

L'AGE DU COMPLEXE GRANITIQUE ET MIGMATITIQUE
DE DIBAYA (RÉGION DU KASAI, ZAIRE)
PAR LES MÉTHODES Rb-Sr ET U-Pb (*)

J. DELHAL (**), D. LEDENT (***) et P. PASTEELS (****)

(3 fig. dans le texte et 1 fig. hors-texte)

RÉSUMÉ

Dans le complexe granitique et migmatitique de Dibaya, l'ensemble des roches et des minéraux fournit des âges très proches de 2700 m.a. par les méthodes Rb-Sr ($\lambda_{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$) et U-Pb. L'âge de la migmatitisation est fixé à 2720 m.a., celui des granites pourrait être légèrement plus jeune (2650 m.a.).

Le fait que l'âge Rb-Sr apparent des biotites soit pratiquement aussi élevé que celui des roches totales montre la cratonisation rapide et définitive à cette date de cette partie du vieux bouclier du Kasai.

ABSTRACT

A large portion of the Kasai Shield is constituted by the Dibaya granitic and migmatitic complex. In the Dibaya quadrangle (S7°/E22°) which is the best known part of the complex, the Rb/Sr isochron age obtained on total rocks (2700 ± 60 m.y.) and the U/Pb Concordia age obtained on zircons and titanites (2720 ± 20 m.y.) are *circa* 2700 m.y. for the migmatites and granites considered together.

However, when each of these rock-types is considered separately, the results are somewhat different: the migmatization is best interpreted as having taken place at 2720 ± 20 m.y. and the formation of the granites appears to be somewhat younger (2650 m.y.). These age data agree with petrological conclusions.

In the area studied, biotites yield Rb/Sr apparent ages almost as high as those of total rocks; this fact is interpreted as indicating the very rapid and definitive cratonisation of this portion of the Dibaya complex in contrast to other areas of the same complex.

APERÇU GÉOLOGIQUE

Le Complexe granitique et migmatitique de Dibaya.

Un des traits essentiels de la géologie de la région du Kasai est l'existence, entre le 5^e et le 7^e parallèle sud, d'un vaste ensemble de roches granitiques et gneissiques.

Cet ensemble est dénommé « Complexe granitique et migmatitique de Dibaya ». Les roches qui le constituent et les phénomènes qu'il représente sont qualifiés de « dibayens ».

La carte ci-jointe (fig. 1) permet d'apprécier l'étendue de ce complexe au Kasai

(*) Communication présentée et manuscrit déposé le 3 décembre 1974.

(**) Musée royal de l'Afrique centrale, B-1980, Tervuren.

(***) Laboratoire de Minéralogie et de Pétrologie, Université Libre de Bruxelles.

(****) Laboratorium voor Geochronologie, Vrije Universiteit Brussel.

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

et dans le nord-est de l'Angola, et situe ses relations géographiques avec les formations voisines.

Un important recouvrement mésozoïque gêne l'observation en dehors de quelques zones relativement dégagées tel le degré carré de Dibaya (dont le cadre est souligné sur la carte). Ce degré carré a fait l'objet entre 1950 et 1960 d'une étude géologique et pétrographique détaillée dont les résultats principaux furent publiés sous la forme d'un mémoire (Delhal, Raucq et Thoreau, 1967) et d'une carte géologique (avec notice) à l'échelle du 1/200.000 (Delhal, Lepersonne et Raucq, 1966a).

Deux types essentiels de roches ont été définis dans le degré carré de Dibaya : des gneiss migmatitiques et des granites dénommés « granites de la Malafudi ».

Les *gneiss* présentent tous les caractères d'hétérogénéité de structure et de composition propres aux *migmatites*. Ces roches généralement zonaires comprennent, étroitement associés, des faciès granitiques, granodioritiques et tonalitiques. Elles sont affectées à des degrés divers par une déformation qui se traduit au microscope par une granulation cataclastique et par des cristallisations secondaires. La texture est porphyroclastique à hétéroblastique, par endroits mylonitique. La déformation n'a fait qu'accentuer un caractère gneissique existant; elle s'est réalisée dans des conditions bathymétriques sensiblement égales ou peu rétrogrades par rapport à celles dans lesquelles les gneiss ont été formés, et il est souvent malaisé de faire, en tous points, la part exacte de ce qui dans les roches relève de la phase de cristallisation migmatitique et de la phase de recristallisation cataclastique. En outre, les données pétrographiques ne permettent pas d'établir si la déformation constitue un événement nettement postérieur à la migmatitisation ou si elle est, au contraire, une phase terminale de celle-ci.

On est très peu documenté sur le substrat des gneiss migmatitiques tant les remobilisations et éventuellement les apports liés à l'action migmatitisante ainsi que la déformation subséquente ont banalisé l'ensemble des roches du complexe. Quelques faciès peu répandus (amphibolites, pyroxéno-amphibolites, gneiss divers) dans lesquels les marques d'apport et de remobilisation migmatitiques ne sont pas évidentes, mais qui n'en ont pas moins subi de profondes transformations métamorphiques, sont des indices assez ténus de l'origine à la fois sédimentaire et ignée d'une partie du complexe.

Les gneiss migmatitiques passent vers le sud aux *granites de la Malafudi*, leucocrates, d'aspect massif, de texture habituellement grossière et équigranulaire, de composition monzonitique à akéritique. Alors que, sous le microscope, les granites paraissent remarquablement homogènes, à l'affleurement, par contre, ils présentent souvent une certaine hétérogénéité résultant de la juxtaposition parfois zonaire mais floue de parties différant par la couleur et la grosseur du grain.

Une cataclase beaucoup moins marquée que dans les migmatites affecte inégalement les granites. Tous les échantillons rencontrés dans l'extrême sud de la région considérée sont dépourvus de déformation, si l'on fait abstraction d'une extinction légèrement onduleuse des plages de quartz.

Les granites semblent constituer le terme extrême de la migmatitisation. En effet, les limites entre granites et migmatites sont malaisées à tracer; la zone d'extension des granites n'est pas entièrement dépourvue de passées hétérogènes et gneissiques; les granites eux-mêmes apparaissent souvent hétérogènes et zonaires en grand; enfin tout en étant beaucoup moins diversifiés que les migmatites, ils ont une composition moyenne comparable à la composition moyenne des migmatites.

Qu'une partie des granites soient affectés par la déformation cataclasante indique

que celle-ci est postérieure au phénomène de granitisation, du moins à l'endroit des granites en question. Mais en ce qui concerne les granites non cataclasés, on reste devant l'alternative qu'ils ont pu être épargnés par la cataclase ou qu'ils ont pu cristalliser en tout dernier lieu.

Déjà au moment de la rédaction du mémoire de 1967 cité plus haut, nous disposions de quelques données géochronologiques qui permettaient, dans une première approche, de situer l'âge du complexe entre 2700 et 2500 m.a.

Ces premiers résultats furent publiés dans Cahen et Snelling (1966). Ils sont repris dans la présente note où sont réunis tous les résultats obtenus par les méthodes Rb-Sr et U-Pb sur les roches du complexe *dans le degré carré de Dibaya*.

C'est à dessein que les travaux géochronologiques se sont poursuivis plus spécialement dans le degré carré de Dibaya : d'une part, cette région était — et reste à ce jour — la mieux connue sur le plan pétrographique ; d'autre part, dès les premiers résultats géochronologiques, il est apparu — et il s'est confirmé par la suite — que cette région du complexe n'avait pas été réimpliquée dans des phénomènes postérieurs aux événements dibayens.

Les autres grandes formations du socle du Kasai.

Cette note n'a pas pour objectif d'esquisser une synthèse de l'histoire des formations du Kasai, œuvre pour laquelle il nous manque encore un certain nombre de données. Elle s'inscrit plus exactement dans une suite de notes déjà publiées qui, tant sur le plan pétrographique que géochronologique, ont traité séparément, pour sérier les problèmes, différentes régions ou différents événements importants de ce très vaste ensemble kasaien.

Cependant, pour situer dans son contexte géologique le Complexe de Dibaya, et sans ajouter aux données déjà publiées, nous pouvons résumer ainsi la situation géologique générale.

1) A l'ouest du 23° méridien.

Dans les limites des degrés carrés de Dibaya (S7/22), de Luiza (S8/22) et de Musodi (S8/21, partie Zaïre), qui constituent la région la plus étudiée, on distingue au sud du Complexe de Dibaya plusieurs complexes qui du nord au sud sont :

a. *Le Complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua* (J. Delhal, J. Lepersonne et P. Raucq, 1966), très peu ou non métamorphique suivant les endroits, discordant sur le Complexe de Dibaya, mais presque partout séparé de celui-ci par la faille de la Malafudi.

b. *Le Complexe métasédimentaire de Luiza* (J. Delhal et D. Ledent, 1973a) constitué principalement d'itabirites, de quartzites micacés et de muscovitoschistes, dont la phase tectono-métamorphique principale est datée à 2475 m.a. (*) et dans lequel des manifestations pegmatitiques sont datées vers 2100 m.a. Il a pour socle le Complexe gabbro-noritique et charnockitique ainsi que les gneiss qui injectent celui-ci et qu'on peut probablement, par déduction, corrélérer avec les gneiss dibayens.

c. *Le Complexe gabbro-noritique et charnockitique du Kasai-Lomami*, dont le métamorphisme, de faciès granulite, est daté par U-Pb sur zircon et monazite à 2870 m.a. (J. Delhal et D. Ledent, 1971) et qui a été affecté par une déformation

(*) $\lambda \text{Rb}_{87} = 1.39.10^{-11}.a^{-1}$.

et une rétro-morphose (zone amphibologneissique) antérieures au métamorphisme luizien et pouvant être d'âge dibayen.

d. Une région granito-gneissique reliée au Complexe de Luiza par l'intermédiaire d'un « couloir Nord-Sud » entre failles, et formé lui-même de gneiss, parmi lesquels figurent les *gneiss de la Haute-Luanyi*, dont l'âge quelque peu incertain obtenu par Rb-Sr sur microcline et plagioclase paraît être au minimum de 3500 m.a. (J. Delhal et D. Ledent, 1973b).

2) A l'est du 23° méridien.

Dans cette région, le Complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua n'existe plus (ou n'a jamais existé) et le Complexe métasédimentaire de Luiza est réduit à quelques petits lambeaux souvent conglomératiques flottant sur le socle cristallin. Dégagé ainsi de sa couverture ancienne, ce socle qui a subi les effets de l'orogénèse luizienne se trouve à la jonction des prolongements vers l'est des régions types du Complexe granitique et migmatitique de Dibaya et du Complexe gabbro-noritique et charnockitique du Kasai-Lomami. Il représente donc une zone de passage ou de contact, dont l'étude actuellement en cours permettra peut-être de mieux connaître les relations entre les deux complexes.

3) A l'ouest de la rivière Kasai.

Les observations de J. Delhal et C. Fieremans (1964) et de J. Delhal (1973) tendent à montrer que le Complexe granitique et migmatitique de Dibaya se poursuit jusqu'à la rivière Kwango en Angola et au Zaïre et probablement au delà.

Des travaux géochronologiques de F. Mendes en partie publiés (Mendes, 1968; Mendes et Viallette, 1972) paraissent confirmer le fait.

PROCÉDÉS ANALYTIQUES

Les mesures ont été réalisées durant une période assez longue s'étendant de 1961 à 1974, au cours de laquelle ont eu lieu divers changements dans l'appareillage et accessoirement dans les techniques utilisées. Il serait trop long d'en donner ici l'inventaire; cependant les tableaux des résultats mentionnent les marges d'erreurs analytiques adaptées à chaque cas.

Nous nous limiterons à signaler les points suivants : les méthodes utilisées sont, pour l'essentiel, celles décrites en détail dans Deutsch et al., (1965). La moitié des mesures isotopiques ont été effectuées sur un spectromètre de masse Varian-Mat TH5 pour échantillons solides et les autres sur des appareils de conception plus ancienne. Les calculs des isochrones ont été faits suivant le programme de York (1966). La valeur du « mean square of weighted deviates » (MSWD) a été calculée suivant McIntyre et al. (1966).

Les constantes employées sont les suivantes :

$$\lambda^{238}\text{U} = 1,537 \times 10^{-10} a^{-1}$$

$$\lambda^{235}\text{U} = 9,72 \times 10^{-10} a^{-1}$$

$$\lambda^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,8$$

$$\lambda^{87}\text{Rb} = 1,39 \times 10^{-11} a^{-1}$$

Les erreurs fournies pour les âges et les rapports initiaux représentent 2σ .

RÉSULTATS ET AGES Rb-Sr

Roches totales.

17 échantillons de roches totales, parmi lesquels 9 granites de la Malafudi et 8 migmatites ont été analysés.

Ils proviennent tous de la région type c.-à-d. du degré carré de Dibaya. Les résultats analytiques sont donnés au tableau I.

TABLEAU I

Résultats analytiques Rb-Sr

N° R.G.	Nature	Rb ppm	Sr (total) ppm	$\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$	$\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$ ± 2 %
	<i>Migmatites</i>				
63.178	roche totale	26.5	729	0.7051 ± 0.0002	0.105
63.187	roche totale	57.9	684	0.7110 ± 0.0002	0.245
63.202	roche totale	62.6	425	0.7250 ± 0.0002	0.447
63.173	roche totale	268	1079	0.7307 ± 0.002	0.706
» »	biotite	729	12.9	15.370 ± 0.08	396.2
63.167	roche totale	303	514	0.7728 ± 0.002	1.712
63.184	roche totale	225	268	0.7941 ± 0.0014	2.450
63.189	roche totale	172	197	0.8009 ± 0.002	2.548
63.185	roche totale	268	281	0.8140 ± 0.002	2.787
» »	microcline	402	420	0.8151 ± 0.002	2.809
	<i>Granites</i>				
60.098	roche totale	106	269	0.7454 ± 0.002	1.146
59.937	roche totale	178	298	0.7683 ± 0.00015	1.735
59.899	roche totale	173	236	0.7805 ± 0.0002	2.137
59.903	roche totale	154	209	0.7808 ± 0.002	2.15
» »	biotite	670	66.2	1.9564 ± 0.010	32.98
59.929	roche totale	172	214	0.7927 ± 0.0016	2.346
63.201	roche totale	152	187	0.7898 ± 0.0007	2.382
» »	apatite	2.43	156	0.7074 ± 0.0002	0.045
59.880	roche totale	184	203	0.7990 ± 0.002	2.640
59.893	roche totale	156	154	0.8151 ± 0.0003	2.949
63.195	roche totale	275	258	0.8184 ± 0.002	3.124
» »	apatite (2)	4.82	175	0.7091 ± 0.0004	0.0796
» »	apatite (1)	45.6	171	0.7363 ± 0.0002	0.771
» »	épidote	82.4	1688	0.7385 ± 0.00011	0.142
» »	plagioclase	61.5	235	0.7390 ± 0.00018	0.761
» »	microcline (1)	463	213	0.9356 ± 0.0011	6.427
» »	microcline (2)	393	238	0.8880 ± 0.0002	4.859
» »	biotite	1470	19.5	43.313 ± 0.46	1131
63.200	microcline	555	188	1.0198 ± 0.003	8.621

Un calcul de régression pour les 17 roches totales fournit un âge de 2705 ± 60 m.a., un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de $0,7013 \pm 0,0005$, et une valeur de 1,93 pour MSWD. On peut en déduire que le phénomène de migmatitisation et de granitisation a selon toutes probabilités un âge d'environ 2700 m.a.

Cependant, les échantillons datés, sélectionnés sur la base des données géologiques et pétrographiques, sont représentatifs de deux groupes distincts de roches : les granites Malafudi microscopiquement homogènes et choisis à dessein parmi les types non déformés, et les migmatites hétérogènes, gneissiques et cataclasées. En outre, les granites sont considérés comme le terme extrême du phénomène migmatitique et sont dans ce cas tardifs par rapport aux migmatites. Il y a donc lieu de traiter séparément les résultats des deux types de roches.

Les 9 roches totales de granites Malafudi donnent une isochrone (fig. 2) ayant un âge de 2650 ± 175 m.a., un rapport initial de $0,7021 \pm 0,0055$ et un MSWD de 0,85.

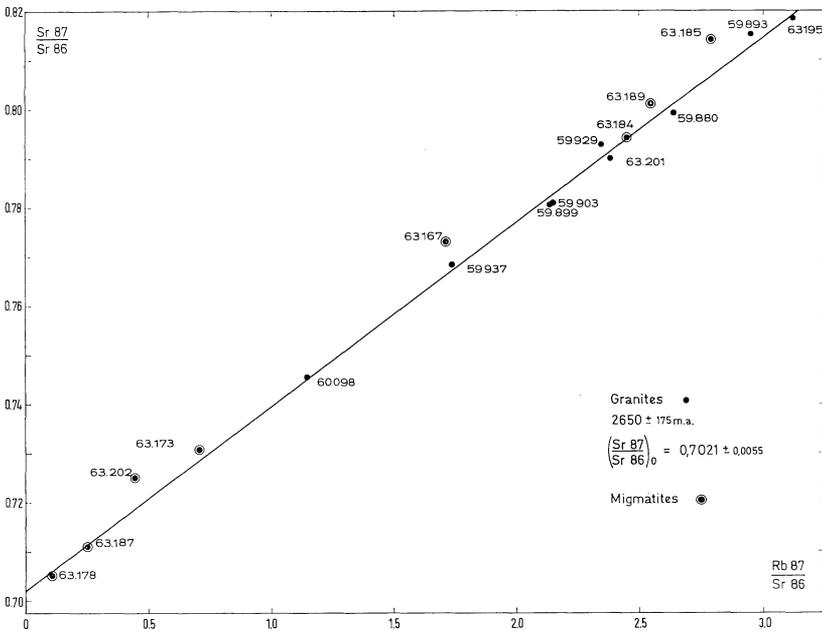


Fig. 2. — Report de tous les points analytiques relatifs aux roches totales des granites et des migmatites, et tracé de l'isochrone par les granites seuls.

Cette valeur du MSWD voisine de l'unité, et donc imputable aux seules erreurs expérimentales, de même que les limites étroites dans lesquelles s'inscrivent les valeurs des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, reflètent la bonne homogénéité isotopique et chimique des granites. Ces mêmes limites étroites expliquent par ailleurs l'imprécision expérimentale sur l'âge et sur le rapport initial.

Un calcul de régression pour les roches totales des huit migmatites donne un âge de 2813 ± 135 m.a., un rapport initial de $0,7011 \pm 0,0007$ et une valeur de 2,4 pour MSWD. Cette dernière valeur, trop élevée pour être imputée aux seules erreurs expérimentales, reflète l'hétérogénéité, évidente par ailleurs, des roches

migmatitiques. Dans ces conditions, la méthode Rb-Sr ne peut s'appliquer en toute rigueur; en outre, la grande dispersion des points et le nombre beaucoup trop faible de mesures compte tenu de cette dispersion font que la valeur de l'âge et celle du rapport initial fournies par le calcul doivent être considérées comme fortuites et non significatives. Toutefois, l'examen du graphique montre que cinq points sur huit se situent sur ou à proximité de l'isochrone des granites, tandis que trois points sont sensiblement au dessus de cette isochrone en dehors des limites d'erreur. Une partie au moins des migmatites se présentent donc comme ayant une histoire crustale plus longue que les granites. Cette constatation est en accord avec les conclusions géologiques et pétrographiques.

Minéraux.

Les âges obtenus sur la biotite de deux granites Malafudi (59.903 et 63.195) sont respectivement de 2680 ± 75 m.a. et 2660 ± 75 m.a. Des âges presque identiques (2630 m.a. lorsqu'ils sont recalculés avec $\lambda_{Rb87} = 1.39.10^{-11}.a^{-1}$) ont été obtenus par Mendes (1968) sur la biotite de trois échantillons provenant du prolongement immédiat du Complexe de Dibaya (type Malafudi) dans l'extrême Nord-Est de l'Angola. La moyenne des résultats pour les cinq biotites est de 2650 ± 35 m.a. Ceci apporte une précision supplémentaire sur l'âge des granites. En effet, compte tenu du comportement habituel du système Rb-Sr dans les biotites, on peut dire que l'âge des granites n'est pas inférieur à 2650 ± 35 m.a. et qu'il lui est même, selon toute vraisemblance, supérieur.

L'âge obtenu sur une biotite d'une migmatite (63.173) est de 2615 m.a. Il s'agit d'une roche particulièrement affectée par la déformation cataclasante qui affecte

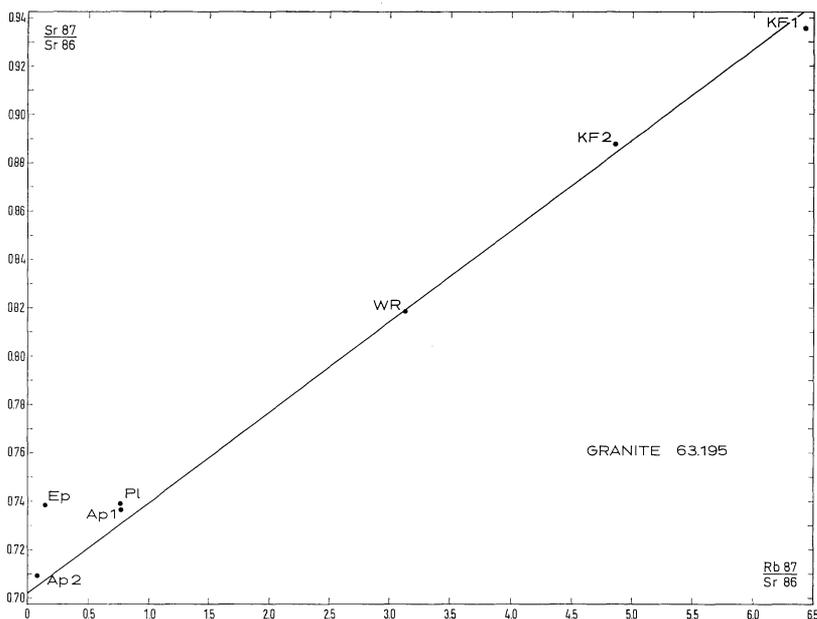


Fig. 3. — Position des points relatifs au minéraux et à la roche totale du granite 63.195 par rapport au tracé de l'isochrone de l'ensemble des granites.

les migmatites en général. On peut donc considérer que cet âge apparent est un âge minimum pour la déformation.

Un certain nombre d'autres minéraux ont également fait l'objet de mesures dont les résultats appellent peu de commentaires. Les microclines des deux types de roches ont, dans les limites d'erreur, des âges comparables à ceux de leurs roches totales respectives.

L'échantillon de granite 63.195 a été plus particulièrement étudié. Le diagramme de la figure 3 nous montre la position des points représentatifs des différentes phases analysées par rapport au tracé de l'isochrone de l'ensemble des roches totales des granites. On note la position anormalement haute du point de l'épidote. Ce minéral est rapporté à une phase deutéritique tardive de la cristallisation des granites. Il figure notamment en inclusion dans le plagioclase sous forme de saussurite et dans le concentré de microcline imparfaitement purifié (KF2); il est la cause vraisemblable de la position relativement élevée des points de ces minéraux sur le graphique.

Un cas comparable a été décrit par Wasserburg et al. (1965) où, en l'absence d'un véritable métamorphisme subséquent à la formation d'un granite, il y a eu ouverture des phases minérales de ce granite accompagnée d'un fort enrichissement de l'épidote en ^{87}Sr .

RÉSULTATS ET AGES U-Pb.

Les résultats des mesures faites sur zircon, sphène et apatite sont donnés au tableau II. Tous les échantillons proviennent de la région type (degré carré de Dibaya) à l'exception de l'échantillon 63.832 qui est un gneiss migmatitique semblable à ceux de la région de Dibaya mais qui provient du degré carré voisin (Bakwanga, S7/23).

Le plus significatif de tous les résultats est celui qui est fourni par le sphène de la migmatite 63.202, dont les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont parfaitement concordant à 2725 ± 5 m.a. A l'inverse du zircon, ce minéral n'est en effet pas susceptible d'être hérité dans les roches migmatitiques.

Si on considère les résultats dans leur ensemble, représentés par 10 points reportés sur un diagramme Concordia (fig. 4), on constate qu'à l'exception de trois d'entre eux (une fraction de zircon d'une migmatite (63.202 A), le sphène et l'apatite d'un granite (63.201)) tous les points s'alignent relativement bien sur une corde 280 m.a. — 2720 m.a. En l'absence d'un événement géologique connu dans la région vers 300 m.a. qui soit susceptible de rajeunir les zircons, on doit considérer l'intersection inférieure comme l'expression d'une perte par diffusion continue.

Si on traite séparément les points relatifs aux migmatites et aux granites, on constate que, en ce qui concerne les migmatites, trois fractions de zircon (63.832 A et B, 63.202 B) et un sphène (63.202) s'alignent parfaitement sur la corde 280 m.a. — 2720 m.a. L'âge des migmatites est donc bien établi à 2720 m.a. Pour comprendre la position anormalement basse de l'unique fraction divergente (63.202 A), il convient de savoir que la migmatite 63.202 contient deux populations bien distinctes de zircons. Alors que le zircon de la fraction B dans sa majorité ne présente pas de caractères nettement distincts des autres zircons des migmatites (ni de ceux des granites, d'ailleurs), les zircons de la fraction A se différencient fortement par le fait qu'ils sont plus petits, plus allongés, et plus limpides. En outre, bien que cette fraction A soit moins magnétique et moins riche en U que la fraction B, c'est elle qui, contrairement au comportement habituel, a perdu le plus de Pb radiogénique. La meilleure interprétation qu'on puisse donner de cette fraction 63.202 A est qu'elle est constituée de zircons hérités.

TABLEAU II

Données isotopiques et âges apparents U-Pb

		Concentration (ppm)			Composition isotopique du Pb				Ages apparents (m. a.)		
N° R.G.	Fraction	U	Pb total	Pb rad.	204	206	207	208	207/206	207/238	207/235
<i>Granites</i> 63.195	Zr A	927	343	327	0.1004	100	18.147	24.512	2585 ± 10	1690 ± 35	2127 ± 20
	Zr B	1090	332	307	0.1707	100	18.787	28.831	2557 ± 3	1365 ± 25	1902 ± 20
	Sphène	132.5	151.6	124.7) 0.7006) 0.6640	100 100	27.208 26.880	126.14 125.96	2745 ± 10 2758 ± 10	2506 ± 50	2640 ± 30
63.201	Apatite	26.0	49.8	37.0	0.915	100	29.162	96.68	2672 ± 20	3990 ± 80	3170 ± 30
	Sphène	393	596	476	0.6885	100	25.813	92.817	2615 ± 14	3542 ± 70	2982 ± 30
<i>Migmatites</i> 63.202	Zr A	367.3	148.9	138.3	0.1537	100	20.52	19.00	2750 ± 15	1855 ± 35	2313 ± 20
		400	166.1	154.0						1890 ± 35	2333 ± 20
	Zr B	551	281	257	0.1857	100	20.22	23.82	2685 ± 15	2185 ± 45	2452 ± 30
		101.6	118.1	88.8						0.8823	100
63.832	Zr A	647	254	232	0.1951	100	19.76	24.96	2628 ± 20	1738 ± 35	2178 ± 30
	Zr B	1385	243.0	213	0.2706	100	18.41	21.67	2375 ± 5	850 ± 15	1393 ± 25

Plomb de correction : Pb du microcline du granite RG. 63.195 : 206/204 : 14.121; 207/204 : 14.949; 208/204 : 34.221.

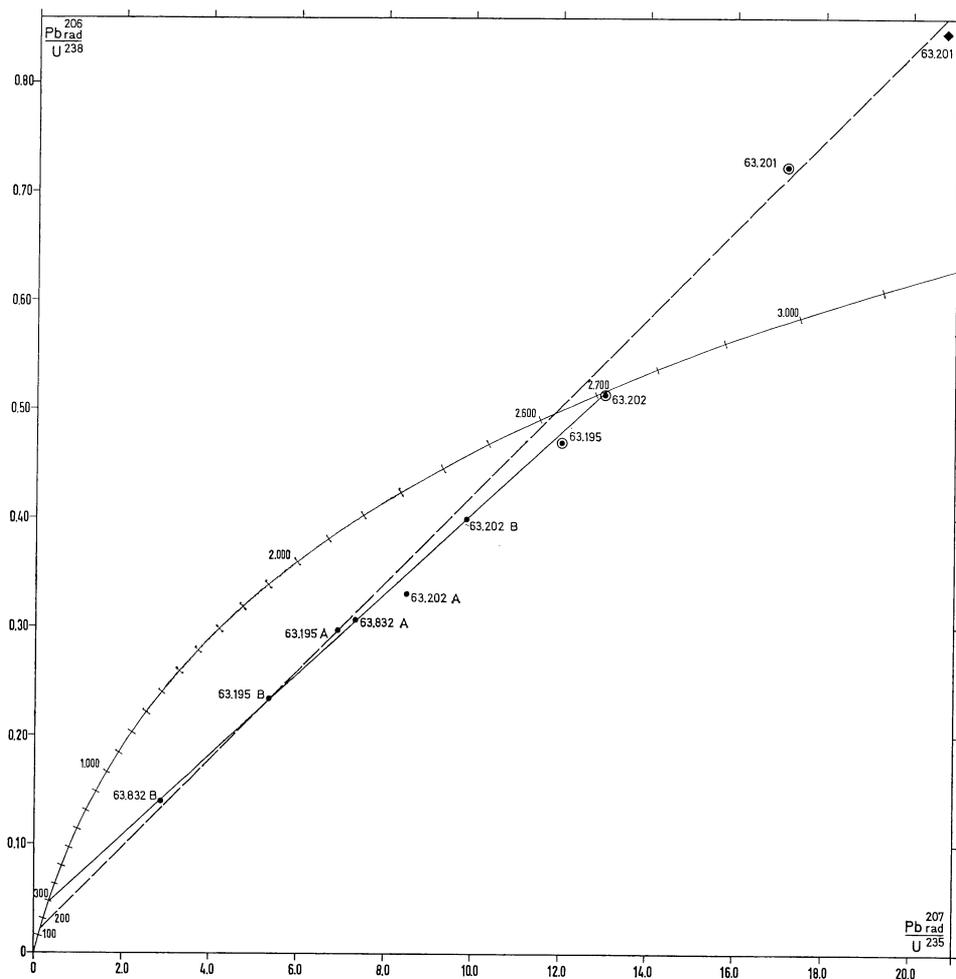


Fig. 4. — Diagramme Concordia relatif aux zircons (points simples) sphène (points cerclés) et apatite (losange).

Les résultats U-Pb des granites seuls n'aboutissent pas à une interprétation aussi univoque que dans le cas des migmatites. D'un côté, les points relatifs aux deux fractions de zircons et au sphène du granite 63.195 ne s'écartent pas de beaucoup de la droite 280-2720 m.a. D'un autre côté, les points du sphène et de l'apatite de l'échantillon 63.201, qui tous deux se situent au dessus de la Concordia, ne forment pas à eux deux une droite significative. Ils fournissent respectivement des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2615 m.a. et de 2670 m.a., soit en moyenne 2640 m.a. Si, considérant l'homogénéité des granites, on traite, ensemble, les 5 points relatifs aux deux granites, on constate que quatre des points tendent à s'aligner suivant une droite qui recoupe Concordia vers 2625 m.a. (droite en pointillé sur la fig. 1). Cet âge coïncide assez bien avec l'âge de 2650 m.a. obtenu par Rb-Sr, mais on ne comprend pas alors la position,

correspondant à un âge beaucoup plus élevé du point relatif au sphène 63.195, compte tenu des propriétés connues de ce minéral.

COMPARAISON DES RÉSULTATS Rb-Sr ET U-Pb

En traitant globalement la majorité des résultats relatifs aux migmatites et aux granites, les deux méthodes donnent des âges identiques dans les limites d'erreur : 2700 ± 60 m.a. (2σ) par Rb-Sr et 2720 ± 20 m.a. par U-Pb.

Prises séparément, les migmatites ont un âge U-Pb bien établi à 2720 m.a. et un âge Rb-Sr non significatif. Toutefois, tant les données Rb-Sr que les données U-Pb nous apprennent que les migmatites sont en partie formées de matériaux dont l'origine est plus ancienne que 2700 m.a.

De leur côté, les granites seuls fournissent un âge Rb-Sr égal ou plus probablement un peu supérieur à 2650 m.a. ± 35 m.a., et un âge U-Pb moins certain. Les données géochronologiques n'excluent pas que l'âge des granites soit pratiquement égal à celui des migmatites, tout en suggérant qu'ils sont légèrement plus jeunes.

CONCLUSIONS RELATIVES A LA GÉOLOGIE DU COMPLEXE

La migmatitisation dibayenne est datée de 2720 m.a. Elle affecte, en partie tout au moins, un substrat plus ancien. Les granites sont probablement très légèrement plus jeunes (2650 m.a. environ) tout en appartenant au même grand phénomène. Les conclusions géochronologiques s'accordent à cet égard, avec les conclusions géologiques et pétrographiques.

L'âge apparent Rb-Sr des biotites est du même ordre que l'âge du granite. Cette donnée est importante. Elle indique :

a) que l'intense déformation qui affecte les migmatites en général ainsi qu'une partie des granites est un phénomène dibayen d'âge très proche sinon contemporain de la formation des granites. S'il s'était agi d'un événement nettement postérieur, son intensité n'aurait pas manqué de rajeunir les biotites.

b) que l'ensemble granites-migmatites a été cratonisé peu de temps après sa formation et avant 2600 m.a., dans la région décrite ici (le degré carré de Dibaya).

Dès ce moment, et dans cette région, le Complexe granitique et migmatitique de Dibaya n'a plus jamais été enfoui à une profondeur suffisante pour rajeunir la biotite. Nous avons dit que, en dehors du degré carré de Dibaya et notamment à l'Est de celui-ci, le Complexe porte par contre des marques de l'orogénèse luizienne, notamment des biotites rajeunies vers 2100 m.a.

c) que la durée est extrêmement courte pour le passage des conditions thermiques mésozonales (dans lesquelles se sont formées les migmatites et les granites de nature anatectique) aux conditions relativement superficielles (dans lesquelles le système Rb-Sr des biotites se ferme normalement). La question reste ouverte de savoir si la cause en est une remontée extrêmement rapide, ou un gradient géothermique tel que les conditions mésozonales de formation du complexe aient pu se réaliser à des niveaux bathymétriques faibles. Une telle question s'inscrit dans un cadre d'études beaucoup plus vastes visant à définir les conditions crustales qui ont présidé à la formation des grandes masses granitiques à l'époque archéenne.

SITUATION ET DESCRIPTION SUCCINCTE DES ÉCHANTILLONS DATÉS (*)

Migmatites.

R.G. 63.167 (142 d/1); (22°35'06" E — 6°12'08" S); rivière Moyo, affluent droit de la Lulua.

Plagiogneiss à biotite renfermant accessoirement de l'épidote, de la muscovite et de l'apatite. La structure est hétérogranulaire et cataclastique.

R.G. 63.173 (176 c/1); (22°29'09" E — 6°18'15" S); rivière Tshiamuga, affluent de la rivière Lulua; route de Hemptine St-Benoit à Katende.

Gneiss granodioritique, zonaire, mylonitisé. Les parties leucocrates, plus riches en plagioclase qu'en microcline, contiennent un peu de biotite chloritisée et de la chlorite. Les parties sombres renferment de la biotite associée à de la hornblende, du sphène, de l'épidote, du zircon et du minerai opaque.

R.G. 63.178 (178/c 1); (22°30'06" E — 6°17'08" S); tête Kangulungu, affluent Lulua.

Plagiogneiss finement zonaire, amphibolique, riche en hornblende et en sphène. Structure granoblastique.

R.G. 63.184 (232/c 2); (22°42'03" E — 6°27'19" S); rive gauche Moyo; route Kashangay.

Granitogneiss à biotite, accessoirement un peu de muscovite, épidote, apatite, sphène et zircon.

Structure cataclastique.

R.G. 63.185 (232 c/3); (22°42'03" E — 6°27'18" S); rivière Moyo, affluent de la Lulua.

Gneiss granitique à biotite composé de microcline en grands cristaux, ainsi que de plagioclase, biotite brune, sphène, apatite, opaque, zircon. La roche est porphyroblastique et affectée par de la cataclase avec recristallisation sans rétro-morphose apparente. La chlorite est exceptionnelle.

R.G. 63.187 (259/ c1); (22°42'27" E — 6°23'48" S); pont sur la rivière Moyo affluent de la Lulua.

Gneiss de composition granitique, leucocrate, à hornblende, biotite, sphène, apatite, épidote. La structure est porphyroclastique.

R.G. 63. 189 (275 b/2); (22°33'03" E — 6°28'21" S); rivière Tshishiba Mpata. Granite à biotite fortement cataclaté.

R.G. 63.202 (3169/1); (22°35'36" E — 6°23'12" S); rivière Kalipapa, affluent Luna, affluent Lulua.

Gneiss granodioritique cataclaté à biotite brune chloritisée par place, sphène, opaque, apatite.

R.G. 63.832 — Degré carré de Bakwanga (S7/23). Route Bakwanga — Tshilenge-Mwene Ditu, 25 km au nord de Mwene Ditu.

Gneiss granodioritique. Structure granoblastique hétérogranulaire.

(*) Le n° précédé de R.G. est celui du répertoire de la Section de Géologie générale du Musée Royal de l'Afrique Centrale à Tervuren où les échantillons et la documentation les concernant sont conservés. Le n° R.G. est suivi du numéro d'origine des missions P. Rauqc.

Granites.

Tous les échantillons analysés sont leucocrates, calco-alcalins et composés d'oligoclase, microcline, quartz, biotite brune et très accessoirement de chlorite et d'épidote occasionnelles. Les roches sont massives, homogènes et non déformées. Un début de cataclase affecte légèrement les spécimens 63.195 et 60.200. Le plagioclase est généralement partiellement saussuritisé et la biotite est souvent plus ou moins chloritisée.

R.G. 59.880 (2398/1); (22°45'54" E — 6°42'39" S); rivière Kayembe, affluent de la rivière Malafudi, affluent droit de la Lulua.

R.G. 59.893 (2408/2); (22°45'17" E — 6°37'35" S); rivière Tshisaku, affluent Umay, affluent Malafudi.

R.G. 59.899 (2414/1); (22°47'05" E — 6°40'47" S); rivière Umana, affluent Kayembe, affluent Malafudi.

R.G. 59.903 (2415/4); (22°46'57" E — 6°42'24" S); rivière Kumpungi, affluent de la Kayembe, affluent Malafudi.

R.G. 59.929 (2434/2); (22°46'07" E — 6°42'46" S); rivière Kayembe, affluent Malafudi.

R.G. 59.937 (2438/2); (22°44'30" E — 6°41'39" S); rivière Tshiobo, affluent de la Malafudi.

R.G. 60.098 (2545/1); (22°35'54" E — 6°42'30" S); rivière Kadiampemba, affluent de la Malafudi.

R.G. 63.195 (612 c/1); (22°32'15" E — 6°37'54" S); rivière Nsungu.

R.G. 63.200 (2477/2); (22°37'57" E — 6°38'54" S); rivière Nkula.

R.G. 63.201 (2561/1); (22°39'18" E — 6°42'30" S); rivière Kadiampemba, affluent de la Malafudi.

RÉFÉRENCES

- CAHEN, L. and SNELLING, N. J., 1966. — The geochronology of Equatorial Africa. North Holland Publ. Cy, Amsterdam, 196 p.
- DELHAL, J., 1973. — Contribution à la connaissance géologique du Nord-Est Lunda (Angola). *Mus. roy. Afr. centr.*, Rapp. ann. 1972, Dépt. Géol. Min., 53-62.
- DELHAL, J. et FIEREMANS, C., 1964. — Extension d'un grand complexe charnockitique en Afrique centrale. *C. R. Ac. Sc. Paris*, **259**, 2665-2668.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1971. — Ages U/Pb et Rb/Sr et rapports initiaux du strontium du complexe gabbro-noritique et charnockitique du bouclier du Kasai (Rép. dém. du Congo et Angola). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **94**, 211-221.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1973a. — L'âge du Complexe métasédimentaire de Luiza, région du Kasai, Zaïre. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **96**, 289-300.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1973b. — Résultats des quelques mesures d'âges radiométriques par la méthode Rb/Sr dans les pegmatites et les gneiss de la Haute-Luanyi, région du Kasai (Zaïre). *Mus. roy. Afr. centr.*, Rapp. ann. 1972, Dépt. Géol. Min., 102-103.
- DELHAL, J., LEPERSONNE, J. et RAUCQ, P., 1966a. — Carte géologique du Congo à l'échelle de 1/200.000. Feuille Dibaya (S7/22) et Notice explicative. *Serv. géol. Rép. dém. Zaïre*.

- DELHAL, J., LEPERSONNE, J. et RAUCQ, P., 1966b. — Le Complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua. *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Sc. géol.*, in-8°, **51**, 106 p.
- DELHAL, J., RAUCQ, P. et THOREAU, J., 1967. — Le complexe granitique et migmatitique de Dibaya. *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Sc. géol.*, in-8°, **55**, 47 p.
- DEUTSCH, S., LEDENT, D. et PASTEELS, P., 1965. — Datation par les méthodes Rb/Sr et Pb/U au Laboratoire de géochronologie du Service de Géologie et de Géochimie nucléaires. Université Libre de Bruxelles, 168 p.
- Mc INTYRE, G. A., BROOKS, C., COMPSTON, W. and TUREK, A., 1966. — The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. *Journ. Geophys. Research*, **71**, 5459-5468.
- MENDES, F., 1968. — Mesures géochronologiques en Angola. Thèse Fac. Sc. Univ. de Clermont-Ferrand.
- MENDES, F. et VIALETTE, Y., 1972. — Le Précambrien de l'Angola. 24th Int. Geol. Congr., Montreal, Sect. 1, 213-220.
- WASSERBURG, G. J., TOWELL, D. and STEIGER, R. H., 1965. — A study of Rb-Sr systematics in some Precambrian granites of New Mexico. *Abstr. Trans. Amer. Geoph. Union*, **46**, 173-174.
- YORK, D., 1966. — Least squares fitting of a straight line. *Canad. J. Phys.*, **44**, 1079-1083.

Fig. 1. — Esquisse géologique du Kasai Sud-Occidental, sur laquelle le degré carré de Dibaya, d'où proviennent les échantillons analysés, est encadré.

