

NOUVELLES DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES
RELATIVES AU COMPLEXE GABBRO-NORITIQUE
ET CHARNOCKITIQUE DU BOUCLIER DU KASAI
ET A SON PROLONGEMENT EN ANGOLA (*)

par J. DELHAL (**), D. LEDENT (***) et J. R. TORQUATO (****)

(4 figures dans le texte)

RÉSUMÉ

De nouveaux résultats Rb-Sr et U-Pb confirment les données publiées (Delhal et Ledent, 1971) relatives à l'âge et aux rapports Sr^{87}/Sr^{86} initiaux du strontium des roches charnockitiques du Kasai : l'âge de la charnockitisation est compris entre 2850 m.a. et 2900 m.a. Le rapport initial Sr^{87}/Sr^{86} extrêmement bas ($0,7005 \pm 0,0014$) de l'isochrone relative au faciès hololeucocrate à mésoperthite montre le caractère juvénile de ces roches par rapport aux gneiss enderbitiques et charnockitiques auxquels elles sont associées et dont les rapports initiaux plus élevés ($\approx 0,705$) témoignent d'une histoire crustale plus longue.

Un ensemble de résultats obtenus sur des gneiss de caractère charnockitique de la région de Cuango ($9^{\circ}10'S-17^{\circ}58'E$) en Angola confirme les conclusions des études pétrographiques antérieures (Delhal et Fieremans, 1964) selon lesquelles les roches charnockitiques du Kasai et d'Angola font partie d'un même complexe qui s'étend de la zone littorale atlantique en Angola jusqu'à un peu au-delà du 24° méridien Est au Zaïre.

ABSTRACT

New Rb-Sr and U-Pb data on different types of rocks associated in the charnockitic complex in the Kasai region of Zaïre confirm previously published results (Delhal and Ledent, 1971) : the age of the charnockitisation is fixed at 2850-2900 m.y. The extremely low ($0,7005$) initial ratio Sr^{87}/Sr^{86} of the isochron given by the hololeucocratic mesoperthitic facies indicates a juvenile origin for the rocks of this facies whereas the enderbitic, charnockitic and garnet sillimanite gneisses have a longer crustal history as indicated by their higher initial ratios ($\approx 0,705$).

The results obtained on charnockitic rocks outcropping in the area around Cuango ($9^{\circ}10'S-17^{\circ}58'E$) in Angola give an identical isochron age (circa 2850 m.y.). This agrees with the findings of a previous petrological study (Delhal and Fieremans, 1964) of which the conclusions were that the charnockitic rocks of Kasai and Angola belong to a same complex, 1200 km long, extending from near the Atlantic coastal area in Angola to a slight distance East of $24^{\circ}E$ in Kasai (Zaïre).

(*) Communication présentée le 3 février 1976, manuscrit déposé le 9 mars 1976.

(**) Département de Géologie et Minéralogie, Musée royal de l'Afrique Centrale, B-1980, Tervuren, Belgique.

(***) Laboratoire de Pétrologie et de Minéralogie, Université libre de Bruxelles, Avenue Franklin Roosevelt, Bruxelles, Belgique.

(****) Centro de Pesquisas geocronológicas da Universidade de São Paulo, Brasil. Adresse actuelle : Programa de Pesquisa e Pósgraduação em Geofísica, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.

(**) et (***) Centre belge de Géochronologie.

I. INTRODUCTION

Le Complexe gabbro-noritique et charnockitique du Kasai-Lomami a fait l'objet d'une série de publications qui en ont décrit la composition, et qui ont défini et en partie résolu les problèmes de ses origines, de son évolution et de ses relations avec les autres formations du socle précambrien du Kasai (Delhal *et al.*, 1957 à 1973). Son extension en Angola jusqu'à proximité de la côte atlantique a été établie par des corrélations pétrographiques (Delhal et Fieremans, 1964). Une première étude géochronologique (Delhal et Ledent, 1971) a fixé l'âge de la charnockitisation à 2870 m.a. En outre, les données pétrologiques et géochronologiques ont montré qu'une part importante des roches qui constituent ce complexe appartiennent originellement à un cycle antérieur à celui de la charnockitisation. Un résumé de l'état général des connaissances en 1973 a été donné par Cahen, Delhal et Lavreau (1976).

La présente note rassemble les résultats géochronologiques que deux des auteurs (J. Delhal et D. Ledent) ont obtenus depuis 1973, ainsi que ceux, jusqu'ici inédits, des datations effectuées par R. Torquato sur des roches situées dans le prolongement en Angola du Complexe charnockitique du Kasai.

Les données déjà publiées, et que nous reconsidérons dans cette note, concernaient principalement la région la plus caractéristique, et aussi la plus étudiée en général, du « Complexe gabbro-noritique et charnockitique », à savoir la « zone charnockitique » occupant le sud du degré carré de Luiza (S8/22) et que, dans la suite de cet exposé, nous appellerons région de Musefu (7° 49' S - 22° 42' E).

Les nouvelles données se rapportent surtout, d'une part, à la région de Kanda-Kanda (6° 56' S - 23° 36' E), située à la limite nord-orientale du Complexe, et, d'autre part, vers l'ouest, à la région de Cuango (9° 10' S - 17° 58' E) en Angola.

Les nouveaux résultats ne modifient pas l'âge de la charnockitisation tel qu'il a été publié en 1971, ni les conclusions tirées de différences constatées dans les rapports isotopiques initiaux du strontium de différents faciès du Complexe dans la région de Musefu. Toutefois, on verra qu'à la suite de la rectification d'une erreur dans les résultats antérieurs, la nouvelle valeur de l'âge Rb-Sr concorde mieux avec l'âge U-Pb en utilisant, pour λ Rb⁸⁷ la valeur de $1,39.10^{-11}.a^{-1}$ plutôt que celle de $1,47.10^{-11}.a^{-1}$ utilisée précédemment.

Le principal intérêt de ce travail est d'apporter la confirmation géochronologique des conclusions des études pétrographiques antérieures selon lesquelles les roches charnockitiques du Kasai et d'Angola font partie d'un même complexe qui s'étend de la zone littorale atlantique en Angola jusqu'un peu au delà du 24° méridien Est au Zaïre.

2. PRÉSENTATION DES FACIÈS ÉTUDIÉS

Dans la région de Musefu, des roches hololeucocrates, constituées de méso-perthite et de quartz sont, en quantité subordonnée, intimement associées aux roches enderbittiques et charnockitiques proprement dites, et aux paragneiss à grenat et sillimanite, qui, ensemble, constituent la majeure partie des roches du complexe à cet endroit.

Dans la région de Kanda-Kanda, un faciès hololeucocrate comparable est associé à des roches en moyenne grano-dioritiques et tonalitiques non charnockitiques. Les seules roches de cette région qui renferment de l'hypersthène ainsi que de l'augite et du grenat sont intimement associées à de petits massifs de quartzites

ferrugineux qui proviendraient de leur transformation et qui sont « enracinés » dans les tonalites et les granites (Morelli et Rauqc, 1962).

Le faciès hololeucocrate est le plus susceptible de représenter l'événement charnockitique proprement dit. En effet, dans la mesure où le complexe charnockitique peut, dans la région de Musefu, être comparé à des migmatites, le faciès hololeucocrate en constituerait l'« ichor », le « mobilisat » ou le « néosome ». A Kanda-Kanda, il représente la phase charnockitique dans un milieu non charnockitique, situé à la limite bathymétrique de la catazone, et pouvant correspondre soit au substrat des charnockites, soit à une granitisation contemporaine de la charnockitisation. Si cependant la masse grano-dioritique et tonalitique résultait d'une recristallisation ou d'une granitisation dibayennes postérieures à la charnockitisation (2700 m.a., d'après Delhal, Ledent et Pasteels, 1975), les roches hololeucocrates à mésoperthite pourraient être des vestiges d'une extension beaucoup plus vaste du faciès profond qu'elles représentent. Ces différentes hypothèses ne sont d'ailleurs pas incompatibles entre elles.

Le faciès hololeucocrate est, par ailleurs, le meilleur matériau pour l'étude géochronologique; les autres faciès ont, en effet, des rapports Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ trop faibles pour fournir des âges suffisamment précis par la méthode Rb-Sr avec les moyens techniques utilisés. Nous avons donc cherché, au moyen d'une sélection de roches du faciès hololeucocrate, à vérifier l'isochrone existante dans la région de Musefu et à établir une autre isochrone dans la région de Kanda-Kanda. Bien que les relations de terrain et les données pétrologiques indiquent que ces roches relèvent d'un même phénomène (ce que cette étude géochronologique vient confirmer), il y avait lieu a priori de les considérer séparément pour tenir compte de leurs environnements différents et aussi des influences, différentes d'une région à l'autre, des phénomènes postérieurs à la charnockitisation, à savoir la granitisation et la migmatitisation dibayennes datées à 2700 m.a. (Delhal, Ledent et Pasteels, 1975) et le métamorphisme lié à l'orogénèse luizienne daté à 2475 m.a. (Delhal et Ledent, 1973).

Dans la région de Musefu, la cataclase importante qui affecte l'ensemble des roches du complexe doit être attribuée au Dibayen sur base des corrélations chronologiques établies par les études géologiques et pétrologiques. Les travaux géochronologiques ont d'ailleurs montré que l'âge apparent (c.à.d. celui de la fermeture du système Rb-Sr) des biotites des roches charnockitiques de cette région est de 2490 m.a. et qu'il correspond donc vraisemblablement à l'âge d'une phase de la sédimentation luizienne résultant de l'érosion du complexe gabbronitique et charnockitique en voie de surrection (Delhal et Ledent, 1971; âges recalculés avec $\lambda_{\text{Rb}^{87}} = 1,39.10^{-11} \text{ a}^{-1}$).

Dans la région de Kanda-Kanda, la cataclase et la rétro-morphose sont luiziennes, mais ces phénomènes sont assez superficiels en ce sens qu'ils n'affectent fortement que les roches du socle situées à proximité immédiate des lambeaux des méta-sédiments luiziens, caractère déjà observé plus à l'ouest (Delhal et Ledent, 1973). L'âge apparent des biotites du substrat du Luizien dans la région de Kanda-Kanda est de 2100 m.a. Les échantillons du faciès hololeucocrate, retenus pour cette étude, ne sont pas affectés par la cataclase et apparemment pas ou peu par la rétro-morphose luizienne. Leur structure est granoblastique comme celle des roches grano-dioritiques et tonalitiques auxquelles elles sont associées. Quant à l'origine de cette structure, on se trouve devant l'alternative déjà indiquée plus haut, soit qu'elle s'identifie encore avec la structure du substrat précharnockitique, soit qu'elle résulte d'une granitisation contemporaine de la charnockitisation, ou dibayenne de type « granite de la Malafudi » non cataclaté (Delhal, Rauqc, Thoreau, 1967; Delhal, Ledent, Pasteels, 1975).

Nous verrons que les événements postérieurs à la charnockitisation ont, dans les deux régions, peu affecté le système Rb-Sr des roches totales, seules considérées dans cette étude, encore qu'ils soient vraisemblablement la cause principale de l'imprécision sur la valeur de l'âge de la charnockitisation, que fournit la méthode Rb-Sr.

En ce qui concerne l'Angola, les échantillons étudiés proviennent de fenêtres du socle dans la couverture mésozoïque et cénozoïque autour et au nord-est du poste de Cuango. Beaucoup d'entre eux ont des caractères pétrographiques et structuraux identiques à ceux des roches charnockitiques de la région-type du Kasai, les autres ont des affinités charnockitiques suffisantes pour ne pas être dissociés des premiers. L'échantillonnage dont on dispose est toutefois trop diversifié pour qu'on puisse, comme au Kasai, y sélectionner un nombre suffisant d'échantillons d'un même faciès.

3. DONNÉES ANALYTIQUES ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS (*)

3.1. RUBIDIUM-STRONTIUM.

3.1.1. *Faciès hololeucocrate dans les régions de Musefu et de Kanda-Kanda*

Dans la région de Musefu, on dispose des résultats de 7 mesures (tableau I) effectuées sur des roches formées de mésoperthite et de quartz, très comparables, entre elles, et toutes affectées par une cataclase prononcée que nous avons rapportée au Dibayen (2700 m.a.). Bien qu'un peu de microcline apparaisse dans les fins produits de la granulation, il n'y a pas à cet endroit de rétro-morphose notable liée à la déformation.

TABLEAU I

Résultats analytiques Rb-Sr sur roches totales relatifs au faciès hololeucocrate dans la région de Musefu.

n° R.G.	Rb ppm	Sr ppm	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ ± 2 %
a) (B.121)	42,1	288	0,7178 ± 0,0003	0,4236
b) (Kl.46)	126	182	0,7800 ± 0,003	2,017
c) 12.228	182 (*)	192 (*)	0,8140 ± 0,003	2,739 (1)
d) 73.584	68,0	53,7	0,8519 ± 0,002	3,715
e) 73.534	81,2 (*)	55,7 (*)	0,8749 ± 0,003	4,279 (1)
f) 73.515	133	56,3	0,9745 ± 0,0004	6,990
g) 73.583	107	33,4	1,0807 ± 0,003	9,660 (2)

(*) Dilution isotopique; tous les autres résultats ont été obtenus par Fluo X.

(1) Résultats déjà publiés dans Delhal et Ledent, 1971.

(2) Remplace le résultat erroné pour le Rb publié dans Delhal et Ledent, 1971.

(*) Les âges sont calculés en utilisant la valeur $\lambda \text{Rb}^{87} = 1,39 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$. Le calcul des isochrones a été effectué suivant le programme de York (1966). Les erreurs attribuées aux âges et aux valeurs des rapports Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ initiaux représentent 2σ. Les analyses ont été effectuées au Centre belge de Géochronologie ainsi que, pour la majeure partie des roches d'Angola, au Centro de Pesquisas geocronológicas de l'Université de São Paulo, en utilisant des méthodes et des appareillages comparables.

Les points a à g (fig. 1) correspondant aux sept échantillons définissent une isochrone de :

$$2817 \pm 57 \text{ m.a.}; R_i = 0,7009 \pm 0,0009; \text{MSWD} = 0,83$$

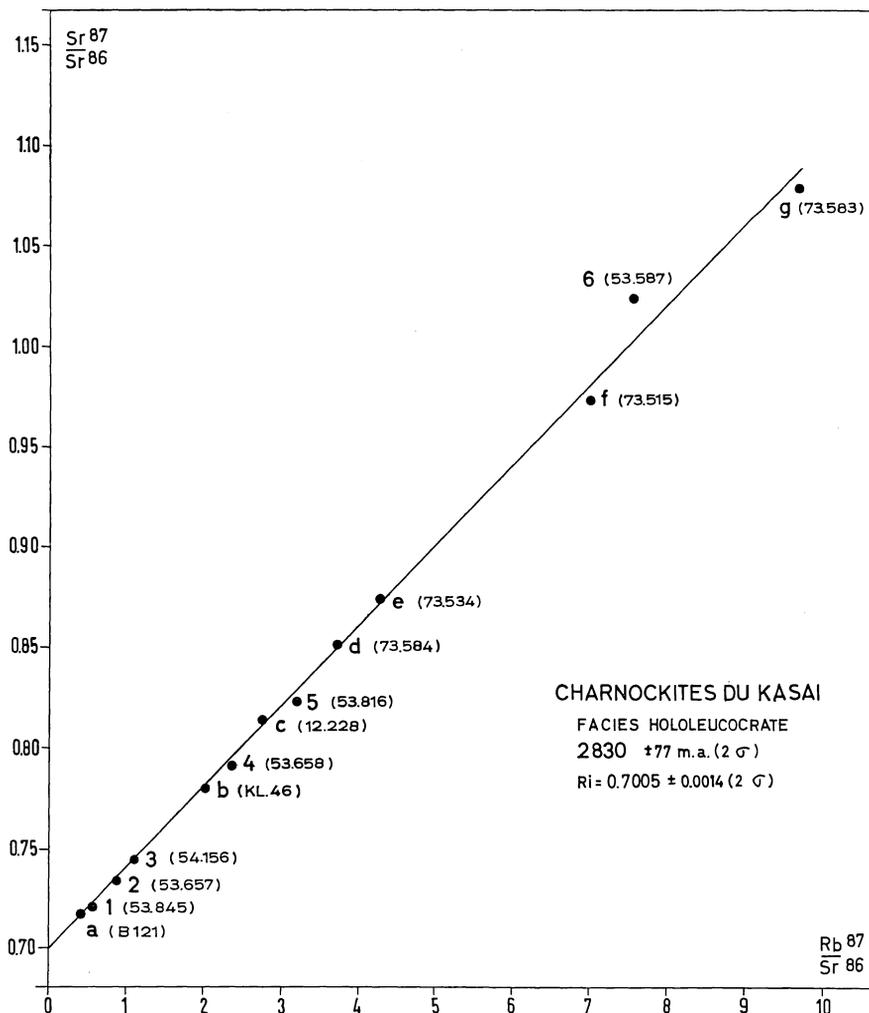


Fig. 1. — Isochrone de référence relative aux roches totales du faciès hololeucocrate à mésoperthite dans les régions de Musefu (a à g) et de Kanda-Kanda (1 à 6).

La valeur faible de MSWD (*) confirme l'homogénéité des roches et celle des effets de la cataclase qui les affecte.

Dans la région de Kanda-Kanda, six mesures (tableau II, n° 1 à 6) ont été effectuées sur des roches hololeucocrates qui sont comparables aux précédentes tout

(*) Mean Square of Weighted Deviates (moyenne de la somme pondérée des carrés des écarts à la moyenne).

en s'en distinguant par plusieurs caractères. Elles ne sont pas cataclasées et leur structure est granoblastique et subéquigranulaire. La composition varie d'un échantillon à l'autre; ainsi les six échantillons analysés forment-ils une série allant d'un type pratiquement identique au faciès hololeucocrate de Musefu (54.156) vers des types dans lesquels le microcline et le plagioclase finissent par dominer sur le feldspath perthitique. Si cette gradation est interprétée comme une recristallisation plus ou moins prononcée en milieu bathymétrique moins profond, celle-ci, vraisemblablement dibayenne (2700 m.a.), s'est faite sans déformation et sans remobilisation importante, et elle est peu susceptible d'avoir entraîné dans ces faciès peu alcalins une réhomogénéisation du strontium radiogénique. Un tel comportement a été décrit dans les migmatites kiméziennes de Boma au Bas-Zaïre (Delhal et Ledent, 1976). A noter encore la présence très accessoire, dans l'un ou l'autre échantillon, de minéraux secondaires, tels que de la biotite verte sagénétique et des granules d'épidote, caractéristiques du métamorphisme qui affecte les terrains luiziens susjacentes et le socle à son contact.

TABLEAU II

Résultats analytiques Rb-Sr sur roches totales relatifs au faciès hololeucocrate de la région de Kanda-Kanda

n° R.G.	Rb ppm	Sr ppm	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ ± 2 %
1) 53.845	75,7	384	0,7211 ± 0,002	0,5711
2) 53.657	51,1	171	0,7343 ± 0,003	0,8706
3) 54.156	75,2 (*)	199 (*)	0,7443 ± 0,003	1,096 (1)
4) 53.658	80,0	99,0	0,7915 ± 0,0006	2,357
5) 53.816	91,4	83,9	0,8235 ± 0,0004	3,188
6) 53.587	108	42,7	1,0252 ± 0,0004	7,552

(*) Dilution isotopique; tous les autres résultats ont été obtenus par Fluox X.

(1) Résultats déjà publiés dans Delhal et Ledent, 1971.

Les points 1 à 6 reportés également sur la figure 1 définissent une isochrone de :

$$2927 \pm 182 \text{ m.a.}; Ri = 0,6965 \pm 0,0052; MSWD = 3,43$$

dont la précision moindre que celle de l'isochrone des roches de Musefu est attribuable à l'hétérogénéité des échantillons.

Si on réunit maintenant dans un même calcul l'ensemble des résultats relatifs aux deux régions, on obtient une isochrone par 13 points dont les caractéristiques sont :

$$2830 \pm 77 \text{ m.a.}; Ri = 0,7005 \pm 0,0014; MSWD = 2,48$$

Cette isochrone, qui est celle qui a été tracée sur la figure 1, peut être considérée comme une isochrone de référence pour toutes les roches de faciès hololeucocrate. Il ressort en effet de la disposition des points remarquablement alignés sur le graphique que la différence entre les âges de 2817 m.a. et 2927 m.a. des deux régions considérées séparément est essentiellement imputable à trois points seulement (6, f et g) ayant les rapports Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ les plus grands.

S'il est facile d'expliquer la position un peu basse de certains points par rapport à l'isochrone de référence, en invoquant des pertes de Sr radiogénique liées aux phénomènes postérieurs dibayen et même luizien, la position anormalement haute du point n° 6 de la région de Kanda-Kanda (pour lequel l'analyse a été répétée et dont l'âge apparent calculé avec 0,7005 est de 3030 m.a.) n'est explicable qu'en invoquant un enrichissement en Sr⁸⁷ ou une perte de Rb à un moment donné de son histoire.

La valeur très basse du rapport Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ initial que l'on obtient dans tous les cas, par région ou globalement (Ri de l'isochrone de référence = 0,7005) confirme que « la valeur très basse (voisine de 0,7000) du rapport initial de l'isochrone des roches hololeucocrates semble exclure pour ces roches l'éventualité d'une origine plus ancienne et indiquer qu'elles résultent d'un apport juvénile » (Delhal et Ledent, 1971).

3.1.2. *Faciès enderbitiques, charnockitiques et paragneissiques de la région de Musefu*

8 résultats se rapportant à des spécimens de différents types de roches qui forment la grande masse de la partie charnockitique du complexe gabbronoritique et charnockitique sont donnés au tableau III. A l'exception des résultats relatifs à E 1 (qui remplace un résultat ancien erroné) et de E 2 (qui est nouveau) tous les résultats (E 3 à E 8) ont déjà été publiés dans Delhal et Ledent (1971).

TABLEAU III

Résultats analytiques Rb-Sr sur roches totales relatifs aux enderbites, charnockites et paragneiss à grenat et sillimanite, dans la région de Musefu

n° R.G.	Rb ppm	Sr ppm	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ ± 2 %
E.1) 12.201 a	13,8 (*)	174 (*)	0,7167 ± 0,0008	0,2305 (2)
E.2) 71.545/548	49,0	424	0,7161 ± 0,0005	0,3346
E.3) 73.703	10,9 (*)	92,2 (*)	0,7184 ± 0,003	0,3446 (1)
E.4) 12.211	37,8 (*)	266 (*)	0,7233 ± 0,003	0,4117 (1)
E.5) 12.227	104 (*)	425 (*)	0,7336 ± 0,003	0,7145 (1)
E.6) 73.538	45,1 (*)	168 (*)	0,7400 ± 0,003	0,7802 (1)
E.7) 12.201 c	140 (*)	193 (*)	0,7838 ± 0,003	2,122
E.8) 73.406	65,9 (*)	38,2 (*)	0,9092 ± 0,003	5,094

(*) Dilution isotopique; les autres résultats ont été obtenus par Fluo X.

(1) Résultats déjà publiés dans Delhal et Ledent, 1971.

(2) Remplace le résultat erroné pour Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ publié dans Delhal et Ledent, 1971.

Dans cette note, nous avons déjà fait remarquer que les points correspondant à ces échantillons, de rapport Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ inférieur à 1, venaient se placer sur le graphique au dessus de l'isochrone des roches hololeucocrates du fait des valeurs relatives plus grandes de leurs rapports Sr⁸⁷/Sr⁸⁶. La figure 2 illustre cette position des points E 1 à E 6 par rapport à la nouvelle isochrone de 2830 m.a. qui, dans cette partie du graphique (Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ < 1), est soutenue par trois points (nouveaux) de roches hololeucocrates (points a, 1 et 2, voir fig. 1), dont un (a) provient de la même région de Musefu. La disposition des points des différents faciès suggère fortement l'existence de deux isochrones parallèles de rapports initiaux différents (≈ 0,705

pour les gneiss enderbitiques et les paragneiss, et 0,7005 pour les roches hololeucocrates) et implique donc une histoire crustale plus ancienne pour les gneiss.

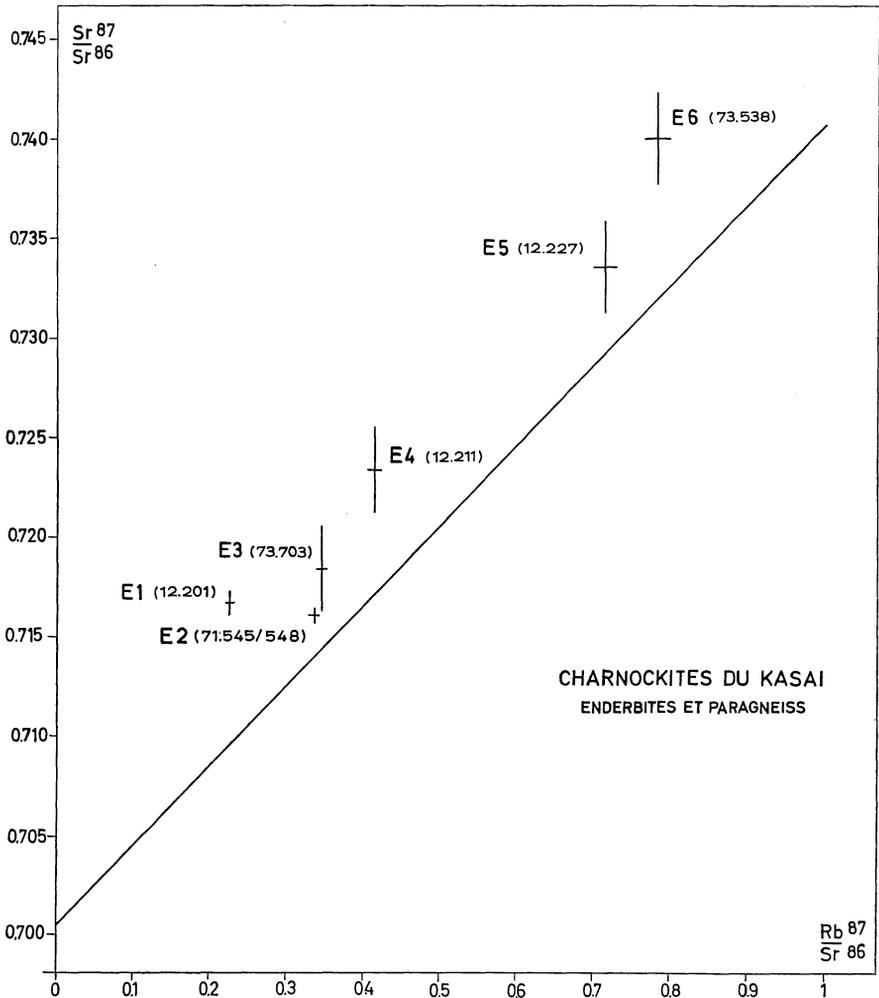


Fig. 2. — Position des points relatifs aux gneiss enderbitiques et charnockitiques et aux paragneiss de la région de Musefu, par rapport au tracé de l'isochrone de référence du faciès hololeucocrate à mésoperthite (2830 m.a.; R_i : 0,7005).

Les échantillons E 7 et E 8 ont des rapports Rb^{87}/Sr^{86} très supérieurs à 1 et ne sont donc pas représentés sur la figure 2. Ce sont des roches grenatifères riches en feldspaths mésoperthitiques ou perthitiques et dont les points représentatifs, contrairement à ceux des roches E 1 à E 6, sont situés très près de l'isochrone du faciès hololeucocrate. Ceci est manifestement dû à l'abondance des feldspaths mésoperthitiques et tenderait également à montrer que la feldspathisation des paragneiss résulte, tout au moins en partie, d'un apport juvénile et non d'une remobilisation *in situ*.

3.1.3. *Faciès divers du Complexe charnockitique dans la région de Cuango (Angola)*

Parmi les 11 échantillons étudiés, il existe des spécimens typiquement comparables aux faciès du Kasai, enderbitique (72.432), hololeucocrate à mésoperthite (72.425) et hololeucocrate à antiperthite (72.428 et D 6).

Toutes les roches sont affectées par une cataclase à laquelle est liée dans certaines d'entre elles (C 3 et D 5) une rétro-morphose partielle qui se caractérise surtout par la recristallisation de l'orthose en microcline.

Les autres échantillons analysés qui renferment les uns du grenat (C 1, C 4, D 1), les autres de la hornblende (D 2, C 5), accompagnés de biotite brun-rouge, ne sont pas directement comparable aux faciès charnockitiques du Kasai, mais leur appartenance charnockitique est cependant vérifiée par la présence et par la forme caractéristique des facules antiperthitiques et perthitiques de leurs feldspaths.

Les résultats analytiques relatifs à ces différentes roches sont donnés dans le tableau IV et les points correspondants sont reportés sur la figure 3 qui montre leurs positions par rapport au tracé de l'isochrone des roches hololeucocrates du Kasai.

TABLEAU IV

Résultats analytiques Rb-Sr sur roches totales relatifs aux gneiss charnockitiques dans la région de Cuango (Angola)

n°	Rb ppm	Sr ppm	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ ± 1,5 %	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ ± 2 %
R.G. 72.432	7,68	920	0,7018	0,0241
D.2	15,2	—	0,7020	0,0310
C.1	12,7	520	0,7040	0,0710
C.5	22,0	800	0,7030	0,0800
C.3	23,4	666	0,7050	0,1020
D.6	24,2	569	0,7060	0,1230
D.5	75,0	822	0,7110	0,2600
R.G. 72.428	46,5	396	0,7150	0,3401
D.1	64,5	532	0,7150	0,3500
C.4	53 (*)	349 (*)	0,7181	0,4401
R.G. 72.425	101 (*)	346 (*)	0,7346	0,8469 (1)

(*) Dilution isotopique; les autres résultats ont été obtenus par Fluo X.

(1) Remplace le résultat erroné publié dans Delhal et Ledent, 1971.

L'isochrone calculée par les 11 points de roches totales du tableau IV est de :

$$2822 \pm 67 \text{ m.a.}; R_i = 0,7008 \pm 0,0004; \text{MSWD} = 0,17$$

Si on écarte la roche 72.425 qui est typiquement identique au faciès hololeucocrate à mésoperthite de la région de Musefu et qui, du fait de son rapport Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ relativement grand, à une influence prédominante sur la valeur de l'âge, les 10 points correspondant à l'ensemble des gneiss hétérogènes de rapports Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ inférieurs à 0,5 donnent une isochrone de :

$$2847 \pm 144 \text{ m.a.}; R_i = 0,7007 \pm 0,0004; \text{MSWD} = 0,19$$

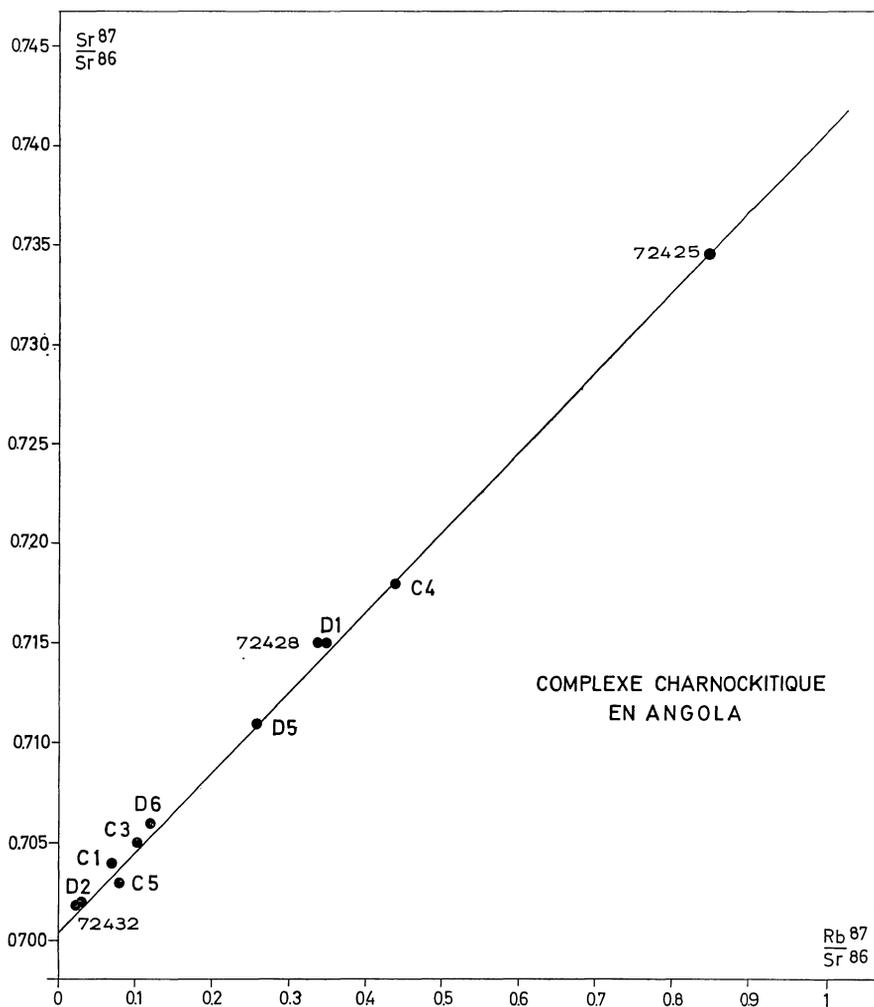


Fig. 3. — Position des points correspondant aux gneiss charnockitiques de différents faciès d'Angola, par rapport au tracé de l'isochrone de référence du faciès hololeucocrate à mésoperthite du Kasai (2830 m.a.; $R_i : 0,7005$).

Il est donc évident que toutes les roches d'Angola étudiées fournissent, quant aux âges et quant aux rapports Sr^{87}/Sr^{86} , des résultats qui concordent parfaitement avec ceux obtenus au Kasai sur les roches du faciès hololeucocrate.

Il en résulte que les roches d'Angola comparables aux enderbites et aux paragneiss du Kasai, région-type de Musefu, ont leurs points situés sur ou très près de l'isochrone du faciès hololeucocrate et forment elles-mêmes une isochrone dont le rapport initial est aussi faible ($< 0,701$) que celui de cette isochrone. Ce rapport initial n'implique donc pas, comme dans le cas ($R_i = 0,705$) des gneiss enderbitiques et des paragneiss du Kasai, que les faciès correspondant d'Angola aient eu une histoire crustale antérieure au cycle au cours duquel s'est produite la charnockitisa-

tion. Ces faciès pourraient donc pour une part représenter les roches du cycle en question. La très faible valeur du MSWD (0,19 et 0,17) témoigne en tout cas de la parfaite homogénéité de la composition isotopique du strontium, au moment de l'événement daté, dans ces échantillons de nature hétérogène.

3.2. URANIUM-PLOMB.

Nous avons publié (Delhal et Ledent, 1971) les résultats obtenus sur le zircon, scindé en 2 fractions de teneurs en uranium différentes, et sur la monazite extraits d'échantillons (12.199/229) enderbitiques et charnockitiques de la mine de Musefu dans le Sud du degré carré de Luiza.

Rappelons que l'intersection supérieure avec « Concordia » de la corde passant par les deux points de zircon donne un âge de 2880 m.a., tandis que celle de la meilleure corde pour les deux mêmes points et le point de la monazite, fournit un âge moyen voisin de 2865 m.a. Nous avons fait remarquer que « malgré l'apparence homogène de l'ensemble des zircons, on ne peut exclure complètement l'hypothèse qu'une faible quantité d'entre eux aient été hérités. Ce serait alors l'âge vraisemblable de la monazite (2850 m.a.) minéral à priori moins susceptible d'être hérité qui daterait plus exactement la charnockitisation ». On constate d'ailleurs qu'en général, la monazite de terrains métamorphiques de haut grade donne des âges concordants paraissant correspondre à l'âge du métamorphisme.

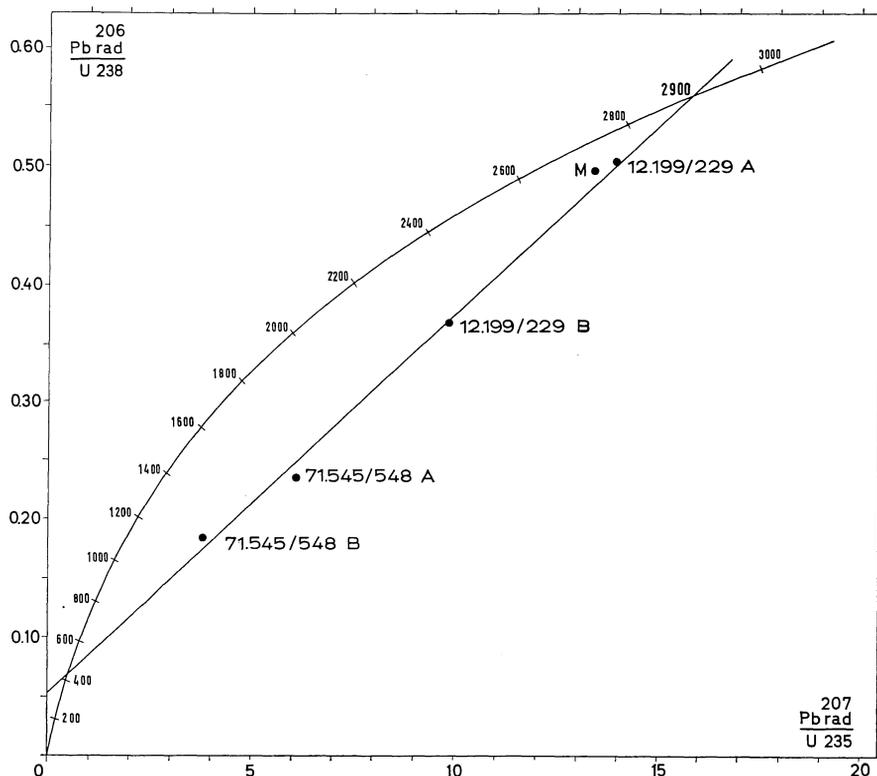


Fig. 4. — Diagramme Concordia relatif aux zircons et à la monazite extraits de gneiss enderbitiques de la région de Musefu (Kasai).

Deux nouvelles fractions de zircon extraites d'une roche enderbite (71545/548) obtenue par forage aux environs même de la mine de Musefu, à l'endroit dénommé Mont Lupamba sont venues compléter les résultats antérieurs (à noter que cette roche a été datée également en Rb-Sr, voir tableau III).

Tous les résultats anciens et nouveaux ont été regroupés dans le tableau V, et les points correspondants ont été reportés sur le graphique « Concordia » de la fig. 4.

L'intersection supérieure avec « Concordia » de la corde tracée au plus près des 4 points représentatifs des 4 fractions de zircon (12.199/229 A et B, et 71.545/548 A et B) fournit un âge de 2900 m.a.

Les fractions 71.545/548 A et B ont perdu beaucoup de plomb et les âges apparents qu'elles fournissent sont de ce fait très discordants. Quelles que soient dès lors les hypothèses qu'on puisse formuler au sujet de ces deux fractions, notamment la possibilité que la fraction A soit en partie héritée, la position de leurs points respectifs sur le graphique n'a que très peu d'incidence sur l'âge extrapolé à l'intersection supérieure avec « Concordia », qui reste très proche de 2900 m.a.

En l'absence de phénomène géologique connu entre 400 et 500 m.a. l'intersection inférieure peut s'expliquer par une perte de Pb radiogénique par diffusion continue.

4. CONCLUSIONS

Dans Delhal et Ledent (1971), nous avons conclu que « l'âge U/Pb d'environ 2865 m.a. du zircon et de la monazite d'une part, et l'âge Rb/Sr de 2850 ± 120 m.a. (calculé avec $\lambda \text{Rb}^{87} = 1,47.10^{-11} \text{a}^{-1}$) fourni par l'isochrone des roches totales d'autre part, sont des valeurs concordantes qui datent très vraisemblablement le phénomène de la charnockitisation » dans le Complexe gabbro-noritique et charnockitique du Kasai-Lomami.

Les nouvelles mesures réalisées depuis la parution de cette note avaient pour but, d'une part, de préciser si possible l'âge de la charnockitisation et les données relatives aux rapports $\text{Sr}_{87}/\text{Sr}_{86}$ initiaux, et, d'autre part, de vérifier que ces données géochronologiques, principalement obtenues sur des matériaux de la région type du complexe charnockitique (c'est-à-dire la région de Musefu, dans la partie sud-est du degré carré de Luiza (S8/22)), étaient également valables pour d'autres régions faisant parties, ou situées dans le prolongement, de la région en question, et, notamment, en Angola.

En ce qui concerne l'âge de la charnockitisation, l'ensemble des données anciennes et nouvelles se présentent comme suit :

1° Un âge Rb-Sr (isochrone de treize points de *roches totales*) de 2830 ± 77 m.a. pour l'ensemble des roches hololeucocrates à mésoperthite du Kasai, faciès considéré comme le plus représentatif de la charnockitisation. Cet âge est probablement un peu faible du fait des incidences, sur le système Rb-Sr des roches totales, des événements postérieurs à la charnockitisation, dibayen (2700 m.a.) et luizien (2475 m.a.). Ces événements, sans avoir provoqué de véritable réhomogénéisation du strontium radiogénique (le rapport initial est proche de 0,700), ont toutefois produit de légères migrations de strontium, variables d'une région à l'autre, qui ne permettent pas d'obtenir un âge parfaitement établi par la méthode des isochrones.

2° Un âge Rb-Sr (isochrones de dix points de *roches totales*) de 2847 ± 144 m.a. pour divers gneiss de caractère charnockitique d'Angola, dont le rapport $\text{Sr}_{87}/\text{Sr}_{86}$

TABLEAU V

Résultats analytiques U-Pb relatifs à des zircons et à une monazite extraits des enderbites et des charnockites de la région de Musefu

		ppm			Composition isotopique du Pb du minéral en %				Ages apparents en m.a.		
		U	Pb tot	Pb rad	204	206	207	208	207/206	206/238	207/235
<i>Zircons</i>											
71.545/548	A	671	180	174	0,043	76,912	14,820	8,224	2745 ± 5	1384 ± 25 (0,2371)	2012 ± 19 (6,0749)
»	B	1392	291	282	0,038	77,190	11,838	10,934	2347 ± 5	1107 ± 21 (0,1855)	1605 ± 18 (3,7608)
12.199/229	A (1)	440	274	260	0,068	71,309	15,032	13,584	2863 ± 10	2669 ± 55 (0,5069)	2781 ± 55 (13,94)
»	B (1)	617	375	268	0,283	57,401	14,511	27,805	2810 ± 20	2045 ± 40 (0,3695)	2450 ± 40 (9,835)
<i>Monazite</i>											
12.199/229	(1)	737	3817	3722 (2)	0,032	8,916	2,137	88,914	2835 ± 20	2630 ± 30 (0,4960)	2745 ± 30 (13,396)

Pb de correction : Pb moderne : 206/204 : 18,6; 207/204 : 15,7; 208/204 : 38,9
 $\lambda U^{238} = 1,537 \cdot 10^{-10} a^{-1}$; $\lambda U^{235} = 9,72 \cdot 10^{-10} a^{-1}$; $U^{238}/U^{235} = 137,8$.

(1) Déjà publié dans Delhal et Ledent, 1971.

(2) Au lieu de 381,7 et 372,2 publié par erreur dans Delhal et Ledent, 1971.

initial (proche de 0,701) fourni par l'isochrone indique qu'ils appartiennent vraisemblablement au cycle au cours duquel s'est produite la charnockitisation.

3° Un âge U-Pb de 2900 m.a., fourni par quatre fractions de zircons des roches enderbitiques et charnockitiques du Kasai, qui pourrait être un peu trop élevé puisqu'on ne peut exclure que ce minéral puisse être en partie hérité et avoir conservé, pour une faible part, du Pb radiogénique d'une époque antérieure à la charnockitisation. Les rapports $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ des roches dont les zircons sont extraits montrent, en effet, que ces roches ont une histoire crustale plus longue que les roches hololeuocrates.

4° Un âge U-Pb de 2850 m.a. (2835 à 2870 m.a. suivant le modèle adopté pour interpréter la faible perte de Pb rad. qui affecte le minéral) sur la *monazite* des mêmes roches, pour laquelle, de par la nature même de ce minéral, il n'y a vraisemblablement pas lieu de faire les mêmes réserves que pour le zircon.

Dans tous les cas considérés (1 à 4) et compte tenu de la réserve qui a été faite en ce qui concerne l'âge fourni par les zircons, les âges obtenus correspondent à la fermeture des systèmes Rb-Sr et U-Pb considérés et représentent donc une limite jeune pour le phénomène de la charnockitisation. On peut donc admettre que ce phénomène se situe entre 2900 m.a. et 2850 m.a. (en utilisant $\lambda \text{Rb}^{87} = 1,39.10^{-11} \text{ a}^{-1}$ et $\lambda \text{U}^{238} = 1,537.10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\lambda \text{U}^{235} = 9,72.10^{-10} \text{ a}^{-1}$, $\text{U}^{238}/\text{U}^{235} = 137,8$) et que, dans l'état actuel des connaissances, la valeur de 2,87 b.a. généralement avancée à la suite des premiers travaux est probablement la meilleure expression de son âge.

Cette étude montre, par ailleurs, que les roches charnockitiques ont, au cœur de l'Angola septentrional (région de Cuango), le même âge que les roches charnockitiques du Kasai dans le prolongement desquelles elles affleurent.

En outre, cette étude confirme et met mieux en évidence la différence existant, au Kasai, entre les rapports isotopiques initiaux du strontium du faciès hololeuocrate, d'une part, et ceux des faciès charnockitiques, enderbitiques et paragneissiques, d'autre part, montrant ainsi que le faciès hololeuocrate représente un apport juvénile dans les autres faciès au moment de la charnockitisation et que ces derniers appartiennent vraisemblablement à un cycle antérieur.

Enfin, les résultats obtenus sur les roches d'Angola montrent qu'il existe, tout au moins dans cette région, des gneiss de différents faciès charnockitiques qui appartiendraient au cycle même durant lequel s'est produite la charnockitisation.

5. REMERCIEMENTS

Un des auteurs (J. R. T.) remercie le Centro de Pesquisas Geocronológicas de l'Université de São Paulo et son directeur, U. G. Cordani, qui a mis ses laboratoires à sa disposition pour la détermination des roches d'Angola.

Localisation et description succincte des échantillons analysés

KASAI

— Région de Musefu (7°49' S - 22°42' E)

a — (B.121)	— 7°46' S - 22°27' E	roche hololeuocrate à mésoperthite et quartz
b — (KL.46)	— 7°50' S - 22°39' E	» » »
c — 12.228	— 7°49' S - 22°42' E	» » »
d — 73.584	— 7°37' S - 22°58' E	» » »

e — 73.534	— 7°40' S - 22°42' E	»	»	»
f — 73.515	— 7°41' S - 22°40' E	»	»	»
g — 73.583	— 7°37' S - 22°58' E	»	»	»
E1 — 12.201a	— 7°49' S - 22°42' E	gneiss enderbitique à hypersthène		
E2 — 71.545/548	— 7°49' S - 22°42' E	gneiss enderbitique à hypersthène		
E3 — 73.703	— 7°45' S - 22°51' E	gneiss leucocrate à sillimanite		
E4 — 12.211	— 7°49' S - 22°42' E	gneiss à grenat, sillimanite, cordiérite et biotite rouge		
E5 — 12.227	— 7°49' S - 22°42' E	gneiss charnockitique à hypersthène et biotite rouge		
E6 — 73.538	— 7°46' S - 22°40' E	gneiss à grenat, sillimanite, cordiérite, biotite rouge, spinelle		
E7 — 12.201c	— 7°49' S - 22°42' E	gneiss à grenat, hypersthène, biotite rouge, riche en mésoperthite		
E8 — 73.406	— 7°45' S - 22°46' E	gneiss à grenat, sillimanite, biotite rouge, riche en perthite		

— Région de Kanda-Kanda (6°56' S - 23°36' E)

1. — 53.845	— 6°52' S - 23°32' E	roche à plagioclase, microcline, micropertithe, quartz, (biotite verte sagénétiq.ue, épidote)		
2. — 53.657	— 6°49' S - 23°40' E	roche hololeucocrate à mésoperthite, quartz, (plagioclase, biotite brune, grenat) —		
3. — 54.156	— 6°53' S - 23°43' E	roche hololeucocrate à mésoperthite, quartz, (plagioclase)		
4. — 53.658	— 6°49' S - 23°40' E	roche hololeucocrate à microcline, plagioclase, quartz, (micropertithe)		
5. — 53.816	— 6°47' S - 23°37' E	roche hololeucocrate à micropertithe, quartz, (plagioclase, microcline, biotite)		
6. — 53.587	— 6°50' S - 23°41' E	roche hololeucocrate à mésoperthite, quartz, (plagioclase, microcline)		

ANGOLA

— Région de Cuango (9°10' S - 17°58' E)

72.432	— Route Lulo-Cuango	gneiss enderbitique à hypersthène, (biotite rouge)		
D.2	— 8°45' S - 18°22' E	gneiss à plagioclase antiperthitique, quartz, hornblende, (biotite brune)		
C.1	— 9°05' S - 18°04' E	gneiss à plagioclase antiperthitique, quartz, microcline, (grenat, biotite brune)		
C.5	— 9°09' S - 18°01' E	gneiss à antiperthite, perthite, quartz, hornblende, (biotite brune)		
C.3	— 9°08' S - 18°02' E	gneiss à plagioclase antiperthitique, quartz, microcline perthitique, (biotite verte secondaire)		
D.6	— 9°02' S - 18°03' E	roche hololeucocrate à antiperthite, quartz, (microcline perthitique)		
D.5	— 9°08' S - 18°03' E	roche hololeucocrate à plagioclase, quartz, mésoperthite et microcline		
72.428	— Route Lulo-Cuango	roche hololeucocrate à antiperthite et quartz		
D.1	— 8°45' S - 18°25' E	gneiss à plagioclase antiperthitique, quartz, microcline perthitique, biotite rouge, (grenat)		
C.4	— 9°09' S - 18°02' E	gneiss à plagioclase antiperthitique, quartz, microcline perthitique, (grenat, disthène, biotite brune)		
72.425	— Route Lulo-Cuango	roche hololeucocrate à mésoperthite et quartz		

RÉFÉRENCES

- CAHEN, L., DELHAL, J. et LAVREAU, J., 1976. — The Archean of Equatorial Africa : A Review. *in* : « Early history of the Earth », Ed. B. F. Windley, Wiley, London 489-498.
- DELHAL, J., 1957. — Les massifs cristallins de la Lulua et de Lueta (Kasai). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, XX, 211-281. Thèse de Doctorat.
- DELHAL, J., 1958. — Les roches charnockitiques du Kasai (Congo belge). C.C.T.A., *C. R. Réunion conjointe de Léopoldville*, n° 44 (1960), 271-281.
- DELHAL, J., 1963. — Le socle de la région de Luiza (Kasai). *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., 45, 82 pp.
- DELHAL, J., 1973. — Contribution à la connaissance géologique du Nord Est Lunda (Angola). *Rapp. ann. 1972. Dépt. Géol. Min. du Mus. roy. Afr. centr.*, 53-62.
- DELHAL, J. et FIEREMANS, C., 1964. — Extension d'un grand complexe charnockitique en Afrique centrale. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 259, Groupe 9, 2665-2668.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1971. — Ages U/Pb et Rb/Sr et rapport initiaux du strontium du complexe gabbro-noritique et charnockitique du bouclier du Kasai (République démocratique du Congo et Angola). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 94, 211-221.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1973. — L'âge du complexe métasédimentaire de Luiza, région du Kasai, Zaïre. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 96, 289-300.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1976. — Age et évolution comparée des gneiss migmatitiques Pré-zadiniens des régions de Boma et de Mpozo-Tombagadio (Bas-Zaïre). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 99, 165-187.
- DELHAL, J., LEDENT, D., et PASTEELS, P., 1975. — L'âge du complexe granitique et migmatitique de Dibaya (région du Kasai, Zaïre) par les méthodes Rb-Sr et U-Pb. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 98, 141-154.
- DELHAL, J., LEGRAND, R. et LEPERSONNE, J., 1964. — Carte géologique au 1/200.000 et notice explicative des feuilles Luiza (S8/22) et Musodi, partie orientale (S8/21). Rép. du Congo (Léopoldville.)
- DELHAL, J., RAUCQ, P. et THOREAU, J., 1967. — Le complexe granitique et migmatitique de Dibaya. *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., 55, 47 pp.
- MORELLI, B. et RAUCQ, P., 1962. — Quartzites ferrugineux de Kanda-Kanda (Kasai, Congo). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 85, 123-148.
- YORK, D., 1966. — Least squares fitting of a straight line. *Canad. Journ. Phys.*, 44, 1079-1083.