

CHRONOLOGIE DE L'OROGÉNÈSE OUEST-CONGOLIENNE  
(PAN-AFRICAINE) ET COMPORTEMENT ISOTOPIQUE  
DE ROCHES D'ALCALINITE DIFFÉRENTE DANS LA ZONE INTERNE  
DE L'OROGÈNE, AU BAS-ZAIRE (\*)

par L. CAHEN (\*\*), J. DELHAL (\*\*) et D. LEDENT (\*\*\*)

(2 figures dans le texte)

RÉSUMÉ

De nouvelles données U-Pb sur zircons du granite hyperalcalin de Noqui, situé près de Matadi de part et d'autre de la frontière Angola-Zaïre, datent la formation de ce granite à 752 m.a. Ce résultat et neuf isochrones secondaires Rb-Sr, de roches totales et de minéraux, relatives à ce granite et à différentes roches du Bas-Zaïre, pour la plupart antérieures à l'orogénèse ouest-congolienne, permettent de dater approximativement deux phases de déformation et de métamorphisme de cette orogénèse : l'une, principale, est un peu antérieure à 750 m.a. (âge de la formation du granite de Noqui, 752 m.a.); l'autre, plus superficielle, est comprise entre 750 m.a. et 564 m.a. (âge de la fermeture du système Rb-Sr dans les roches totales du même granite) et vraisemblablement antérieure à 612 m.a. (âge de la fermeture du système Rb-Sr dans les minéraux des migmatites de Boma).

Les données obtenues sur des roches de compositions différentes mais ayant subi la même histoire géologique permettent de vérifier et de généraliser les connaissances relatives à la migration du strontium radiogénique en fonction de l'alcalinité des roches et des minéraux.

Toutes choses étant égales d'ailleurs, plus le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  d'une roche est élevé (le facteur déterminant étant cependant la faible teneur en strontium) plus facilement — et donc, du point de vue géochronologique, plus longtemps après — la roche se comportera en système ouvert pour le Sr radiogénique.

Lorsque différentes roches ont été soumises en même temps à des événements successifs d'intensités différentes, les différents cas observés de migration et de réhomogénéisation de strontium radiogénique découlent de cette règle.

L'application de la même règle à des roches de régions différentes affectées par les mêmes événements permet de tirer des conclusions d'ordre bathymétrique.

ABSTRACT

New U-Pb data on zircons from the Noqui hyperalcaline Granite, situated near Matadi on both sides of the Zaïre-Angola border, date the formation of this granite at 752 m.y. From this result and from nine secondary Rb-Sr isochrons on whole rocks and minerals of the same granite and of various rocks of Lower Zaïre, most of which are older than the West-Congolian orogeny, the approximate ages of two deformational and

(\*) Communication présentée et manuscrit déposé le 3 février 1976.

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

(\*\*\*) Laboratoire de Minéralogie et Pétrographie, Université libre de Bruxelles, Avenue Franklin Roosevelt, 50, B-1050, Bruxelles, Belgique.

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

metamorphic phases of this orogeny can be deduced. The principal phase is slightly older than 750 m.y. (age of the Noqui Granite 752 m.y.), the other, more superficial phase, occurred between 750 m.y. and 564 m.y. (age of the closure of the Rb-Sr system in whole rocks of this same granite); the latter phase is probably older than 612 m.y. (age of the closure of the Rb-Sr system in minerals of the Boma migmatites).

The data obtained on rocks of varied composition and of identical geological history verify and generalise previous notions on the migration of radiogenic strontium as a function of the alcalinity of rocks and minerals.

All other conditions being equal, the higher the  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ratio, the easier — and from the geochronological point of view, the later — will a rock or mineral remain an open system for radiogenic strontium; the critical factor is however the low strontium content.

When different rocks have undergone at the same time successive events of different intensities, their respective patterns of radiogenic strontium migration and rehomogenisation are determined by this rule.

Application of the same rule to rocks and minerals of different areas with the same geological history can be used to appreciate the respective bathymetrical conditions of these rocks.

## 1. INTRODUCTION

Dans le grand nombre de déterminations d'âge réalisées au Bas-Zaïre, il n'existe aucune qui appartienne à des roches intrusives et effusives affectant les terrains ouest-congolien. Par ailleurs, le métamorphisme de ces terrains n'est pas suffisant pour qu'on puisse le dater, au moyen des roches qui les composent, par les méthodes courantes. En attendant de dater les fractions fines de roches sédimentaires à peine métamorphiques de la zone externe de l'orogène, force a été de recourir à des phénomènes ouest-congolien liés aux roches antérieures de la zone interne de l'orogène.

La plupart de ces phénomènes se traduisent par des rajeunissements isotopiques de roches plus anciennes ou des minéraux qui les constituent. Les âges des différents terrains du Bas-Zaïre feront l'objet de notes successives dont la première a paru (Delhal et Ledent, 1976). En même temps que les données complètes relatives à un granite ouest-congolien, nous réunissons ici, sans en fournir les éléments analytiques, les résultats indicatifs des rajeunissements liés à l'orogénèse ouest-congolienne, pour la plupart tirés de ces notes auxquelles nous renvoyons. Nous remercions les géologues concernés d'avoir marqué leur accord à ces emprunts qui permettent de grouper l'ensemble des éléments radiométriques obtenus à ce jour ayant une portée pour dater l'orogénèse ouest-congolienne.

## 2. L'ÂGE DU GRANITE HYPERALCALIN DE NOQUI

Au terme d'une étude géochronologique assez poussée de ce granite (Delhal *et al.*, 1971), une incertitude planait encore sur l'âge de formation de cette roche : « les mesures U/Pb ne permettent pas de dater le granite. Elles indiquent cependant que la formation de celui-ci est antérieure à 760 m.a. et pourrait se situer vers 1000 m.a. ou un peu plus tôt » (*id.* p. 233). Cette conclusion était basée sur les analyses de trois fractions de zircons extraits de l'échantillon 71.299 (Loadi).

Deux nouvelles fractions, provenant de l'échantillon 13.122 (Pic Cambier) ont été analysées. Les données et résultats relatifs aux cinq fractions figurent au tableau I et sont représentés sur le diagramme « Concordia » de la fig. 1.

TABLEAU I

*Résultats analytiques uranium-plomb sur zircons du granite de Noqui*

	Concentration en ppm			Composition isotopique du plomb				Ages apparents en millions d'années		
	U	Pb total	Pb rad	204	206	207	208	207/206	206/238	207/235
<b>71.299</b>										
Fraction A	781	259,5	120,7	1,3773	100	26,96	61,30	990	920	943
Fraction B	572	196,4	79,4	1,5780	100	29,41	62,42	742	778	768
Fraction C	731	221,4	85,9	1,6721	100	30,85	70,13	776	734	743
<b>13.122</b>										
Fraction A	918	167,3	112	0,7227	100	16,94	44,86	752	694	711
Fraction B	906	217,5	105,5	1,3801	100	26,50	70,95	736	644	665
Composition isotopique du plomb de feldspath de la roche 71.299				1	18,60	15,79	38,64			
Valeurs numériques $\lambda U^{238} = 1,537 \cdot 10^{-10} a^{-1}$				$\lambda U^{235} = 9,72 \cdot 10^{-10} a^{-1}$				$U^{238}/U^{235} = 137,8$		

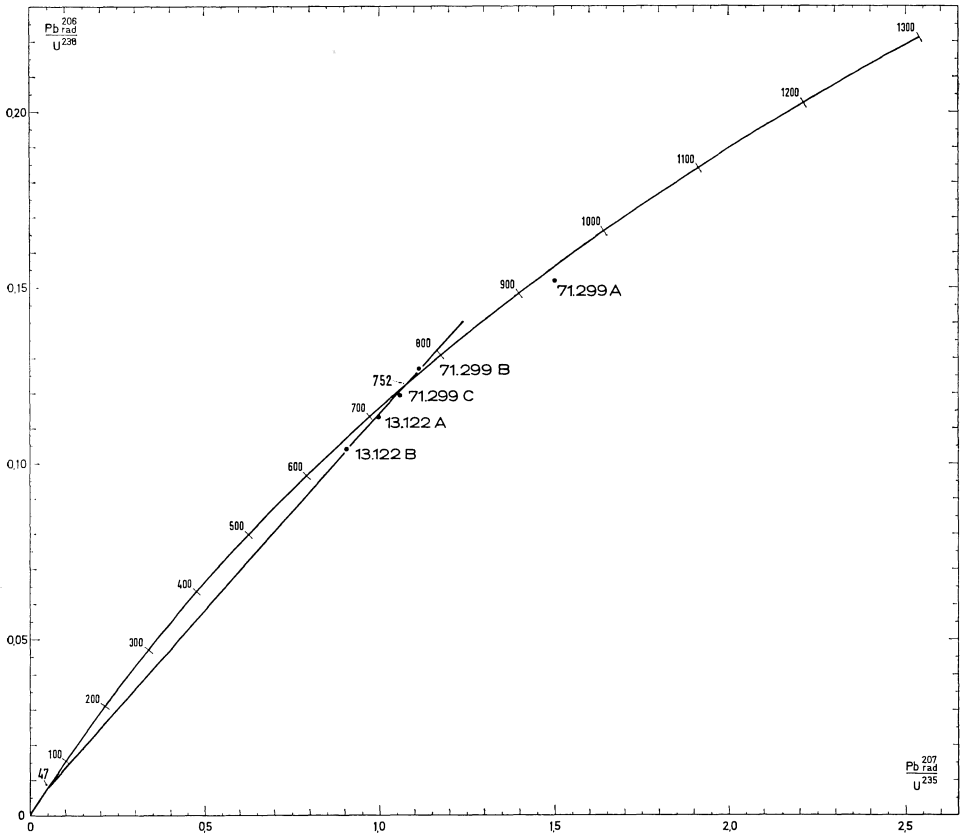


Fig. 1. — Diagramme Concordia relatif aux zircons du granite hyperalcalin de Noqui.

Ce dernier montre une concentration significative de quatre points suivant une droite ayant pour intersections supérieure 752 m.a. et inférieure 47 m.a. (\*).

Deux hypothèses avaient été retenues en 1971 (id. p. 228) :

- « a) Le zircon est âgé de 1000 m.a. ou davantage et a perdu une proportion variable de plomb il y a 760 m.a. Cette perte a été quasi totale pour les fractions les plus magnétiques ».
- « b) Le zircon s'est formé il y a 760 m.a. La fraction A, et elle seule, contient des zircons plus anciens hérités des roches encaissantes ».

La concentration, susmentionnée, de 4 sur 5 points représentatifs des fractions analysées est en faveur de l'hypothèse b). De plus, on verra au paragraphe 3, ci-après, que le granite de Noqui est postérieur à une phase tectonique ouest-congolienne qui affecte des granites datés de 1020 m.a. ainsi que les formations encaissant le granite de Noqui lui-même. La fraction d'âge apparent égal ou supérieur à 1000 m.a. est

(\*) Valeurs obtenues par un calcul effectué suivant une adaptation (par S. Deutsch) du programme de York (1966).

donc incontestablement héritée et l'âge de 752 m.a. doit être seul retenu pour la cristallisation du zircon lors de la formation du granite de Noqui. Le fait que les zircons présentent les caractères particuliers de ceux de granites hyperalcalins en général avait fait admettre (Delhal *et al.*, 1971, p. 225) qu'il était peu vraisemblable qu'ils aient été en partie hérités, en tant que zircon, de formations plus anciennes que le granite lui-même; cette hypothèse n'avait toutefois pas été écartée. On a considéré en effet, que les formes corrodées, les accroissements autour de noyaux, qui caractérisent certains grains, et aussi le processus métasomatique de la formation du granite, qui n'a pas oblitéré totalement les caractères des roches primitives, ne permettaient pas d'exclure entièrement la possibilité d'un héritage.

### 3. L'ÂGE DE LA PHASE PRINCIPALE DE L'OROGENÈSE OUEST-CONGOLIENNE

L'orogénèse ouest-congolienne est la dernière qui ait affecté le Bas-Zaïre et les régions voisines. Elle a puissamment marqué non seulement tout le Supergroupe ouest-congolien mais aussi tous les terrains antérieurs. Les couches ouest-congoliennes affleurent dans les zones médiane et externe de l'orogène à l'Est de la région de Matadi où affleure le granite de Noqui. Cette dernière région, comme tout le Mayumbe, fait partie de la zone interne de l'orogène dans laquelle on trouve, d'une part, les gneiss migmatitiques du Kimézien, affectés par l'orogénèse tadilienne de 2125 m.a.-2150 m.a. (Delhal et Ledent, 1976) et, d'autre part, des groupes tels que le Zadinien et le Mayumbien qui, dans la région considérée, ont été affectés, avant l'orogénèse ouest-congolienne, de diastrophismes n'ayant l'importance ni de cette orogénèse ni de l'orogénèse tadilienne.

Les formations zadiniennes et les laves basiques de Gangila qui les surmontent font partie d'un anticlinal, l'anticlinal de Matadi, qui est essentiellement une structure ouest-congolienne (Cahen, 1963; Korpershoek, 1964; Lepersonne, 1969 et 1973; Tack, 1975). La phase de plissement s'est produite en milieu épizonal à mésozonal supérieur (greenschist facies); son action a provoqué dans les gneiss kiméziens de Mpozo-Tombagadio une rétro-morphose accompagnée de cataclase (Delhal et Ledent, 1976). Dans les formations zadiniennes, ce plissement a développé les phyllites selon une schistosité souvent parallèle à la stratification, qui se retrouve plus à l'Ouest jusque dans les roches ouest-congoliennes les plus occidentales, appartenant aux groupes de la Sansikwa et du Haut-Shiloango (Polinard, 1934, p. 83; Tack, 1975).

Le granite hyperalcalin de Noqui métasomatise, à l'Est et au Nord-Est, les gneiss kiméziens de Mpozo-Tombagadio et, à l'Ouest et au Nord, la formation métasédimentaire et métavolcanique de Palabala, appartenant au Zadinien. Le métamorphisme de ces deux ensembles au contact du granite a été décrit en dernier lieu par Delhal *et al.* (1971, pp. 226-227).

Le granite de Noqui ne manifeste pas la déformation qui affecte toutes les roches à son voisinage immédiat; ceci démontre son caractère posttectonique par rapport à cette phase tectonique (Cahen, 1948 et 1963; Korpershoek, 1964; Delhal *et al.*, 1971) dont l'âge est donc antérieur à celui de la formation du granite, soit 752 m.a.

Un tel âge se retrouve plusieurs fois dans le Bas-Zaïre. Il vient d'être signalé (Delhal et Ledent, 1976) que la recristallisation ouest-congolienne des migmatites kiméziennes de Boma s'est produite vers, ou antérieurement à 730 m.a., indication à préciser obtenue par l'application au zircon de ces roches d'une méthode (Deliens, Delhal et Tarte, 1974 et 1976) qui permet d'estimer la durée du dommage subi

par la structure d'un zircon (et donc l'âge de sa formation ou de sa recristallisation) en fonction du degré de son état métamicté mesuré par spectrométrie d'absorption infrarouge et de sa teneur en éléments radioactifs (U + Th) mesurée par dilution isotopique.

D'autre part, trois isochrones secondaires de roches totales fournissent des âges analogues pour des roches dont l'âge de formation est antérieur. Ces données chronologiques figurent au tableau II (\*).

TABLEAU II

*Caractéristiques des isochrones secondaires de 750 m.a. environ*

Roche	âge isochrone en m.a.	Ri : ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>0</sub>	M.S.W.D.	Référence
1 rhyolite dans le Zadinien (Mpozo) 4 roches totales	741 ± 47	0,7259 ± 0,0041	2,30	inédit
2 granite de Mativa post-Mayumbien 4 roches totales	750 ± 37	0,7179 ± 0,0038	0,92	cité par Tack <i>in</i> Thèse 1975 et recalculé
3 granite de Yoyo post-Mayumbien anté-Ouest-Congolien 4 roches totales	759 ± 47	0,7253 ± 0,0060	1,98	cité par Tack <i>in</i> Thèse 1975

Au moins dans les deux derniers cas, ces âges caractérisent un événement marqué par un métamorphisme ouest-congolien de type greenschist, avec structures cataclastiques plus ou moins marquées (Tack, 1973, p. 46).

Les âges de 750 m.a. environ sont donc obtenus dans des roches se trouvant dans toutes les principales entités, antérieures à l'Ouest-congolien, de la zone interne de l'orogène ouest-congolien. Seule l'orogénèse ouest-congolienne les affecte toutes et, de cette orogénèse, seule la phase de plissement souple est perceptible dans toutes les roches de toutes ces entités. L'âge de 750 m.a. est donc lié à cette phase dont il constitue une limite jeune très rapprochée (\*\*).

#### 4. LA REMONTÉE TARDI- ET POST-OROGÉNIQUE ET L'ÂGE APPROXIMATIF D'UNE DEUXIÈME PHASE DÉFORMATIVE OUEST-CONGOLIENNE

Des événements tardifs de l'orogénèse ouest-congolienne ont été repérés par des données géochronologiques principalement dans les régions de Boma (5° 51' S;

(\*) Le calcul des isochrones a été effectué suivant le programme de York (1966). Les erreurs attribuées aux âges et aux valeurs des rapports initiaux représentent 2σ. Les âges sont calculés en utilisant la valeur  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,39.10^{-11}.a^{-1}$ . Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sont normalisés en admettant la valeur de 0,1194 pour le rapport  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ .

(\*\*) L'Ouest-congolien s'est déposé après 1020 m.a., âge du granite de Mativa (5°24'S; 13°34'E), dans le massif granitique de la Lufu. Une valeur moins précise de cet âge a été publiée par Tack (1973) comme étant 966 m.a.

13° 04' E) et de Matadi (5° 49' S; 13° 28' E). La plupart des résultats obtenus l'ont été par la méthode Rb/Sr et prennent la forme de réhomogénéisations (isochrones secondaires de roches totales ou de minéraux) et de rajeunissements quasi-isochrones de minéraux.

Pour la région de Matadi, on dispose de quatre isochrones de réhomogénéisation (tableau III, n° 1 à 4) : La plus ancienne, formée par cinq roches totales du granite hyperalcalin de Noqui, donne  $564 \pm 12$  m.a.; la deuxième, définie par quatre points (la roche totale et les minéraux) d'une rhyolite antérieure au granite de Noqui donne  $541 \pm 33$  m.a.; les deux autres, constituées chacune par la roche totale, l'aegyrine et l'unique feldspath perthitique d'échantillons du granite de Noqui, donnent respectivement  $476 \pm 10$  m.a. et  $480 \pm 2$  m.a., âges pratiquement identiques à celui fourni par la biotite d'un autre spécimen (472 m.a.). À noter que le parfait alignement des trois points, correspondant à la roche totale et à deux minéraux, indique bien une véritable homogénéisation, car ces roches contiennent d'autres minéraux intervenant dans le système Rb-Sr, à savoir la riebeckite et la biotite.

TABLEAU III

Caractéristiques des isochrones secondaires de roches des régions de Matadi et de Boma

Roches	âges isochrone en m.a.	Ri : ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) <sub>0</sub>	M.S.W.D.	Référence
granite de Noqui 1 5 roches totales	$564 \pm 12$	$0,8633 \pm 0,0096$		Delhal <i>et al.</i> , (1971) (*)
rhyolite dans le Zadinien (Mpozo) 2 (n° 90.142) apatite — R.T. — feldsp.K — musc.	$541 \pm 33$	$0,7845 \pm 0,0012$	6,54	inédit. cf. tabl. II, n° 1
granite de Noqui 3 (n° 23.109) aegyrine — R.T. — feldspath	$476 \pm 10$	$1,2864 \pm 0,0096$		Delhal <i>et al.</i> , (1971) (*)
granite de Noqui 4 (n° 71.299) aegyrine — R.T. — feldspath	$480 \pm 2$	$0,9300 \pm 0,0008$	0,01	inédit.
migmatite de Boma 5 (n° 11.018) plag. — R.T. — micr.	$612 \pm 29$	$0,8679 \pm 0,0030$	0,14	Delhal et Ledent, (1976)

(\*) Ages recalculés avec  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ .

Dans la *région de Boma*, une isochrone secondaire indique (tabl. III, n° 5) une réhomogénéisation à  $612 \pm 29$  m.a. entre minéraux d'une migmatite kimézienne datée à 2125 m.a. (Delhal et Ledent, 1976). En outre, de nombreux âges apparents sur minéraux, pour la plupart déjà publiés (Cahen *et al.*, 1963, Cahen et Snelling, 1966) indiquent des rajeunissements divers incomplets ou complets, ces derniers paraissant se situer vers 620 m.a. pour les muscovites, vers 500-510 m.a. pour certaines biotites, et vers 476 m.a. pour d'autres biotites d'origine filonienne.

Ces isochrones et ces rajeunissements seront encore discutés plus loin (voir 5). Nous examinerons ici leurs relations avec une phase déformative ouest-congolienne postérieure à la phase de plissement souple dont l'âge est quelque peu antérieur à 752 m.a.

Cette deuxième phase s'est produite après une période de calme tectonique dans des conditions bathymétriques qui, dans la zone interne de l'orogène, sont au moins localement celles du subfaciès chlorite. Elle se manifeste dans les roches peu compétentes par des microplissements se développant en schistosité de « *strainslip* » (Tack, 1975) ou par des plis secondaires en chevron (Polinard, 1934, p. 61). Dans les roches plus compétentes, telles que les quartzites de Matadi, on observe non des microplissements et du « *strain-slip* » mais des clivages très redressés (Polinard, 1934; Lepersonne, 1973). Elle affecte le granite hyperalcalin de Noqui sous forme d'une cataclase modérée mais assez généralisée (Delhal *et al.*, 1971, p. 227) (\*).

Cette déformation s'est produite après une élévation momentanée de la température dont témoigne la formation du granite de Noqui à 752 m.a., et (Tack, 1975) le développement, dans certaines couches, de minéraux de métamorphisme thermique dans des conditions atectoniques. Elle a dû se produire avant la fermeture à 564 m.a. du système Rb-Sr des roches totales du Granite de Noqui, puisqu'elle s'est réalisée dans des conditions bathymétriques faibles sans doute mais suffisantes pour provoquer une homogénéisation isotopique du strontium radiogénique spécialement dans des roches aussi alcalines que le granite de Noqui (Gebauer et Grünenfelder, 1971; Pasteels, Delhal et Deutsch, 1974, p. 48).

Dans la région de Boma, cette phase tectonique soit est absente, soit ne se manifeste pas de façon caractérisée dans la texture des roches migmatitiques et granitiques de la région. Celle-ci se trouvait, vers 750 m.a., à un niveau bathymétrique plus profond que celle de Matadi (Delhal et Ledent, 1976) mais la température (niveau bathymétrique) fermant la biotite à la migration du strontium radiogénique ayant été atteinte dans les deux régions soit en même temps (470-480 m.a.), soit 20 à 30 m.a. plus tôt à Boma (500-510 m.a. à Boma contre 472-480 m.a. à Matadi), la remontée s'est donc produite plus rapidement à Boma ou, tout au plus, à la même vitesse.

Dans ces conditions, on peut penser que les homogénéisations vers 612 m.a., dans la région de Boma, correspondent approximativement à celle de 564 m.a. du granite de Noqui, dans la région de Matadi. Comme nous venons de voir que la seconde phase déformative est antérieure à 564 m.a. à Matadi, on peut donc supposer que, si cette seconde phase a existé à Boma, elle s'est produite avant 612 m.a. (qui coïncide d'ailleurs avec la fermeture des muscovites).

Il ressort des données qui précèdent que la région de Boma a été le siège d'un

(\*) Cette cataclase faible était, en 1971 (p. 234), considérée erronément comme la marque de la phase « *paroxysmale* » de l'orogénèse ouest-congolienne tandis que le métamorphisme lié à la phase principale avait été considéré comme zadinien.



relèvement à peu près continu à partir de 750 m.a. environ; si le deuxième événement a existé, il a tout au plus consisté en une halte passagère pendant la remontée.

A Matadi, il existe par contre une discontinuité plus marquée dans le mouvement de remontée.

#### 5. COMPLÉMENTS RELATIFS A LA MIGRATION DU $^{87}\text{Sr}$ RADIOGÉNIQUE DANS DIVERS TYPES DE ROCHES

##### *Le granite de Noqui*

Le cas particulier du granite de Noqui, et en général celui des roches très alcalines, en ce qui concerne les migrations de  $^{87}\text{Sr}$  radiogénique, a déjà fait l'objet de commentaires (Delhal *et al.*, 1971). Ces roches très pauvres en strontium se comportent assez facilement en système ouvert « allant jusqu'à enregistrer des événements post-métamorphiques à l'instar d'un simple minéral » (Pasteels, Delhal, Deutsch, 1974, p. 59).

Dans le cas du granite de Noqui une réhomogénéisation complète se serait opérée il y a environ 476 m.a. pour tous les minéraux des roches ayant un rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  supérieur à 60. Dans les roches de rapport inférieur à 60, le processus de réhomogénéisation aurait été incomplet ou se serait terminé plus tôt, la biotite étant le seul minéral ayant été entièrement ouvert jusqu'à 476 m.a. (Delhal *et al.*, 1971, p. 232).

Quelques mesures complémentaires (trois roches totales et deux aegyrines) ont été entreprises pour vérifier ces conclusions et aussi pour voir si les roches totales elles-mêmes, à partir d'un certain rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , plus élevé que le rapport le plus élevé (325) des roches déjà parfaitement alignées sur une isochrone de  $564 \pm 12$  m.a., ne restaient pas ouvertes plus longtemps.

Les données analytiques nouvelles sont indiquées au tableau IV, et les points correspondants ont été ajoutés sur la figure 2, extraite de Delhal *et al.* 1971, et comportant tous les points anciens ainsi que les tracés des isochrones.

TABLEAU IV

*Nouvelles données Rb-Sr relatives au granite de Noqui*  
(pour les anciennes données voir Delhal *et al.* (1971))

n° R.G.	nature	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 3 \%$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2 \%$
23.028	roche totale	420	3,75	3,8853	424,3
89.993	roche totale	359	4,01	3,4299	327,7
13.122	roche totale	269	3,13	2,6115	294,5
71.299	aegyryne	191	59,5	0,9939	9,531
71.300	aegyryne	9,64	30,2	0,9100	0,9406

Delhal *et al.*, (1971) avaient obtenu une première isochrone de  $476 \pm 10$  m.a. (voir tableau III) définie par une roche totale, une aegyryne et un feldspath (n° 23109).

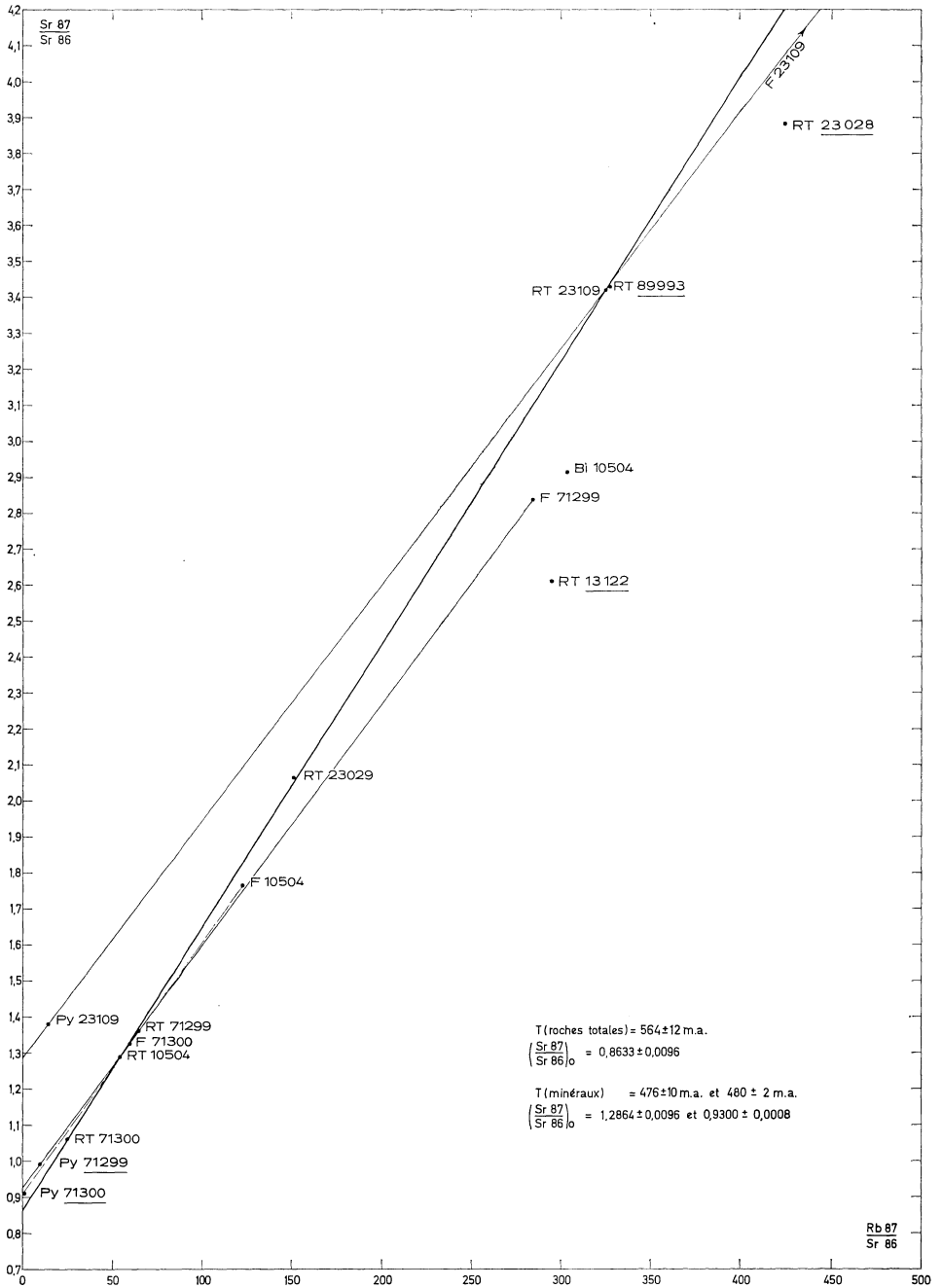


Fig. 2. — Diagramme Rb-Sr relatif aux roches totales et aux minéraux du Granite de Noqui, extrait de Delhal *et al.*, 1971, complété par les nouveaux résultats (n° soulignés)  $\lambda_{\text{Rb}_{87}} = 1,39 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ .

Les points représentatifs des nouvelles mesures sur deux aegyrines, n° 71.299 et 71.300, se situent, le premier sur une isochrone roche totale — minéraux de  $480 \pm 2$  m.a., confirmant la première isochrone, alors que le second ne se situe pas sur la droite reliant les points représentatifs de la roche totale et du feldspath potassique du spécimen considéré. Cette constatation élimine ainsi le second terme de l'alternative citée ci-dessus d'après Delhal *et al.*, (1971) suivant lequel la réhomogénéisation se serait terminée plus tôt. Ce résultat tend à montrer que c'est le premier terme de l'alternative qui est à retenir : dans les roches de Noqui de rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  inférieur à 60, la réhomogénéisation a été moins complète que dans celles dont le rapport est plus élevé.

Le tableau V rassemble différents résultats, anciens et nouveaux, relatifs aux roches totales, placées dans l'ordre des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  croissants. La position des nouveaux points sur le graphique de l'isochrone est remarquable.

TABLEAU V

*Roches totales du granite de Noqui*

n°s	n° R.G.	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	âge isochrone en m.a. (2)	âge appar. en m.a. (3)	Référence
1	71.300	28,8	24,87	$564 \pm 12$	—	Delhal (1971) (1)
2	10.504	15,6	54,18	$564 \pm 12$	—	id.
3	71.299	16,1	64,48	$564 \pm 12$	—	id.
4	23.029	5,88	150,9	$564 \pm 12$	—	id.
5	13.122	3,13	294,5	—	425	nouveau
6	23.109	5,34	325,0	$564 \pm 12$	—	Delhal <i>et al.</i> (1971) (1)
7	89.993	4,01	327,7	—	560	nouveau
8	23.028	3,75	424,3	—	510	nouveau

(1) Ages recalculés avec  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ .

(2) Ri : isochrone =  $0,8633 \pm 0,0096$ .

(3) Calculé avec Ri = 0,8633.

L'un (89.993) de ces points est pratiquement situé sur l'isochrone; les deux autres (23.028 et 13.122) sont nettement en dessous.

Si l'on envisage uniquement le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , le cas de la roche 23.028 ayant le rapport le plus élevé des huit spécimens analysés, vérifie l'hypothèse d'une fermeture plus tardive à partir d'une certaine valeur de ce rapport.

Ce n'est pas le cas de la roche 13.122 qui, pour un rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  beaucoup moins élevé, a perdu davantage de strontium radiogénique. On note toutefois que cette roche a de loin la teneur la plus faible en strontium.

La possibilité de migration du  $^{87}\text{Sr}$  rad., d'autant plus grande que le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{76}\text{Sr}$  est élevé (comme dans le cas de roches pauvres en strontium telles que les roches alcalines ou hyperalcalines), est un fait déjà constaté (Sonet, 1968; Fairbairn et Hurley, 1970; Naylor *et al.*, 1970). D'après le résultat fourni par la roche 13.122, ce serait la faible teneur en strontium, plutôt que le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  lui-même qui serait déterminant. Ainsi de deux roches à  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  égaux, la plus apte à perdre du  $^{87}\text{Sr}$  rad. serait celle ayant la plus faible teneur en Sr.

Il devrait résulter de ce qui précède que, toutes choses étant égales d'ailleurs, de deux roches ayant été le siège d'une réhomogénéisation postérieure à un même événement, celle dont le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  est le plus faible indique un âge limite jeune plus proche de l'événement, du fait que la roche dont le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  est le plus fort (ou dont la teneur en Sr est la plus faible) restera « ouverte » plus longtemps.

L'application de cette notion aux différentes isochrones secondaires du tableau VI, toutes, sauf une, relatives à des épisodes de la remontée tardi-orogénique ouest-congolienne, permet d'en vérifier l'exactitude.

#### *Isochrones secondaires de la région de Mpozo (Matadi)*

Les nos 1, 2, 3, 4, 6 et 9 du tableau VI sont des isochrones obtenues sur des roches d'une région voisine de Matadi et plus exactement autour de la gare de Mpozo. Toutes les roches de cette petite région ont subi le même relèvement à la même vitesse à partir de la principale phase ouest-congolienne (légèrement antérieure à 752 m.a., voir paragraphe 3).

Deux roches sont antérieures à cette phase, la syénite de la Mpozo (n° 9) et la rhyolite dans le Zadinien (n° 6); une autre, le granite de Noqui, lui est de peu postérieure (voir paragraphe 2).

La syénite a été réhomogénéisée à 1505 m.a. (isochrone de roches totales n° 9). On doit admettre que cette réhomogénéisation d'une roche peu alcaline est due à une élévation de température (qui pourrait être causée par l'important volcanisme basaltique de Gangila, localisé à cette région) puisque l'on sait (voir paragraphe 2 ci-dessus) que les diastrophismes postérieurs à l'orogénèse tadienne (2125-2150 m.a.) et antérieurs à la phase principale ouest-congolienne (légèrement antérieure à 750 m.a.) n'ont produit aucun métamorphisme de quelque importance (voir paragraphe 3).

La rhyolite dans le Zadinien, nettement plus alcaline et nettement plus pauvre en strontium que la syénite, a subi une réhomogénéisation à 741 m.a. (isochrone de roches totales, n° 6).

Le granite hyperalcalin de Noqui n'a pas maintenu son isochrone de roches totales à son âge réel de 752 m.a., il a été réhomogénéisé à 564 m.a. (isochrone de roches totales n° 4), limite jeune de l'âge d'un événement ouest-congolien moins intense (la deuxième phase déformative, voir paragraphe 4). C'est vraisemblablement ce même événement qui est cause de la réhomogénéisation des minéraux de la rhyolite dans le Zadinien de la Mpozo à 541 m.a. (isochrone de minéraux n° 3). Dans cette roche, nettement moins alcaline que la précédente, ce sont, cette fois, les minéraux qui enregistrent cette réhomogénéisation à un âge postérieur à celui des roches qui les renferment et non plus les roches totales.

Le granite de Noqui, particulièrement alcalin, a enregistré une réhomogénéisation encore plus tardive, à environ 480 m.a. (isochrones de minéraux n° 1 et 2).

Il est à remarquer que la roche la moins alcaline reprise au tableau VI, la syénite de la Mpozo (isochrone de roches totales n° 9) n'a, après sa réhomogénéisation en roches totales antérieure à l'orogénèse ouest-congolienne, subi que des pertes de strontium radiogénique qui n'ont pas abouti à une réhomogénéisation isotopique des minéraux. Ce cas est fréquent pour les roches faiblement alcalines et est aussi celui des spécimens les moins alcalins du granite de Noqui (R.G. 71.300 et R.G. 10.504; tableau V et figure 2) moins parfaitement réhomogénéisés que les spécimens les plus alcalins de ce granite.

TABLEAU VI

*Isochrones secondaires dans le Bas-Zaïre*

n° et roche	âge isochrone en m.a.	Ri : ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sup>0</sup>	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr et <i>strontium ppm</i> (1)	Référence
1 granite de Noqui (23.109) aegyrine — R.T. — feldspath	476 ± 10	1,2864 ± 0,0096	13,92 — $\frac{325,0}{5,34}$ — 2448	Delhal <i>et al.</i> (1971) (2)
2 granite de Noqui (71.299) aegyrine — R.T. — feldspath	480 ± 2	0,9300 ± 0,0008	9,53 — $\frac{64,48}{16,1}$ — 284,3	inédit
3 rhyolite dans le Zadinien (Mpozo) (90.142) apat. — R.T. — feld.K — musc.	541 ± 33	0,7845 ± 0,0012	0,2420 — $\frac{22,67}{26,9}$ — 60,10	inédit
4 granite de Noqui 5 roches totales	564 ± 12	0,8633 ± 0,0096	$\frac{24,87}{28,8}$ — $\frac{325,0}{5,34}$	Delhal <i>et al.</i> (1971) (2)
5 migmatite de Boma (11.018) plag. — R.T. — micr.	612 ± 29	0,8679 ± 0,0030	6,152 — $\frac{8,657}{95,0}$ — 9,596	Delhal et Ledent, 1976
6 rhyolite dans Zadinien (Mpozo) 4 roches totales	741 ± 47	0,7259 ± 0,0041	$\frac{3,114}{109}$ — $\frac{22,673}{26,9}$	inédit
7 granite de Mativa 4 roches totales	750 ± 37	0,7179 ± 0,0038	$\frac{5,209}{150}$ — $\frac{22,11}{25,6}$	cité par Tack, 1975
8 granite de Yoyo 4 roches totales	759 ± 47	0,7253 ± 0,0060	$\frac{6,585}{122}$ — $\frac{59,41}{21,1}$	cité par Tack, 1975
9 syénite de la Mpozo 4 roches totales	1505 ± 25	0,7185 ± 0,0003	$\frac{0,5196}{326}$ — $\frac{3,001}{102}$	inédit

(1) Les roches totales sont soulignées; en italiques, teneur en strontium (ppm).

(2) Ages recalculés avec  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ .

*Comparaison entre diverses régions*

Les données relatives à la région de Boma (5° 51' S; 13° 04' E), à l'Ouest de celle de Matadi (5° 49' S; 13° 28' E), et à celle de Lufu (5° 24' S; 13° 34' E) à l'Est sont plus rares et les comparaisons ne peuvent être très fouillées.

Est instructive cependant, la comparaison entre les comportements du granite de Mativa dans le massif de la Lufu et de la rhyolite dans le Zadinien de la Mpozo, roches très comparables par leurs rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Elles ont toutes deux subi une réhomogénéisation vers 750 m.a. (isochrones de roches totales n°s 6 et 7) mais alors que la rhyolite a enregistré encore une réhomogénéisation de ses minéraux à 541 m.a., le granite de Mativa n'a plus subi de réhomogénéisation, le microcline restant sur l'isochrone des roches totales alors que la biotite a perdu du  $^{87}\text{Sr}$  rad. jusque vers 475 m.a. Non loin du granite de Mativa, le granite de Yoyo, dont au moins un des échantillons est nettement plus alcalin et de ce fait plutôt comparable au granite de Noqui, ne montre pas de réhomogénéisation en roches totales après  $759 \pm 47$  m.a. (isochrone de roches totales n° 8; les minéraux n'ont pas encore fait l'objet de mesures). Ces différences de comportement sont en accord avec la bathymétrie plus profonde atteinte par la région de Matadi par rapport à celle de la Lufu, lors de l'orogénèse ouest-congolienne.

La comparaison entre les régions de Boma et de Matadi a déjà été esquissée plus haut (paragraphe 4).

*Comparaison Rb/Sr — K/Ar*

Quelques déterminations par la méthode potassium-argon ont été réalisées à diverses occasions, la plupart ont déjà été publiées (Holmes et Cahen, 1957, p. 150, Dept. of Geology and Geophysics, M.I.T., 1958, pp. 115/118; Cahen *et al.*, 1963; Cahen et Snelling, 1966, p. 127 et p. 182).

Ces déterminations se groupent ainsi (\*):

- Région de Boma (Cahen *et al.*, 1963, Cahen et Snelling, 1966)  
Microcline :  $463 \pm 50$  m.a.; biotites : 470, 497 et 507 m.a.
- Région de Matadi (U. Cordani, inédit)  
Riebeckite du Granite de Noqui :  $546 \pm 17$  m.a.
- Région de Lufu (Cahen *et al.*, 1963; Cahen et Snelling, 1966)  
Biotite : 446 m.a.

Compte tenu des précisions différentes des mesures échelonnées sur 20 ans et réalisées par plusieurs laboratoires, on se bornera à noter la meilleure rétention de la riebeckite par rapport à la biotite et au microcline. Le premier minéral paraît enregistrer les événements ou le niveau bathymétrique repéré à  $564 \pm 12$  m.a. et  $541 \pm 33$  m.a. en isochrones (n° 4 et 3 du tableau IV), alors que les seconds, dont la moyenne est 477 m.a., se ferment partout à la diffusion d'argon en même temps qu'à la perte finale de  $^{87}\text{Sr}$  rad. (472-480 m.a.).

(\*) Deux résultats à la région de Lindu, située en bordure de l'océan atlantique, ne sont pas discutés ici du fait que nous ne possédons actuellement aucun élément de comparaison par la méthode Rb-Sr pour cette région.

## RÉFÉRENCES

- CAHEN, L., 1948. — Les formations anciennes antérieures à la tillite du Bas-Congo (Le Groupe des Monts de Cristal). — *Bull. Soc. belge Géol.*, **57**, 77-148.
- CAHEN, L., 1963. — Tectoniques superposées au Bas-Congo (République du Congo, Léopoldville). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **86**, B213-B228.
- CAHEN, L. and SNELLING, N. J., 1966. — The geochronology of Equatorial Africa. Amsterdam, North Holland, Publ. Cy.
- CAHEN, L., DELHAL, J., LEDENT, D. et REINHARZ, M., 1963. — L'âge des migmatites de Boma et de l'orogène Ouest-Congolienne. Indications préliminaires sur l'âge des formations mayumbiennes et antérieures. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **86**, 4, B229-B269.
- 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**, pp. 165-187.
- DELHAL, J., LEDENT, D., PASTEELS, P. et VENIER, J., 1971. — Étude du comportement isotopique de systèmes Rb/Sr et U/Pb dans le Granite hyperalcalin de Noqui (République Démocratique du Congo et Angola). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **94**, 223-236.
- DELIENS, M., DELHAL, J. and TARTE, P., 1974. — Metamictization and U-Pb systematics. A study by infrared absorption spectrometry of precambrian zircons. *Inter. Meeting for Geochron., Cosmochr., and isot. Geol.*, abstract, Paris, août 1974. Note à paraître (1976).
- Department of Geology and Geophysics, M.I.T. Variations in isotopic abundances of strontium, calcium and argon and related topics. December 1958, pp. 115-118.
- FAIRBAIRN, H. W. and HURLEY, P. M., 1970. — Northern Appalachian geochronology as a model for interpreting ages in older orogens. *Eclog. Géol. Helv.*, **63**, 83-90.
- GEBAUER, D. and GRÜNENFELDER, M., 1971. — Comparative Rb/Sr and U/Pb studies in migmatic ortho- and paragneisses. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **94**, p. 114.
- HOLMES, A. et CAHEN, L., 1957. — Géochronologie africaine. *Mém. Acad. roy. Sciences col., Cl. Sc. nat. méd.*, in-8°, V, fasc. 1.
- KORPERSHOEK, H. R., 1964. — The Geology of Degree Sheet  $\frac{\text{Sul B-33}}{\text{H-N}}$  (Noqui-Tomboco). *Bol. Serv. Geol. Min.* Portugal, prov. de Angola, **10**, 9-105.
- LEPERSONNE, J., 1969. — Étude photogéologique de la région de Matadi. *Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Géol. et Min.*, Rapp. ann. 1968, pp. 26-29.
- LEPERSONNE, J., 1973. — La structure de l'anticlinal de Matadi et du synclinal de Palabala révélée par l'étude des photographies aériennes. *Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Géol. et Min.*, Rapp. ann., 1972, 29-33.
- NAYLOR, R. S., STEIGER, R. H. and WASSERBURG, G. J., 1970. — U-Th-Pb and Rb-Sr systematics in  $2700 \times 10^6$  year old plutons from the southern Wind River Range Wyoming. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 1970, vol. **34**, pp. 1133-1159.
- PASTEELS, P., DELHAL, J. et DEUTSCH, S., 1974. — La géochronologie appliquée aux domaines cristallophylliens. Centenaire de la Soc. Géol. Belgique. Géologie des domaines cristallins, Liège, 45-65.
- POLLNARD, E., 1934. — Le Socle ancien inférieur à la Série schisto-calcaire du Bas-Congo. *Mém. Inst. roy. Col. Belg., Sect. Sc. nat. méd.*, in-4°, II, fasc. 4.
- SONET, J., 1968. — Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr des massifs granitiques vendéens. Mise en évidence d'une dualité génétique. *C. R. Ac. Sc. Paris*, **267**, 15-17.
- TACK, L., 1973. — Le Massif de la Lufu et sa bordure (République du Zaïre). Note préliminaire. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **96**, 31-47.
- TACK, L., 1975. — Bijdrage tot de studie van de geologie, de petrografie en de petrologie van het Mayumbiaan van Neder-Zaïre. Thèse de Doctorat (inérite). Rijksuniversiteit Gent, Fac. Wet., 200 pp.
- YORK, D., 1966. — Least squares fitting of a straight line. *Canad. Journ. Phys.*, **44**, 1079-1083.

