian ice age is directly constrained at ca 713 Ma by dating of the Gubrah Formation [2]. The Marinoan event is dated at 635 Ma in Namibia [28] and the last glacial event of the Gaskiers Formation is constrained at about 580 Ma [14].

The Neoproterozoic time is also characterized by large variations of the $\delta^{13}\text{C}$ of carbonates and of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of seawater [7,8,26,27,35,36,39]. The Sr isotopic record provides less ambiguous age constraints than the $\delta^{13}\text{C}$ record, because values rise from 0.7067 below Sturtian strata, through 0.7075 at the close of the Marinoan ice age, finally to more than 0.7090 during the Cambrian [7,8,27,35,36,44]. Although the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seawater evolutionary trend should be clarified in detail, Sr stratigraphy has been widely used to correlate cap carbonate strata worldwide [3,46,63]. In this paper, new Sr isotope data are presented for Neoproterozoic carbonate units of the forelands of the West Congo and Oubanguides fold belts, from the West and the North of the Congo craton, respectively (Fig. 1).

Geological contexts and analytical methods

The West Congolian Group (as recently refined by Tack et al. [57]) outcrops from Gabon to Angola (Fig. 1) [15,21,34,56,58]. In the Democratic Republic of Congo (DRC), Cahen [15], Cahen and Lepersonne [17] recognised four so-called groups (presently ‘subgroups’ after [57]) (Fig. 3a). The ‘Haut Shiloango’ subgroup

rests on the probable glaciogenic lower mixtite or ‘tillite inférieure’ [15–17,58] and ends by stromatolitic limestones (Sh8b). The ‘Schisto-calcaire’ subgroup rests on the upper mixtite or ‘tillite supérieure’, of unquestionable glacial origin [58], and consists of 1500 m of limestones and dolomites, with possible cap-carbonate significance at the base. The analysed samples come from the Ngungu area, 150 km west of Kinshasa. They represent the late ‘Haut-Shiloango’ strata (Sh8b), and three distinct levels of the ‘Schisto-calcaire’ subgroup (C3, C4b, and C5a).

The Oubanguides Fold Belt foreland outcrops from the East of the DRC to southern Cameroon [50] (Fig. 1). Three areas have been investigated: the Lindian of northeastern DRC, the Fouroumbala–Bakouma Basin of the south-central Central African Republic (CAR), and the Bangui Basin of the southwestern CAR.

Verbeek [61] distinguished four groups in the Lindian Supergroup (Fig. 3b). The Lokoma Group rests on the glaciogenic Akwokwo tillite and the Ituri Group. It is devoid of cap carbonates. The Aruwimi Group contains neither glacial deposits nor cap carbonates. Nevertheless, some limestone lenses are intercalated in the Alolo shales. The red arkosic Banalia group represents the post-orogenic Pan-African molasse. The studied samples come from the basal Lenda Formation (Ituri Group) and the upper Alolo Shales Formation (Aruwimi Group).

The stratigraphy of the Fouroumbala–Bakouma Basin (CAR) is relatively well established [11,50,52] (Figs. 2a and 3c). The Bougboulou Formation is in continuity of outcrop with the lindian Lokoma Group. It is almost detritic and rests on a lower tillite [42]. It contains some silicified stromatolitic carbonate levels near its top (Kassa cherts) [45]. The Bakouma Formation consists mainly of a detritic basal level (Kembe–Nakando sandstone), the glaciogenic Bondo tillite, and a cap carbonate (Bakouma dolomites and Bili Limestones). The studied samples come from drilling cores, 10 km north of the Bakouma city.

The stratigraphic position of the limestones of the Bangui Basin is very doubtful [1,4,21,51]. The limestones of the southern part of the basin (Fatima, Zimba,

Lessé) are unmetamorphosed, those of the north are slightly affected by a Pan-African metamorphism (Mbali, Possel) (Fig. 2b).

All 44 samples were stained for carbonates and then studied under the microscope. Most samples were analysed for Mn, Mg, Sr and Ca by electron microprobe to evaluate their degree of post-sedimentation alteration. Cathodoluminescence was performed on a polished section of the same samples. All samples were analysed for Sr isotope composition on a VG 54E. Carbonate powders were leached in an acetic acid solution to minimise contamination by Sr released from silicates. Sr was separated using the methods described by Pin [49]. The measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio were normalised to a value of 0.1194 for the $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ ratio. The NBS 987 standard gives a 0.71025 ± 3 (2σ) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ average ratio. The analytical results are displayed in Table 1.

Isotope composition and isotope stratigraphy

The lowest measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio for the late ‘Haut Shiloango’ samples (Sh8b) is 0.7068. It is associated with high Sr/Mn values (>10). This suggests that the sample did not suffer any significant post-deposition alteration. The deposition age (ca. 645 Ma) is regarded as post-Sturtian and pre-Marinoan, and is in agreement with the position between two glacial levels (lower and upper tillites). The samples from the C3b and C5a levels of the ‘Schisto-calcaire’ present remarkably consistent $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (ca. 0.7075). The C4 samples have low Sr/Mn values, distinct orange cathodoluminescence colour and higher isotopic ratios. This suggests post-sedimentary alteration for this level. The C3b and C5 isotopic characteristics correspond to a post-Marinoan age deposition at around 575 Ma.

The two analysed high-Sr, non-luminescent, micritic limestones of the Lenda Formation (Ituri Group, Lindi Supergroup) may be presumed to be unaltered and have low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7066), suggesting a deposition age prior to the Sturtian event (720 ± 30 Ma). The dolomites are variably luminescent, Sr-poor and present a high isotopic ratio (ca. 0.710), symptomatic of a large degree of alteration. All analysed samples of the Aलो limestones (Aruwimi Group) have very high isotopic ratios (>0.7122), which cannot be representative of the seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio.

All analysed samples from the Bakouma and Bili series (Fouroumbala Basin) have high isotopic ratios (>0.7087) and are presumably altered.

Most of the analysed limestone samples of the Bangui Basin have very consistent high Sr/Mn (>10)

and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7076 to 0.7082), suggesting that they are unaltered and belong to a post-Marinoan unit.

Conclusion

The Sr-isotopic data and lithological correlations [4,49,50,52,58] allow us to propose a synthetic stratigraphy for the Neoproterozoic formations from the West and the North of the Congo Craton (Fig. 5).

- The Ituri of Lindi Supergroup and the Sansikwa of the West Congolian Group are older than the Sturtian glaciation.
- The Sturtian event is represented by the lower tillite of the West Congolian Group, the Akwokwo tillite (Lindian) and the lower tillite of the Fouroumbala Basin.
- No post-Sturtian cap carbonates exist in the considered areas. At this time, silicic-carbonate platforms developed both to the north and to the west of the craton.
- The upper tillite of the West Congolian Group and the thin Banda tillite of the Fouroumbala Basin correspond to the Marinoan snowball Earth event. No Marinoan glacial rocks are characterised in the Aruwimi Group of the Lindi Supergroup.
- Post-Marinoan cap carbonates are present in the West-Congolian (‘Schisto-calcaire’) and the Fouroumbala Basin (Bakouma dolomites). The deposition of the Bangui limestones can be related to the same post-Marinoan episode.

These data permit correlations with the well-known Otavi Group of Namibia [29,30] at the southern edge of the craton (Fig. 5). It is expected that the acquisition of new Sr isotopic data on carbonate formations for other Neoproterozoic basins (Shaba, Bushimay...) around the Congo Craton may allow the elaboration of a stratigraphic chart for this craton.

1. Introduction

Les formations sédimentaires du Néoprotérozoïque terminal (ca. 760–542 Ma) contiennent des diamictites et des lithofaciès associés, qui ont été interprétés comme des marqueurs d'événements glaciaires majeurs. La large distribution géographique de ces unités glaciaires, présentes sur tous les continents [27], l'association avec des *cap carbonates*, ainsi que les arguments paléomagnétiques en faveur d'une sédimentation glaciomarine à basse latitude [55], ont été interprétés comme les preuves de périodes extrêmement

froides, avec l'englacement total des océans mondiaux, selon l'hypothèse de *snowball Earth* [30,40]. Les natures globales et synchrones de ces glaciations sont renforcées par les corrélations interrégionales de fortes incursions anormales du $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonates marins postglaciaires [31,37].

L'âge de l'essentiel des dépôts glaciaires néoprotérozoïques s'échelonne entre ca. 750 et ca. 580 Ma [2,14,19,23,28,31,63]. L'estimation du nombre d'épisodes glaciaires varie de deux à plus de cinq suivant les auteurs [8,26,37,39,41,46,61]. Hormis en Chine du Sud, où trois niveaux glaciaires sont reconnus [65], seuls deux épisodes glaciaires sont généralement caractérisés dans un même bassin. De plus, il est délicat d'apprécier le laps de temps qui sépare deux horizons de diamictites et de savoir s'ils correspondent à deux phases d'une même période glaciaire, ou s'ils doivent être rapportés à deux glaciations distinctes [39]. Toutefois, les publications les plus récentes font généralement référence à trois périodes glaciaires majeures.

On attribue généralement à la plus ancienne, le Sturtien, un âge supérieur à 700 Ma. La diamictite de Gubrah (Huqf Supergroup) de l'Oman est datée précisément à $711 \pm 1,6$ Ma [2], alors que les glaciations de Changan et Tiesiao de Chine du Sud sont situées entre 761 ± 8 et 663 ± 4 Ma [65], et la Pocatello Formation du Sud-Est de l'Idaho entre 709 ± 5 et 667 ± 5 Ma [23]. La glaciation marinoenne est datée à $635 \pm 1,2$ Ma en Namibie [28]. Sur les autres continents, les contraintes d'âges restent plus larges : par exemple, un âge simplement plus ancien que $609 \pm 8,3$ Ma pour la Mount Vreeland Formation du Nord-Ouest du Canada [38]. Enfin, la glaciation de la Gaskiers Formation est située à 580 Ma [14]. On doit pouvoir lui rattacher les témoins de la glaciation varangienne [31], certaines diamictites de Chine [64] et certains affleurements de Tasmanie et d'Australie, classiquement attribués à la glaciation marinoenne, mais considérés comme plus récents que 582 ± 4 Ma [19] et 592 ± 14 Ma [53], respectivement.

Le Néoprotérozoïque est également caractérisé par d'importantes variations du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer. Les modifications du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'océan mondial sont interprétées en termes de variation du taux d'érosion continentale, de la composition isotopique des roches continentales érodées et du flux hydrothermal provenant des rides océaniques [36]. Les données $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fournissent des informations chronologiques moins ambiguës que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ puisque, globalement, les valeurs sont toujours croissantes au cours du temps, alors que l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ consiste en une suite d'anomalies

négatives et positives [26,44]. L'évolution du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est suffisamment bien établie pour servir de base à une stratigraphie isotopique du Néoprotérozoïque. Les faibles valeurs enregistrées vers 790–760 Ma sont en relation avec un important hydrothermalisme de ride, lors de la fragmentation du supercontinent Rodinia. Les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varient peu entre 750 et 620 Ma, avant de croître brutalement entre 600 et 540 Ma. Le rapport isotopique de l'eau de mer était de $\sim 0,7067$ avant la glaciation du Sturtien, de l'ordre de 0,7075 au Marinoen, avant d'atteindre une valeur supérieure à 0,709 au Cambrien moyen [7,8,27,35,36,39]. Une telle évolution est la conséquence de l'édification des chaînes panafricaine et brésilienne, qui entraînent la création du supercontinent Gondwana et l'érosion de formations à signature radiogénique.

Si la courbe d'évolution des rapports isotopiques du strontium au cours du Néoprotérozoïque demande à être encore précisée dans le détail, elle est devenue d'utilisation régulière pour la datation des *cap carbonates* et des horizons glaciaires du Néoprotérozoïque [3,25,46,63]. Cette approche n'a été que peu utilisée en Afrique centrale. Seul l'âge de la diamictite de Ghaub en Namibie, à la marge sud du craton du Congo, a été précisé par cette voie [39]. Nous proposons ici d'appliquer cette démarche aux unités sédimentaires néoprotérozoïques de l'Ouest et du Nord du Craton du Congo (Figs. 1 et 2). Dans ces deux domaines, de nombreux témoins de séries carbonatées et de séries à affinités glaciaires sont reconnus depuis longtemps, mais les positions chronologiques des unités sont toujours sujettes à débats. Pour cette approche chimio-stratigraphique, nous utiliserons la courbe d'évolution des rapports isotopiques du strontium marin au cours du Néoprotérozoïque, inspirée des données de Jacobsen et Kaufman [35], qui a été utilisée par Azmy et al. [8] et Melezhik et al. [44]. Elle présente encore un caractère spéculatif pour certains intervalles chronologiques, mais paraît la plus susceptible d'être utilisée pour situer chronologiquement les formations carbonatées qui nous intéressent et, à partir de là, proposer un âge pour les événements glaciaires et tenter des corrélations stratigraphiques pour le pourtour du craton du Congo.

2. Contextes géologiques

2.1. La bordure ouest du craton du Congo

La chaîne Ouest-Congolienne limite le craton du Congo à l'ouest (Fig. 1). Elle se développe sur 1400 km de longueur, du Gabon à l'Angola, en

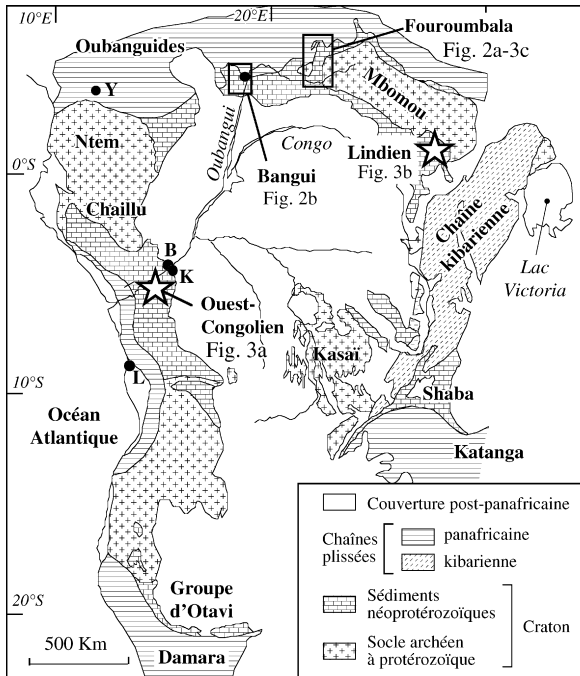


Fig. 1. Carte schématique des formations protérozoïques de la périphérie du craton du Congo (d'après [60], modifié), montrant la position des domaines étudiés.

Fig. 1. Simplified map of the Neoproterozoic formations surrounding the Congo Craton (modified after [60]), with the positions of the sampled areas.

traversant la république socialiste du Congo (RSC) et la république démocratique du Congo (RDC). Elle a été principalement étudiée par Hudeley [34] au Gabon, Dadet [21] en RSC, Cahen [15] en RDC et Stanton et al. [56] en Angola. Une synthèse des données existantes a été présentée par Trompette [60]. La chaîne résulte de la collision d'une marge passive congolaise à l'est, avec une marge active brésilienne à l'ouest. Les effets de cette collision panafricaine sont limités, puisqu'on n'observe, ni magmatisme, ni métamorphisme de haut grade. La déformation reste modérée et s'atténue de l'ouest vers l'est.

Nos échantillons provenant de RDC, nous utiliserons la nomenclature stratigraphique établie pour ce pays [15,17] et récemment révisée par [57]. Le supergroupe de l'Ouest du Congo est divisé en trois groupes, qui sont, du plus ancien au plus récent, le Zadinien (ca 1,0 Ga à 920 Ma), le Mayumbien (920 à 910 Ma) et l'Ouest congolien. Les deux premiers renferment d'importantes volcanites bimodales, qui correspondent à un épisode de *rifting*. Le troisième groupe comprend des sédiments de plate-forme silicoclastiques et carbonatés, déposés sur la marge passive précédemment

formée. Il est, à son tour, divisé en sous-groupes (Fig. 3a) et renferme deux niveaux de diamictites, également appelées mixtites ou tillites. Du bas vers le haut, on y distingue le sous-groupe de la Sansikwa, la tillite inférieure, le sous-groupe du haut Shiloango, la tillite supérieure, le sous-groupe du Schisto-calcaire et le sous-groupe de la Mpioka.

Le sous-groupe de la Sansikwa est un ensemble silicoclastique de 1650 m d'épaisseur moyenne. Tack et al. [57] montrent qu'il est postérieur aux formations volcaniques des groupes Mayumbien et Zadinien, datées entre 930 et 910 Ma dans la chaîne Ouest-Congolienne. Le sous-groupe du haut Shiloango (1050 m de puissance) est intercalé entre les deux niveaux de mixtites. La mixtite (tillite) inférieure, très épaisse à l'ouest (jusqu'à 500 m), est pratiquement inexistante à l'est. Elle correspondrait à des dépôts de courant de gravité en climat périglaciaire. Son caractère glaciogénique est démontré par la présence de galets striés en Angola [54]. Les carbonates ne sont qu'un constituant mineur du haut Shiloango, mais sont dominants dans la formation terminale Sh 8b, située immédiatement en dessous de la mixtite supérieure. La mixtite supérieure (150 m d'épaisseur) recouvre le haut Shiloango en discordance cartographique. Elle est interprétée comme « une unité subaquatique, vraisemblablement de milieu marin » [15–17]. Elle devait être associée à un inlandsis situé plus à l'est. Des galets striés et des *dropstones* ont été reconnus sur toute l'étendue de la formation, de l'Angola au Gabon [60]. Le sous-groupe du Schisto-calcaire débute par un *cap carbonate* d'une douzaine de mètres d'épaisseur, constitué de dolomies roses à grises, finement litées (base de l'unité C1). L'ensemble du Schisto-calcaire (1100 m) est à dominante carbonatée. La flore de stromatolithes est peu diversifiée [5,9,10]. Enfin, les grès et pélites rouges du sous-groupe de la Mpioka (unité inférieure de la formation, appelée auparavant Schisto-gréseux [6]), d'environ 1000 m d'épaisseur, représentent la molasse de la chaîne Ouest-Congolienne. Ils sont recouverts par le sous-groupe de l'Inkisi, d'âge discuté [24], mais Paléozoïque probable (et donc non représenté sur la Fig. 3). Selon Frimmel et al. [24], l'ensemble du groupe Ouest-Congolien (hormis la Mpioka et l'Inkisi) est antérieur à 566 ± 40 Ma, d'après des âges Ar–Ar obtenus sur des dolérites faiblement métamorphiques de la Sansikwa, attribués aux derniers événements panafricains. Dans le domaine interne de la chaîne, des travaux plus anciens proposaient un âge de 620 Ma par Rb–Sr [32,33] et 604 ± 58 Ma par U–Pb [43] pour la tectonique majeure ouest-congolienne.

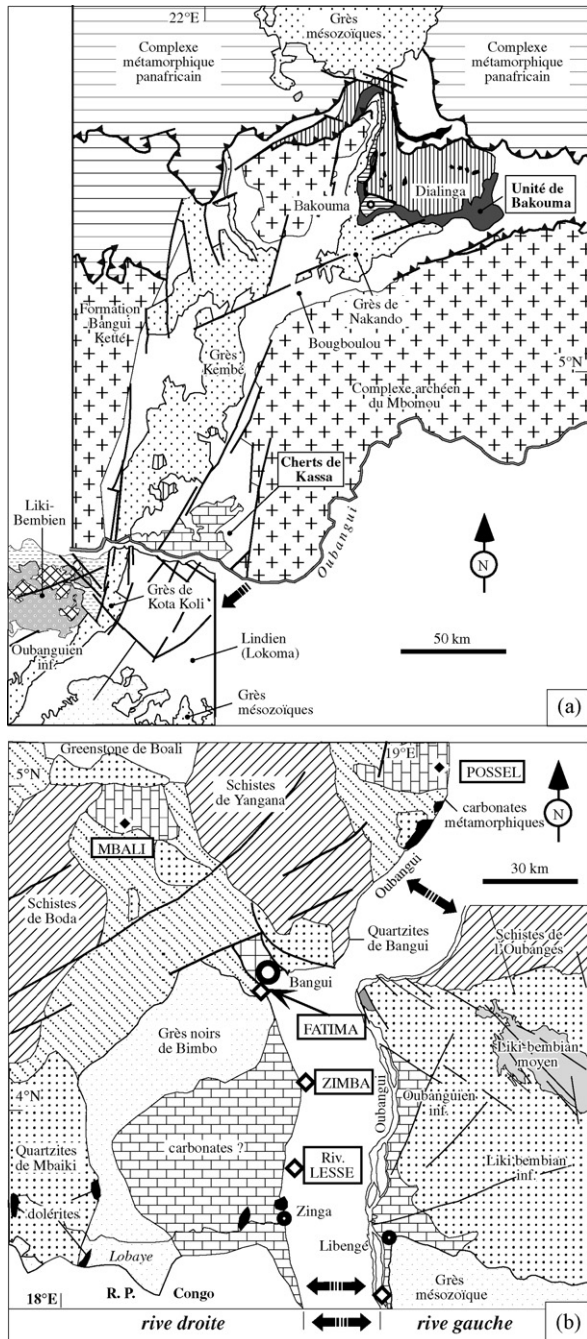


Fig. 2. Cartes géologiques schématiques. (a) Bassin de Fouroumbala-Bakouma et ses prolongements immédiats en RDC (d'après [50,60] et données inédites). (b) Bassin de Bangui et ses prolongements en RDC (d'après [50,60] et données inédites) ; losanges : localités échantillonnées. Noter que les cartes de RCA et RDC n'utilisent pas le même système de projection, ce qui interdit toute juxtaposition.

Fig. 2. Simplified geological maps. (a) Fouroumbala-Bakouma Basin of southeastern CAR and northern DCR (after [50,60] and unpublished data). (b) Bangui Basin and its dependencies in DRC (after [50,60] and unpublished data), diamonds: sampled localities. Note

2.2. La bordure nord du craton du Congo

Le craton du Congo est limité, au nord, par la chaîne panafricaine des Oubanguides, de plus de 2500 km d'extension (voir [50] et des références plus récentes dans Toteu [59]) Des unités glaciaires et carbonatées sont reconnues dans son avant-pays, tant en RDC qu'en République centrafricaine (RCA).

Le Lindien ou supergroupe de Lindi de la RDC a surtout été étudié par Verbeek [61], qui en a établi la stratigraphie que nous résumons ici et sur la Fig. 3b. Trois grands groupes sont reconnus. De la base vers le sommet, il s'agit de l'Ituri, du Lokoma et de l'Aruwimi. Le premier groupe repose en discordance sur le socle. Il comporte, en position médiane, les calcaires et dolomies de la Lenda, qui contiennent une flore de stromatolithes attribuée au Riphéen terminal (1000–650 Ma) [9]. À la base du Lokoma se place localement un dépôt glaciaire à galets striés : la « tillite d'Akwokwo ». Le reste du Lokoma, largement transgressif sur les unités antérieures, présente quelques niveaux carbonatés d'extension limitée. L'Aruwimi débute par la puissante assise des quartzites de Galamboge et se prolonge par les schistes de l'Alolo, à lentilles de carbonates. Au sommet de l'Aruwimi, les épais arkoses de Banalia (1100 m au minimum) témoignent d'un environnement continental et peuvent être considérées comme la molasse de la chaîne panafricaine des Oubanguides. Les repères chronologiques font pratiquement défaut. Du fait de la présence de galets de granites stannifères réputés kibariens, la tillite de l'Akwokwo devrait être plus jeune que 950 Ma environ, selon Cahen et al. [18].

Le bassin de Fouroumbala-Bakouma (Figs. 2a et 3c) se situe au Centre-Sud de la RCA. Les grandes lignes de la stratigraphie locale ont été établies par Bigotte et Bonifas [11], puis précisées par Poidevin et al. [52] et Poidevin [50]. À ces données, on peut adjoindre la découverte, à l'extrême Sud-Ouest du bassin, d'un horizon tillitique inférieur, n'affleurant que sur quelques dizaines de mètres carrés [42]. Deux grandes séries ont été définies. À la base, la série du Bougoulou repose en discordance angulaire sur le socle (quartzites de la Bangui-Ketté), ou bien, très ponctuellement, sur la tillite inférieure. Essentiellement détritique, le Bougoulou renferme un horizon carbonaté intensément silicifié, les cherts du Kassa [45], où abondent les stromatolithes. La série de Bakouma débute par les grès (ou quartzites) de Kembé-Nakando, qui correspondent

that the CAR and DRC maps are not drawn with the same projection system and cannot be juxtaposed.

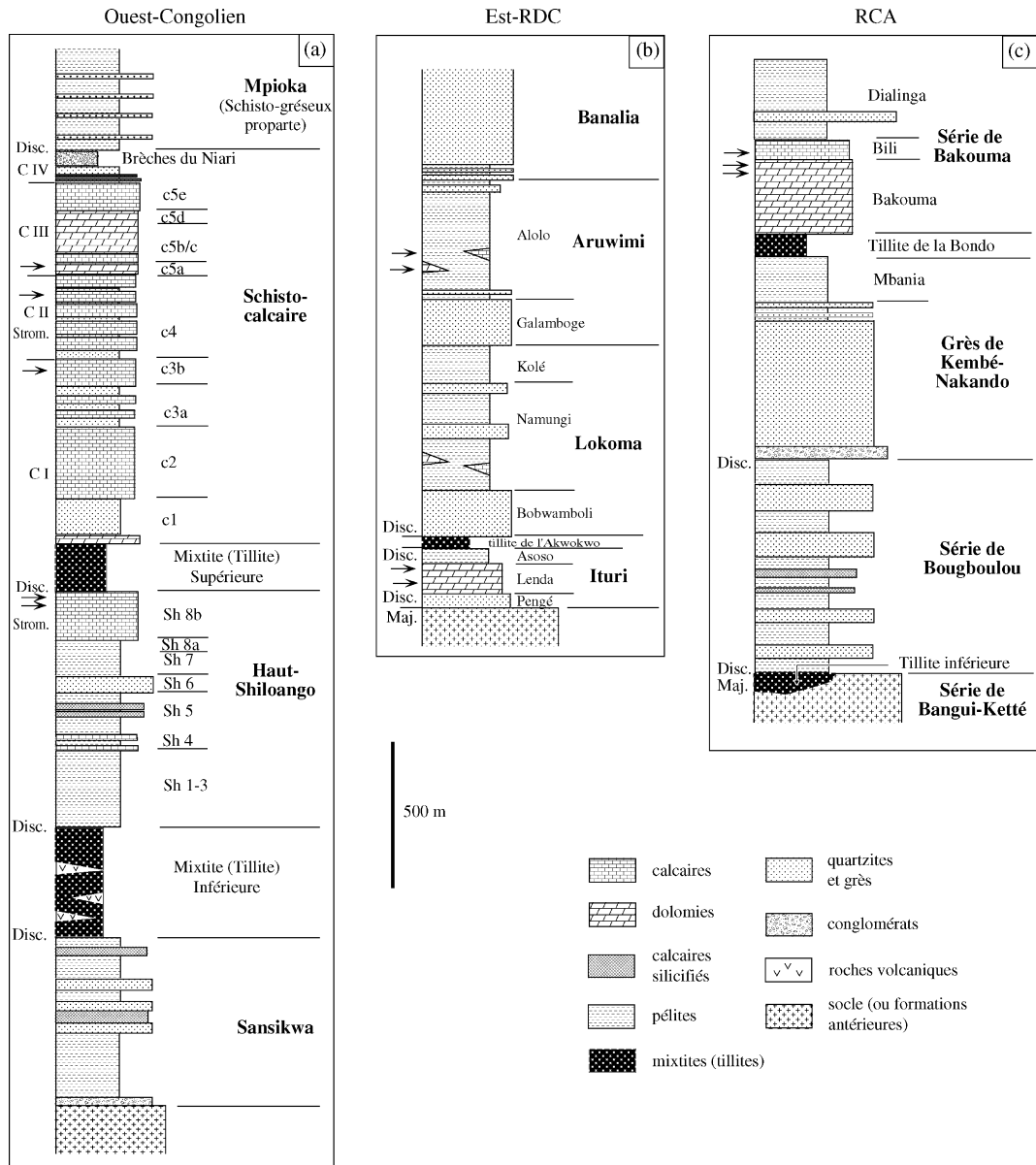


Fig. 3. Colonnes stratigraphiques des régions étudiées. (a) Groupe Ouest-Congolien de RDC. (d’après [15,57]). (b) Supergroupe de la Lindi (d’après [61]). (c) Bassin de Fouroumbala–Bakouma (d’après [50]).

Fig. 3. Stratigraphic logs of the studied areas. (a) West Congo Supergroup of DCR (after [15,57]). (b) Lindian (after [61]). (c) Fouroumbala–Bakouma Basin (after [50]).

à des dépôts deltaïques à côtiers, au sud, et à des dépôts plus franchement néritiques, au nord. Après les fins horizons pélitiques rouges et noirs de la formation de la Mbania, viennent la tillite et les argiles varvées à *dropstones* de la Bondo, qui témoignent d’une phase d’englacement. La tillite de la Bondo, représentée sur la Fig. 3b, n’affleure pas et été reconnue seulement en sondage. La série se poursuit par les dolomies rouges ou grises de Bakouma, dont la base est, sur quelques

mètres, finement litée et pourrait représenter un *cap carbonate* postglaciaire. Les calcaires de Bili et la série quartzo-pélitique de la Dialinga terminent la série. Hormis la Dialinga, aucune de ces formations de la série de Bakouma n’affleure ; elles ne sont connues qu’en sondage.

Le Bougboulou est en continuité d’affleurement avec le Lokoma du supergroupe de la Lindi de RDC. De plus, les grès de Kembé–Nakando se prolongent en RDC, au

sud de l'Oubangui, par les quartzites de Kotta–Koli (Fig. 2a), elles-mêmes en continuité d'affleurement avec les quartzites de Galamboge de l'Ubangien supérieur [1,50,58]. Il s'en suit que la tillite inférieure occupe une position stratigraphique comparable à celle de la tillite de l'Akwokwo. L'Aruwimi inférieur et la série de Bakouma ont même position stratigraphique et pourraient être synchrones, et cela en dépit de l'absence de niveau glaciaire caractérisé à la base de l'Aruwimi. À partir d'analyses isotopiques K–Ar et Rb–Sr des sédiments, analyses déjà anciennes et donc d'interprétation délicate, deux périodes de ré-homogénéisation thermique ont été reconnues et interprétées en termes de phases tectoniques : la première est datée à 711 Ma, et la seconde à environ 630 Ma [12,22].

Le bassin de Bangui (Fig. 2b) se situe au Sud-Ouest de la RCA et se prolonge dans la province de l'Équateur de la RDC. Des formations carbonatées ont été reconnues à l'affleurement, à partir de sondages ou d'arguments morphologiques [13,14]. Elles sont associées à un complexe pélitique et gréseux mal connu. Le tout repose en discordance cartographique sur les quartzites et schistes de Bangui, prolongements septentrionaux du Liki–Bembien inférieur de RDC [58]. Au sud, le long de l'Oubangui (en aval de Bangui), les séries carbonatées sont pratiquement indemnes de métamorphisme, alors qu'elles sont affectées par un métamorphisme de faciès « schistes verts » au nord (pont de la Mbali et environs de Possel). Poidevin [48–50] place ces unités carbonatées au-dessus des grès noirs de Bimbo (visibles dans le faubourg sud-ouest de Bangui) et considère l'ensemble comme appartenant au Néoprotérozoïque supérieur. Cornacchia et Giorgi [20] considèrent les mêmes unités comme du Mésoprotérozoïque probable, accepté par Poidevin [51] sur la base d'*errorchrones* Pb–Pb sur carbonates. Toutefois, Alvarez [4] rattache ces unités à un complexe de rampes carbonatées du Néoprotérozoïque III, et les considère comme contemporaines du Schisto-calcaire du groupe Ouest-Congolien. Il est probable que les calcaires affleurant à Bangui (Fatima, aéroport) et le long du cours aval de l'Oubangui (Zimba, Bobassa, Lessé...) reposent sur les grès feldspathiques noirs de Bimbo et constituent la partie terminale de la pile stratigraphique régionale. Les grès de Bimbo reposent sur un conglomérat polygénique hétérogranulaire à éléments pluridécimétriques, d'interprétation incertaine (tillite ?) [50]. Parmi les clastes, on peut en particulier reconnaître des fragments de calcaires à structure oolithique, totalement silicifiés. Ces calcaires pourraient provenir de formations comparables à celles reconnues par Aderca [11] dans l'Ubangien inférieur de l'Équateur

de RDC (à 100 km au sud-ouest de Bangui), l'Ubangien inférieur étant en continuité d'affleurement avec le Bougboulou du bassin de Fouroumbala [1,50,58].

Il apparaît donc clairement que la stratigraphie du bassin de Bangui est encore à établir. Préciser la position chronologique des unités carbonatées au moyen de la chimiostratigraphie du Sr apporterait déjà un premier élément de réponse.

3. Échantillonnage et méthodes analytiques

Quarante-quatre échantillons de roches carbonatées ont été sélectionnés. Ceux de l'Ouest-Congolien et du Lindien de RDC proviennent des collections du musée royal d'Afrique centrale de Tervuren (Belgique). Les échantillons du bassin de Bakouma (RCA) proviennent de notre propre collection. Enfin, ceux de la région de Bangui proviennent de la collection de P. Alvarez ou de notre collection.

Le Schisto-calcaire et le haut Shiloango ont été échantillonnés dans la région de Ngungu (100 à 150 km au sud-ouest de Kinshasa), où les formations sont subtabulaires à faiblement plissées. Les échantillons de la formation de la Lenda, décrits par Verbeek [59], proviennent de la coupe de la rivière Ituri, à savoir les dolomies entre Penge et Avukabi (base et partie moyenne de l'unité), les calcaires des environs de Basiri (partie supérieure de l'unité). Les échantillons de dolomies de Bakouma et calcaires (plus ou moins dolomitiques) de Bili proviennent de sondages réalisés par la société Alusuisse, à 10 km au nord du village de Bakouma (Fig. 2a). Ils ont été décrits par Poidevin et al. [52] et Alvarez [4]. Enfin, les calcaires du bassin de Bangui (Fig. 2b) proviennent d'affleurements le long de l'Oubangui en aval de Bangui (Zimba, Lessé...) et en amont de Possel, ainsi que de sondages (Fatima et Mbali). Les échantillons de la Mbali et de Possel sont affectés par le métamorphisme panafricain (paragenèses à calcite–mica noir–grenat ou calcite–mica blanc–pyrite), alors que les échantillons de la région de Bangui ne montrent que de petites plages de micas blancs, souvent disposées le long de fractures sécantes sur la stratification.

Avant d'être étudiées au microscope, les lames minces de tous les échantillons ont été colorées à l'alizarine et au ferrocyanure de potassium. Les teneurs en Mn, Mg, Ca et Sr des carbonates de la plupart des échantillons ont été mesurées sur lames polies à la microsonde électronique, pour évaluer le degré d'altération post-sédimentaire. Cette caractérisation a été complétée par une étude par cathodoluminescence.

Les compositions isotopiques de tous les échantillons ont été déterminées sur un VG 54E au laboratoire

de géologie de l'université Blaise-Pascal de Clermont-Ferrand. Les poudres de roches carbonatées ont été attaquées à l'acide acétique à 10 %, puis centrifugées pour éliminer le résidu insoluble. Cette méthode minimise le risque de contamination par du Sr libéré par les silicates, comme cela pourrait être le cas lors

d'une attaque par un acide fort. Après évaporation, puis reprise par une solution de HCl 2,5 N, une séparation chimique a été réalisée en utilisant les méthodes décrites par Pin [47]. La teneur en résidus insolubles a aussi été mesurée. Les valeurs obtenues et les erreurs analytiques estimées sont reportées dans le [Tableau 1](#).

Tableau 1
Origine et lithologie des échantillons étudiés, et données analytiques

Table 1
Origin and lithology of the studied samples, and analytical data

		N° échant	pétrographie	résidu	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erreur		
Schisto-calcaire	C3b	990201	calcimicrite finement litée	11	0,707493	±12		
		99202	calcimicrite grise massive	7	0,707575	±13		
		99202B	calcimicrite grise finement litée	21	0,707515	±12		
	C4b	6649A	stromatolithe <i>Jurusania</i> sp.	7	0,708311	±16		
		6649B	stromatolithe <i>Jurusania</i> sp.	5	0,708343	±15		
		6648A	stromatolithe <i>Jurusania</i> sp.	6	0,708362	±14		
		6648B	stromatolithe <i>Jurusania</i> sp.	10	0,708349	±15		
		6648C	stromatolithe <i>Jurusania</i> sp.	15	0,708275	±16		
	C5a	20323	stromatolithe sp.	11	0,707557	±13		
	Haut Shiloango	Sh8b	6631	microcalcisparite grise	27	0,707193	±12	
6632			microcalcisparite grise	25	0,707373	±15		
18058			calcimicrite grise à stylolithes	30	0,706821	±12		
18068			calcimicrite grise ± recristallisée	26	0,706845	±15		
Lindien	Alolo	4310	calc. marneux gris non lité	37	0,712220	±11		
		4521	calc. marneux verdâtre	40	0,713212	±12		
		6126a	calc.marneux noir lité	47	0,713232	±16		
		6126b	marno-calc. noir lité	89	0,713249	±11		
		6129	calc. noir non lité	29	0,712532	±13		
	Lenda	272B	microdolosparite grise	53	0,709975	±10		
		2282B	microdolosparite grise	56	0,710592	±12		
		2303A	stromatolithe <i>Gymnosolen</i> sp.	54	0,710029	±10		
		2303B	dolomicrite gris rosé	27	0,710896	±15		
		23096	calcimicrite grise	12	0,706635	±14		
		2633	calcimicrite ± dolomitique	21	0,707276	±13		
		Bangui	Fatima	Fat A	calcimicrite litée grise	36	0,707756	±10
				Fat D	calcimicrite grise	33	0,707779	±10
Zimba	Zimb 1		calcimicrite grise finement litée	18	0,707711	±13		
	Zimb 3		calcimicrite grise massive	28	0,707585	±14		
	Zimb 4'		calcimicrite grise finement litée	21	0,707591	±13		
	Zimb 7		calcimicrite grise finement litée	32	0,707752	±12		
Lessé	274a		calcimicrite grise finement litée	28	0,707756	±11		
	651A		calcimicrite grise finement litée	21	0,707928	±13		
	652bis		calcimicrite grise finement litée	24	0,707890	±12		
	652C		calcimicrite grise finement litée	21	0,707981	±13		
	653A		calcimicrite grise finement litée	23	0,708016	±9		
Mbali	Mb 1d		calcisparite micacée grise litée	30	0,707822	±17		
Possel	Pos 1b		calcisparite micacée blanche	34	0,709427	±10		
Bakouma	Bakouma	SG2-49-1	microdolosparite blanche	45	0,710502	±15		
		SG2-49-5	microdolosparite rose plus ou moins litée	43	0,710665	±15		
		SG2-49-6	microdolosparite blanche massive	52	0,710501	±13		
		R3E	microdolosparite grise massive	39	0,710366	±8		
	Bili	SG2-28-2	calcimicrite blanche	25	0,708747	±10		
		R3D-8	calcimicrite noire argileuse	34	0,709312	±12		

Les valeurs du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été normalisées à une valeur du $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ de 0,1194. Le standard NBS-987 a été analysé en routine avec nos échantillons et a donné une valeur moyenne de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,71025 \pm 3$ (2σ).

Dans une telle approche, et du fait de l'altération post-sédimentaire qui élève systématiquement les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la fraction carbonatée, seules les valeurs les plus basses sont considérées comme significatives.

4. Résultats analytiques et chimostratigraphie du strontium

4.1. La bordure ouest du craton

Les rapports isotopiques mesurés sur les échantillons du haut Shiloango terminal (Sh8b) sont variables ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70682 à 0,70734). La très faible coloration beige en cathodoluminescence et les valeurs élevées de Sr/Mn (Sr > 2000 ppm, Sr/Mn > 10) des deux échantillons les moins radiogéniques permettent de considérer les rapports de Sr mesurés sur la fraction carbonatée comme acquis lors du dépôt (Tableau 1). Ces valeurs sont compatibles avec des âges post-Sturtien et anté-Marinoen [8]. Proposer un âge plus précis s'avère délicat. En effet, l'eau de mer a présenté à plusieurs reprises un rapport isotopique identique à celui des carbonates du haut Shiloango, en particulier vers 720,

680 et 645 Ma (Fig. 4). Ces carbonates se situant à la partie sommitale du haut Shiloango, l'âge le plus jeune, de l'ordre de 645 Ma, semble le plus satisfaisant. La tillite inférieure du bas Congo, située sous le haut Shiloango, pourrait alors être attribuée à l'épisode glaciaire du Sturtien, daté à environ 713 Ma dans la péninsule Arabique [2].

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des trois échantillons du niveau C3b du Schisto-calcaire sont proches (0,70749 et 0,70757) et indifférenciables de celui du seul échantillon analysé du C5a (0,70756). À l'opposé, les échantillons du C4b s'avèrent nettement plus radiogéniques (0,70828 à 0,70836). Les échantillons du C3b et C5a sont très faiblement luminescents et ont des rapports Sr/Mn > 10 et des teneurs en Sr > 2000 ppm, alors que les échantillons du C4b présentent une couleur orangé prononcée en cathodoluminescence, des valeurs de Sr/Mn de 0,8 à 3,9 et des teneurs en Sr plus faibles et variables (mais supérieures à 300 ppm). Les rapports isotopiques du C4b ont pu être acquis lors de la diagénèse et ne seraient alors pas représentatifs de la valeur de l'eau de mer à l'époque du dépôt. Nous retiendrons donc des valeurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'ordre de 0,7075–0,7076 pour les carbonates du Schisto-calcaire du bas Congo. Ces valeurs imposent un âge de sédimentation post-Marinoen, mais antérieur au Cambrien ; selon la courbe de la Fig. 4, l'âge serait

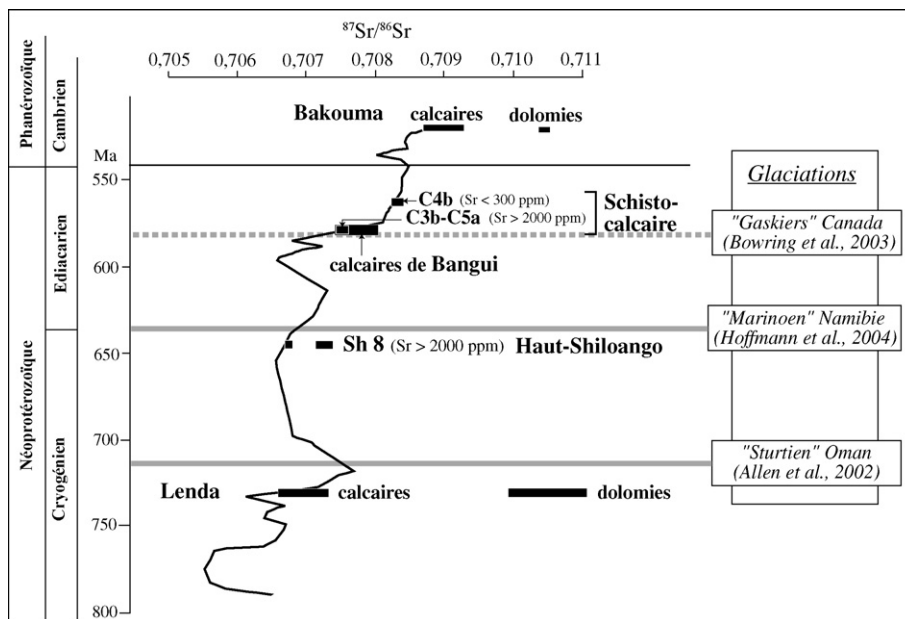


Fig. 4. Stratigraphie isotopique du Sr : la courbe d'évolution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est tirée de [8,35], et les positions chronologiques des glaciations du Sturtien, du Marinoen et Gaskiers sont issues de [2,28,14], respectivement.

Fig. 4. Sr isotopic stratigraphy: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evolutionary trend from [8] and [35], and chronological positions of the Sturtian, Marinoen and Gaskiers glaciations after [2,28,14], respectively.

d'environ 575 Ma. La tillite supérieure de bas Congo, située juste au-dessus du niveau daté du haut Shiloango (mais en dessous du Schisto-calcaire), est attribuée à l'épisode du Marinoen daté à 635 Ma en Namibie [28]. Il n'y a pas alors d'événement correspondant à la glaciation Gaskiers dans la région.

4.2. La bordure nord et nord-est du craton

Les rapports isotopiques du strontium des carbonates de la Lenda (Lindien) s'avèrent extrêmement variables (0,70663 à 0,71090). Il y a une bonne corrélation entre la pétrographie des échantillons analysés et les rapports isotopiques mesurés (Fig. 4b, Tableau 1). Les deux calcimicrites, non luminescentes, relativement riches en Sr (900–750 ppm) et pauvres en Mn (< 200 ppm), sont les moins radiogéniques (0,70663 et 0,70727). Les microdolosparites, faiblement luminescentes, ont des valeurs isotopiques intermédiaires (0,70998 et 0,71003), alors que les deux dolosparites largement cristallines, franchement luminescentes dans les tons orangé, pauvres en Sr (<150 ppm) et riches en Mn (Mn > 300 ppm), présentent des rapports isotopiques encore plus élevés (0,71059 et 0,71090). Seuls les rapports mesurés sur les calcimicrites sont susceptibles de correspondre à ceux de l'eau de mer au moment du dépôt. Cette valeur, inférieure à 0,707 est compatible avec un âge de dépôt anté-Sturtien. La courbe de la Fig. 4 permet une estimation chronologique entre 730 et 755 Ma.

Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des carbonates de la formation des schistes de l'Alolo (Lindien) sont tous fortement radiogéniques (0,71222 à 0,71325) (Tableau 1). Ils ne peuvent être représentatifs de l'eau de mer lors du dépôt, l'océan n'ayant jamais atteint des valeurs aussi élevées. Il est donc impossible de préciser, par cette approche, la position stratigraphique de cette unité. Tout au plus peut-on affirmer qu'elle est à la fois plus récente que le Sturtien (en admettant que c'est bien l'âge de la tillite de l'Akwokwo) et plus ancienne que la tectogenèse panafricaine régionale.

Les rapports isotopiques des dolomies de Bakouma et des calcaires de Bili sont élevés (0,70875 à 0,71067) (Tableau 1). Les calcaires de Bili à cathodoluminescence peu marquée et à rapports Sr/Mn relativement élevés (3 à 5) présentent les valeurs les plus basses. Si les rapports isotopiques les plus bas sont représentatifs de l'eau de mer lors du dépôt, cette formation ne peut alors être rapportée qu'au Cambrien, et il devient alors difficile de comprendre qu'elle soit affectée par la tectogenèse panafricaine, à moins de rajeunir l'âge de cette dernière au-delà de ce qui est couramment admis.

Plus probablement, une perturbation diagénétique a élevé le rapport isotopique, sans modifier de manière significative la chimie des carbonates. Quoiqu'il en soit, la stratigraphie isotopique du strontium s'avère impuissante à dater ces unités de Bakouma.

Les rapports isotopiques des échantillons de Zimba, de Fatima et de la Lessé, dans le bassin de Bangui, peu affectés par le métamorphisme, sont relativement homogènes (0,70759 à 0,70802). En fonction de la courbe de la Fig. 4, l'âge de dépôt serait de l'ordre de 575 Ma. En l'absence d'arguments démontrant l'enregistrement de la glaciation Gaskiers, nous admettons que ces valeurs indiquent un âge post-Marinoen pour les unités carbonatées du bassin de Bangui analysées ici. Notons que le rapport du calcaire métamorphique de la Mbali (0,70782) est indifférenciable de ceux obtenus pour les calcaires du Sud du bassin. En revanche, le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70943) du cipolin de Possel est nettement plus élevé et témoigne d'une ré-homogénéisation isotopique syn-métamorphe.

5. Corrélations lithostratigraphiques

Les corrélations lithostratigraphiques résumées sur la Fig. 5 permettent de compléter le cadre chronologique élaboré à partir des données isotopiques du strontium. Elles sont en accord avec les conclusions de Frimmel et al. [24] pour la bordure ouest du craton du Congo, et complètent ce travail pour les bordures nord et est.

Les grès de Kembé–Nakando du bassin de Fouroumbala (RCA) se prolongent par les quartzites de Kotta–Koli au sud de l'Oubangui. Ces dernières sont elles-mêmes en continuité d'affleurement avec les quartzites de Gemena (au Sud-Est de Bangui, province de l'Équateur de RDC) et les quartzites de Galamboge du Lindien de l'Est de la RDC (Fig. 2a). L'ensemble constitue un vaste complexe détritique de 2000 km de long, qui repose en faible discordance cartographique sur les formations préexistantes (Aruwimi, Bougboulou, Ubangien inférieur) et pourrait résulter de l'aplanissement de reliefs apparus lors d'une phase orogénique précoce (peut-être plus à l'est dans l'orogène est-africain [60]). Toutefois, il pourrait aussi correspondre à un complexe fluvio-deltaïque transgressif sur une paléotopographie résultant de l'émergence du plateau continental lors d'une phase glacio-eustatique. Quoiqu'il puisse être légèrement diachrone d'un endroit à l'autre, cet ensemble détritique s'avère de première importance pour les corrélations régionales. Dans le bassin de Fouroumbala, il se place entre les deux horizons glaciaires. Le plus ancien, appelé tillite

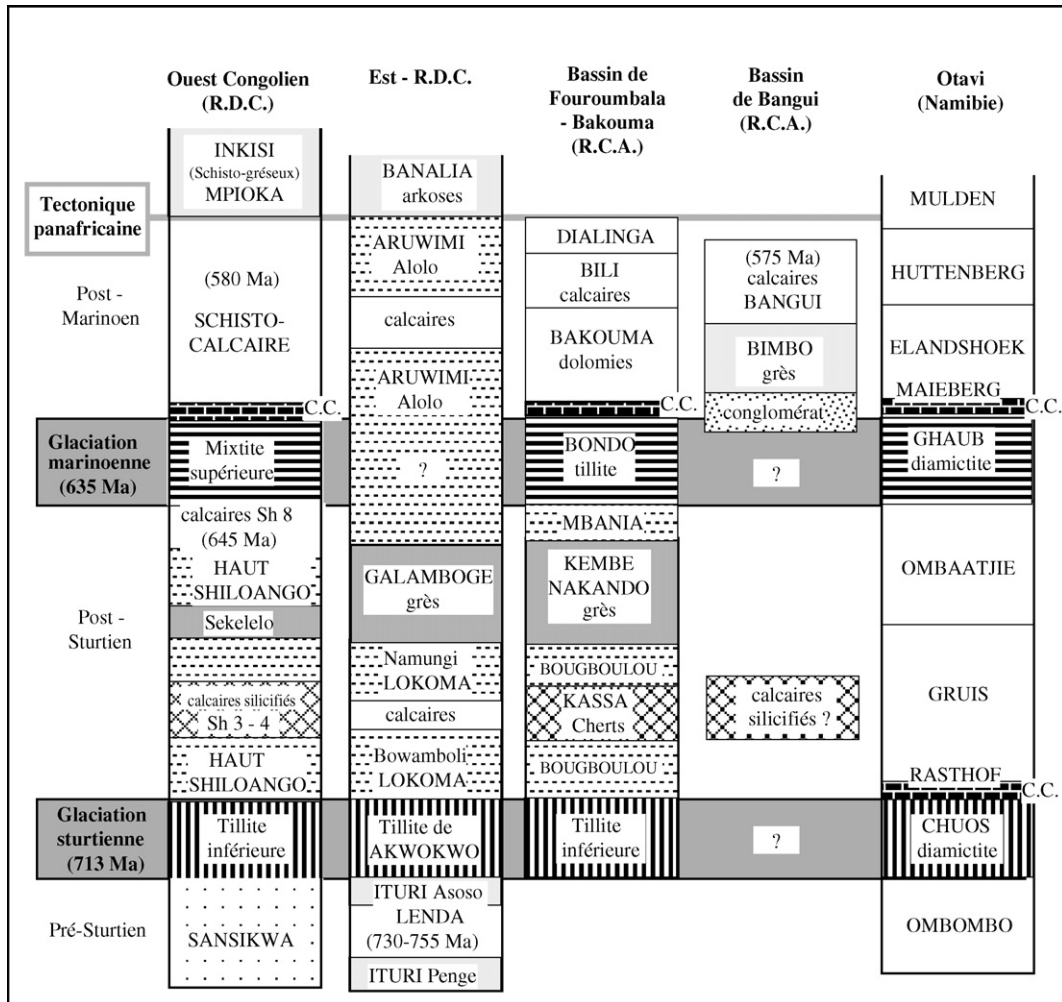


Fig. 5. Stratigraphie synthétique des formations du Néoproterozoïque du Nord-Est à l'Ouest du craton du Congo, basée sur les données de stratigraphie isotopique du Sr et les corrélations lithologiques ; comparaison avec le groupe d'Otavi (Namibie, [29,30]) ; C.C. : cap carbonate.

Fig. 5. Synthetic stratigraphy of the Neoproterozoic formations from the Northeast to the West of the Congo Craton, based on Sr isotopic stratigraphy and lithological correlations; comparison with the Otavi Group of Namibia [29,30] ; C.C.: cap carbonate.

inférieure, est situé à la base de la série de Bougboulou et repose en discordance sur le socle anté-néoproterozoïque. Le second, ou tillite de la Bondo, se place immédiatement au-dessus de l'ensemble détritique. Compte tenu de l'épaisseur du Bougboulou (plus de 600 m), qui sépare cet ensemble détritique de la tillite inférieure, il est difficile d'admettre que les deux épisodes glaciaires enregistrés correspondent à une seule glaciation. Il est donc préférable d'y voir les témoins des deux principales glaciations reconnues à l'échelle mondiale, les glaciations sturtienne et marinoenne.

Il s'ensuit que le Bougboulou, en continuité d'affleurement avec le Lokoma du Nord-Est de la RDC, doit être post-Sturtien. Les cherts du Kassa du Bougboulou et les rares calcaires du Lokoma (Fig. 3 et

Figs. 3 et 5) sont donc aussi plus récents que les tillites du Sturtien et sont recouverts par le complexe détritique évoqué plus haut. Ils doivent être sensiblement contemporains et témoignent de l'installation de plates-formes mixtes silico-carbonatées dans l'intervalle entre le Sturtien et le Marinoen. Les calcaires silicifiés de l'Ubanguien inférieur dans la province de l'Équateur de la RDC (Fig. 2b) sont également situés sous le complexe détritique et doivent appartenir au même ensemble. Dans les trois cas, les composantes carbonatées restent très mineures par rapport aux schistes et grès associés, et il ne s'agit pas de véritables *cap carbonates*.

Le puissant complexe détritique reconnu dans l'avant-pays des Oubanguides pourrait être l'équivalent

des grès de Sekelolo du haut Shiloango du bas Congo. Tous deux se placent entre les tillites attribuées aux glaciations sturtienne et marinoenne. S'il en est bien ainsi, les carbonates du haut Shiloango supérieur analysés ici (Sh8b), situés au-dessus des grès de Sekelolo (Fig. 5), ne peuvent pas être synchrones des carbonates plus ou moins siliceux du Nord et du Nord-Est du craton, qui ont été évoqués plus haut et qui se situent en dessous de l'ensemble détritique. Seuls les petits horizons carbonatés de la partie inférieure du haut Shiloango (Sh3-4) pourraient être contemporains des carbonates du Nord et Nord-Est du craton.

La tillite de la Bondo (unité glaciogénique supérieure du bassin de Fouroumbala) ne peut être attribuée qu'aux épisodes froids marinoen ou Gaskiers (varangien). Cette formation glaciaire est directement surmontée par les dolomies de Bakouma, dont les niveaux de base finement lités ont valeur de *cap carbonates*. Les rares horizons calcaires inclus dans les schistes de l'Alolo de l'Est de la RDC pourraient être rapprochés stratigraphiquement des unités carbonatées de l'unité de Bakouma, mais aucun témoin attribuable à un épisode froid marinoen ou Gaskiers n'a été reconnu dans le supergroupe de la Lindi qui ne comprend qu'une seule tillite (la tillite d'Akwokwo). Ces dépôts glaciaires peuvent faire totalement défaut, avoir été érodés ou ne pas avoir été caractérisés. À l'appui de cette dernière hypothèse, rappelons que la tillite de la Bondo est de très faible puissance (moins de 20 m) et n'a été reconnue qu'en sondage. Si les corrélations proposées ici sont exactes, c'est au sein de l'Aruwimi et immédiatement en dessous des carbonates des schistes de l'Alolo qu'il faudrait chercher les témoins de cet événement glaciaire.

À l'ouest et au nord-est du craton du Congo, la sédimentation est interrompue par la tectogenèse panafricaine qui induit d'importantes molasses (Mpioka et Banalia). Cependant, l'âge des différentes phases de la tectonique panafricaine reste à préciser, au vu de nouvelles études chronologiques et structurales. Il faut noter que les âges de 580 et 575 Ma proposés respectivement pour le sommet du Schisto-calcaire et les calcaires de Bangui sont difficilement compatibles avec les âges d'environ 630 à 600 Ma déterminés pour la tectonique majeure des zones internes de la chaîne Ouest-Congolienne [32,33] et la nappe des Oubanguides [59].

À partir de ces données isotopiques et stratigraphiques, il devient possible de corréler l'avant-pays de la chaîne Ouest-Congolienne et les formations du groupe Otavi, au nord de la chaîne du Damara [29,30] (Figs. 1 et 5). Les tillites inférieure et supérieure du bas Congo

doivent être corrélées respectivement aux diamictites de Chuos et Ghaub. Les unités situées entre les diamictites de Chuos et Ghaub (formations de Rashof, Gruis et Ombaatjie) correspondent au haut Shiloango. Le *cap carbonate* de Maieberg est l'équivalent de la dolomie litée de base du Schisto-calcaire. Le reste du Schisto-calcaire correspond aux unités carbonatées d'Elandshoek et de Huttenberg. Enfin, l'Ombobo Subgroup, situé en dessous de la diamictite de Ghaub, pourrait être un équivalent chronologique de tout ou partie de la Sansikwa du bas Congo.

6. Conclusions

Les données acquises par la stratigraphie isotopique du strontium et les corrélations lithologiques discutées ci-dessus permettent de proposer une stratigraphie synthétique des formations du Néoprotérozoïque du Nord-Est, à l'ouest du craton du Congo (Fig. 5).

Les plus anciens dépôts néoprotérozoïques sont antérieurs à la glaciation sturtienne. Il s'agit de l'Ituri, dans le supergroupe de la Lindi, et de la Sansikwa du groupe Ouest-Congolien. Les dépôts attribuables au Sturtien sont bien représentés dans le domaine Ouest-Congolien (tillite inférieure), mais plus ponctuels dans les Oubanguides (tillite de l'Akwokwo et tillite inférieure du bassin de Fouroumbala-Bakouma). Aucun *cap carbonate* post-Sturtien n'est présent dans les domaines considérés. Les dépôts post-Sturtien et anté-Marinoen correspondent partout à des produits de plates-formes silico-carbonatées. Une période d'émerision prolongée, avec érosion intense, pourrait expliquer la faible extension des produits glaciaires du Sturtien et l'absence de *cap carbonates* post-Sturtien.

Au Marinoen peuvent être attribuées la tillite supérieure du bas Congo et la tillite de la Bondo du bassin de Bakouma (RCA). Aucun dépôt glaciaire équivalent n'est reconnu dans le supergroupe de la Lindi, mais leur présence est possible dans le bassin de Bangui. Des *cap carbonates* post-Marinoen apparaissent bien représentés à la base du Schisto-calcaire de l'Ouest congolien et de la série carbonatée de Bakouma (RCA). Toutefois, il faudrait des données isotopiques du carbone pour mieux les caractériser.

La comparaison avec le groupe d'Otavi sur la bordure sud du craton du Congo permet la corrélation des tillites inférieure et supérieure du bas Congo avec, respectivement, les diamictites de Chuos et de Ghaub.

L'acquisition de données de stratigraphie isotopique du strontium sur les unités carbonatées d'autres domaines néoprotérozoïques, tels que la Bushimay et le Shaba, devrait à terme permettre l'établissement

d'une stratigraphie synthétique de l'ensemble du Néoprotérozoïque de la périphérie du craton du Congo. Ces données chronologiques sont essentielles pour replacer correctement ce craton dans le puzzle de l'évolution géodynamique du Néoprotérozoïque.

Remerciements

Les figures ont été améliorées par C. Cavaré-Hester (LMTG, Toulouse).

Références

- [1] B. Aderca, Étude pétrographique et carte géologique du district du Congo-Ubangi (Congo belge), *Inst. R. Colon. Belg., Mem. XVII (4) (1951) 63.*
- [2] P.A. Allen, S.A. Bowring, N.J. Leather, M. Brasier, A. Cozzi, J.-P. Grotzinger, G. MacCarron, J. Amthor, Chronology of Neoproterozoic glaciations: New insights from Oman, in : 16th International Sedimentological Congress, International Association of Sedimentologists, Johannesburg, 2002, Abstract volume, pp. 7–8.
- [3] C.J.S. de Alvarenga, R.V. Santos, E.L. Dantas, C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoen-age glacial diamictites in the Paragay Belt, Brazil, *Precambrian Res.* 131 (2004) 1–21.
- [4] P. Alvarez, Un segment proximal de rampe carbonatée d'âge Protérozoïque supérieur au Nord du craton d'Afrique centrale (Sud-Est de la République centrafricaine), *J. Afr. Earth Sci.* 22 (1996) 55–66.
- [5] P. Alvarez, J.-C. Maurin, Évolution sédimentaire et tectonique du bassin protérozoïque supérieur de Comba (Congo) : stratigraphie séquentielle du supergroupe Ouest-Congolien et modèle d'amortissement sur décrochements dans le contexte de la tectogénèse panafricaine, *Precambrian Res.* 50 (1991) 137–171.
- [6] P. Alvarez, J.-J. Chauvel, B. Van Viet-Lanoë, Obruchevella, cyanobactérie fossile du Protérozoïque supérieur du Congo. Implication sur l'âge du groupe Schisto-calcaire et la glaciation fini-Protérozoïque, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. IIA* 230 (1995) 639–646.
- [7] Y. Asmeron, S.B. Jacobsen, A.H. Knoll, N.J. Butterfield, K. Swett, Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution, *Geochim. Cosmochim. Acta* 55 (1991) 2883–2894.
- [8] K. Azmy, J. Veizer, A. Misi, T.F. De Oliveira, A.L. Sanches, M.A. Dardennes, Dolomitisation and isotope stratigraphy of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil, *Precambrian Res.* 112 (2001) 303–329.
- [9] J. Bertrand-Sarfati, Stromatolithes colonnaires de certaines formations carbonatées du Précambrien supérieur du bassin congolais (Bushimay, Lindien, Ouest congolien), *Ann. Mus. R. Afr. Centr. Tervuren, Belg., Sci. Geol.* 74 (1972) 47.
- [10] J. Bertrand-Sarfati, J.-P. Vicat, Les stromatolithes colonnaires du Schisto-calcaire du Protérozoïque supérieur du Congo et leur place dans la sédimentation, *Bull. Soc. géol. France* 8 (1987) 289–298.
- [11] G. Bigotte, G. Bonifas, Faits nouveaux sur la géologie de la région de Bakouma (préfecture du M'Bomou, République centrafricaine), *Chron. Rech. Min.* 370 (1968) 43–46.
- [12] M. Bonhomme, F. Weber, Données géochronologiques par la méthode Rb/Sr sur les séries du Précambrien supérieur de la région de Bakouma (République centrafricaine), *Ann. Soc. Geol. Belg.* 100 (1977) 125–133.
- [13] Y. Boulvert, Notice explicative de la carte pédologique de Bangui 1:200,000, Orstom, Paris, 1980, p. 47.
- [14] S. Bowring, P. Mysrow, E. Landing, J. Ramezani, J. Grotzinger, Geochronological constraints on terminal Neoproterozoic events and the rise of metazoans, *Geophys. Res. Abstr., EGS Nice (2003) 13219.*
- [15] L. Cahen, La stratigraphie et la tectonique du super-groupe Ouest-Congolien dans les zones médianes et externes de l'orogène ouest-congolien (Pan-africain) au bas Zaïre et dans les régions limitrophes, *Ann. Mus. R. Afr. Centr., Tervuren, Belg., Sci. Geol.* 83 (1978) 150.
- [16] L. Cahen, J. Lepersonne, Les mixtites du bas Zaïre. Mise au point préliminaire, *Ann. Rep., Dep. Geol. Min., Mus. R. Afr. Centr., Tervuren Belg.* (1976) 33–57.
- [17] L. Cahen, J. Lepersonne, Proterozoic diamictites of Lower Zaïre, in : M.J. Hambrey, W.B. Harland (Eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press, Cambridge, 1981, pp. 153–157.
- [18] L. Cahen, N.J. Snelling, J. Delhal, J.R. Vail, *The geochronology and evolution of Africa*, Clarendon Press, Oxford, New York, 1984, p. 512.
- [19] C.R. Calver, L.P. Black, J.L. Everard, D.B. Seymour, U–Pb zircon age constraints on late Neoproterozoic glaciation in Tasmania, *Geology* 32 (2004) 893–896.
- [20] M. Cornacchia, L. Giorgi, Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire de la République centrafricaine, *Ann. Mus. R. Afr. Centr., Tervuren, Belg., Ser. In-8, Sci. Geol.* 93 (1986) 51.
- [21] P. Dadet, Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo-Brazzaville au 1:500 000, *Mem. BRGM, Orléans, France*, 70, 1969 (103 p.).
- [22] H. Dianzenza-N'Défi, Les sédiments du Protérozoïque supérieur et leurs transformations au Nord-Ouest de la cuvette congolaise (Afrique centrale) ; apports des datations par les méthodes Rb–Sr et K–Ar, thèse 3^e cycle, université Louis-Pasteur, Strasbourg, 1983 (146 p.) (unpubl.).
- [23] C.M. Fanning, P.K. Link, U–Pb, SHRIMP age of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho, *Geology* 32 (2004) 881–884.
- [24] H.E. Frimmel, L. Tack, M.S. Basei, A.P. Nutman, A. Boven, Provenance and chemostratigraphy of the Neoproterozoic West Congolian Group in the Democratic Republic of Congo, *J. Afr. Earth Sci.* 46 (2006) 221–239.
- [25] I.M. Gorokhof, M.A. Semikhatov, A.V. Baskakov, E.P. Kutyaev, N.N. Mel'nikov, A.V. Sochava, T.L. Turchenko, Sr isotopic composition in Riphean, Vendian and Lower Cambrian carbonates from Siberia, *Stratigr. Geol. Correl.* 3 (1) (1995) 1–28.
- [26] G.P. Halverson, P.F. Hoffman, D.P. Schrag, A.C. Maloof, A.H. Rice, Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotopic record, *Geol. Soc. Am. Bull.* 117 (2005) 1181–1207.
- [27] M.J. Hambrey, W.B. Harland (Eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge University Press, Cambridge, 1981, p. 1004.
- [28] K.H. Hoffmann, D.J. Condon, S.A. Bowring, J.L. Crowley, U–Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation, *Geology* 32 (2004) 817–820.
- [29] K.H. Hoffmann, A.R. Prave, A preliminary note on a revised subdivision and regional correlation of the Otavi Group based on glaciogenic diamictites and associated cap dolostone, *Geol. Surv. Namibia Commun.* 11 (1996) 47–52.

- [30] P.F. Hoffman, A.J. Kaufman, G.P. Halverson, D.P. Schrag, A Neoproterozoic snowball Earth, *Science* 281 (1998) 1342–1346.
- [31] P.F. Hoffman, D.P. Schrag, The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change, *Terra Nova* 14 (2002) 129–155.
- [32] G. Hossié, Contribution à l'étude structurale de la chaîne ouest-congolienne dans le Mayombe congolais, thèse de 3^e cycle, université des sciences et techniques du Languedoc, Montpellier, 1980 (124 p., inédite).
- [33] G. Hossié, R. Caby, Unicité des déformations et du métamorphisme d'âge Pan-Africain dans la chaîne ouest-congolienne, in : *Abstr. 10^e Coll. Géol. Afr. Montpellier*, 1979, pp. 50–51.
- [34] H. Hudeley, Carte géologique de la République gabonaise au 1:1,000,000 et notice explicative, *Mem. BRGM, Paris* 72 (1970) 188.
- [35] S.B. Jacobsen, A.J. Kaufman, C. The Sr., O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater, *Chem. Geol.* 161 (1999) 37–57.
- [36] A.J. Kaufman, S.B. Jacobsen, A.H. Knoll, The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonic and paleoclimate, *Earth Planet. Sci. Lett.* 120 (1993) 409–430.
- [37] A.J. Kaufman, C. Herbert, G.P. Halverson, A. Bekker, H. Strauss, Isotopes, ice ages, and terminal Proterozoic Earth history, *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 94 (1997) 6600–6605.
- [38] B.S. Kendall, R.A. Creaser, G.M. Ross, Evaluation of the Re–Os geochronometer in organic-rich mudrocks as a method for constraining the absolute ages of Neoproterozoic glaciogenic deposits, *EOS* 83 (2002) 1299 (abs V52C).
- [39] M.J. Kennedy, B. Runnegar, A.R. Prave, K.H. Hoffman, M.A. Arthur, Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology* 26 (1998) 1059–1063.
- [40] J.L. Kirschvink, Late Neoproterozoic low-latitude glaciation: the snowball Earth, in : J.W. Schopf, C. Klein (Eds.), *The Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study*, Cambridge University Press, Cambridge, 1992, pp. 51–52.
- [41] A.H. Knoll, Learning to tell Neoproterozoic time, *Precambrian Res.* 100 (2000) 3–20.
- [42] P. Labrousse, Étude structurale et géologique de l'Empire centrafricain, Orstom, Bangui, 1978 (88 p., inédit).
- [43] J.-C. Maurin, F. Boudzoumou, L.M. Djama, P. Gian, A. Michard, J. Mpemba-Boni, J.-J. Peucat, C. Pin, J.-P. Vicat, La chaîne protérozoïque Ouest-Congolienne et son avant-pays au Congo : nouvelles données géochronologiques et structurales, implications en Afrique centrale, *C. R. Acad. Sci. Paris II, Ser. II* 312 (1991) 1327–1334.
- [44] V.A. Melezhik, I.M. Gorokhof, A.B. Kutzetsov, A.E. Fallick, Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for 'blind dating', *Terra Nova* 13 (2001) 1–11.
- [45] J.-L. Mestraud, Géologie et ressources minérales de la République centrafricaine, *Mem. BRGM, Paris*, 60, 1982, p. 186.
- [46] N.R. Miller, M. Alene, R. Sacchi, R.J. Stern, A. Conti, A. Kröner, G. Zuppi, Significance of the Tambien Group (Tigray, N. Ethiopia) for snowball Earth events in the Arabian-Nubian Shield, *Precambrian Res.* 121 (2003) 263–283.
- [47] C. Pin, Essai sur la chronologie et l'évolution de la chaîne hercynienne d'Europe, thèse, université de Clermont-Ferrand, 1989 (470 p.).
- [48] J.-L. Poidevin, Les formations du Précambrien supérieur de la région de Bangui (République centrafricaine), *Bull. Soc. géol. France XVIII* (1976) 999–1003.
- [49] J.-L. Poidevin, Échelle stratigraphique des formations précambriennes de Centrafrique (E.C.A.), *10^e Coll. Géol. Afr., Montpellier*, 1979, p. 12. (résumé).
- [50] J.-L. Poidevin, Le Protérozoïque supérieur de la République centrafricaine, *Ann. Mus. R. Afr. centr., Tervuren, Belg., Sci. Geol.* 91 (1985) 75.
- [51] J.-L. Poidevin, Discussion, Un segment proximal de rampe carbonatée d'âge Protérozoïque supérieur au nord du craton d'Afrique centrale (Sud-Est de la République centrafricaine), *J. Afr. Earth Sci.* 23 (1996) 257–262.
- [52] J.-L. Poidevin, J. Alabert, J.D. Miauton, Géologie des séries du Précambrien supérieur de la région de Bakouma (République centrafricaine), *Bull. BRGM, Sect IV 4* (1981) 313–320.
- [53] B.F. Schaefer, J.M. Burgess, Re–Os isotopic age constraints on deposition in the Neoproterozoic Amadeus Basin: implications for the 'snowball Earth', *J. Geol. Soc.* 160 (2003) 825–828.
- [54] L.J.G. Schermerhorn, Late Precambrian tilloids of northwest Angola, in : M.J. Hambrey, W.B. Hardland (Eds.), *Earth's pre-pleistocene glacial record*, Cambridge University Press, 1981, pp. 158–161.
- [55] P.W. Schmidt, G.E. Williams, The Neoproterozoic climate paradox: Equatorial paleolatitude for Marinoan glaciation near sea-level in south Australia, *Earth Planet. Sci. Lett.* 134 (1995) 107–124.
- [56] W.I. Stanton, L.J.G. Schermerhorn, H.R. Korpershoek, The West Congo system, *Bol. Ser. Geol. Minas Angola* 8 (1963) 69–78.
- [57] L. Tack, M.T.D. Wingate, J.-P. Liégeois, M. Fernandez-Alonso, A. Deblond, Early Neoproterozoic magmatism (1000–910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton, *Precambrian Res.* 110 (2001) 277–306.
- [58] J.-M. Thibaut, Synthèse des travaux de la convention Zaïre – BRGM 1969–1980 tome I : Géologie et minéralisations de la région de l'équateur. Avec carte géologique au 1:500 000, département des mines, république du Zaïre, 1983, 163 p.
- [59] S.F. Toteu, R. Yongue Fouateu, J. Penaye, J. Tchakounte, A.C. Seme Mouangue, W.R. Van Schmus, E. Deloule, H. Stendal, U-Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt, *J. Afr. Earth Sci.* 44 (2006) 479–493.
- [60] R. Trompette, *Geology of Western Gondwana (2000–500 Ma)*. Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa, A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 1994(350 p.).
- [61] T. Verbeek, Géologie et lithologie du Lindien (Précambrien supérieur du Nord de la république démocratique du Congo), *Ann. Mus. R. Afr. centr., Tervuren, Belg., Sci. Geol.* 66 (1970) 311.
- [62] P. Wacrenier, J.-P. Wolf, Carte géologique de reconnaissance de la République centrafricaine 1:500 000, feuille de Bangui ouest, avec notice explicative, dir. Mines et Géol. RCA, Bangui (1965) 35.
- [63] M.R. Walter, J.J. Veivers, C.R. Calver, P. Gorjan, A.C. Hill, Dating 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon and sulfur in seawater, and some interpretative models, *Precambrian Res.* 100 (2000) 371–433.
- [64] S. Xiao, H. Bao, H. Wang, A.J. Kaufman, C. Zhou, G. Li, X. Yuan, H. Ling, The Neoproterozoic Qurugtagh Group in eastern Chinese Tianshan: evidence for a post-Marinoan glaciation, *Precambrian Res.* 130 (2004) 1–26.
- [65] C. Zhou, R. Tucker, S. Xiao, Z. Peng, X. Yuan, Z. Chen, New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in South China, *Geology* 32 (2004) 437–440.