

AGE Rb-Sr PROTEROZOÏQUE INFÉRIEUR DU MAGMATISME CONTINENTAL DU GROUPE DE LA LULUA (KASAI, ZAIRE) : SES IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES¹

Luc ANDRÉ²

(11 figures et 2 tableaux)

RESUME.- L'étude pétrographique et géochimique des roches volcaniques basaltiques de la Malafudi (Groupe de la Lulua, Zaïre) montre qu'elles ont été profondément transformées par un métamorphisme de type océanique (*sensu* Miyashiro, 1973) de degré "schistes verts". Cette transformation est datée à 1901 ± 41 Ma par la méthode Rb-Sr. On mesure ainsi indirectement les âges de la mise en place du volcanisme et de la sédimentation du Groupe de la Lulua. Cette dernière apparaît donc nettement postérieure au cycle orogénique luizien (2.2 ± 0.1 Ga). L'origine de ce bassin sédimentaire allongé et très subsident est discutée. Il pourrait s'agir d'une expression locale de l'épisode extensif global qui disloque les plaques lithosphériques archéennes entre 2.0 et 1.7 Ga.

MOTS CLES.- Géochronologie, Protérozoïque inférieur, Zaïre, Groupe de la Lulua, metabasaltes.

ABSTRACT.- **The lower Proterozoic Rb-Sr age of the Lulua Continental magmatism (Kasai, Zaire) : its geodynamical implications.** A petrographic and geochemical study of the Malafudi basaltic rocks (Lulua group, Zaïre) shows they have been transformed during an oceanic-type metamorphism (*sensu* Miyashiro, 1973) of greenschist facies grade. This transformation is dated at 1901 ± 41 Ma by the Rb-Sr method. The isochrone indirectly dates the emplacement of the volcanics and the sedimentation of the Lulua Group. This sedimentation is therefore younger than the Luizian orogenic events (2.2 ± 0.1 Ga). The origin of this elongated and very subsiding basin is discussed. It could be a local expression of the global distensive process that broke up the lithospheric Archean plates between 2.0 and 1.7 Ga.

KEY WORDS.- Geochronology, Lower Proterozoic, Zaire, Lulua Group, metabasalts.

1.- INTRODUCTION

Les formations volcaniques et sédimentaires du Groupe de la Lulua occupent un bassin très allongé (170 km x 20 km) au sein de la partie zairoise du craton archéen du Kasai (Fig. 1). Peu plissé et peu métamorphisé, ce bassin apparaît comme une structure de type intracratonique développée dans le socle

archéen. L'isolement de cette unité sédimentaire au sein d'unités cristallines de faciès amphibolite et granulite n'a jamais permis d'en préciser la position stratigraphique par rapport à d'autres formations comparables du Kasai, du Katanga et de l'Angola. L'hypothèse d'un âge antérieur au Supergroupe de la Mbuji-Mayi (1100-950 Ma) et, plus précisément, d'une équivalence avec le Kibarien (1400-1200 Ma)

1. Manuscrit reçu le 17.08.92, accepté le 15.02.93.

2. Musée royal de l'Afrique centrale, B-3080 Tervuren.

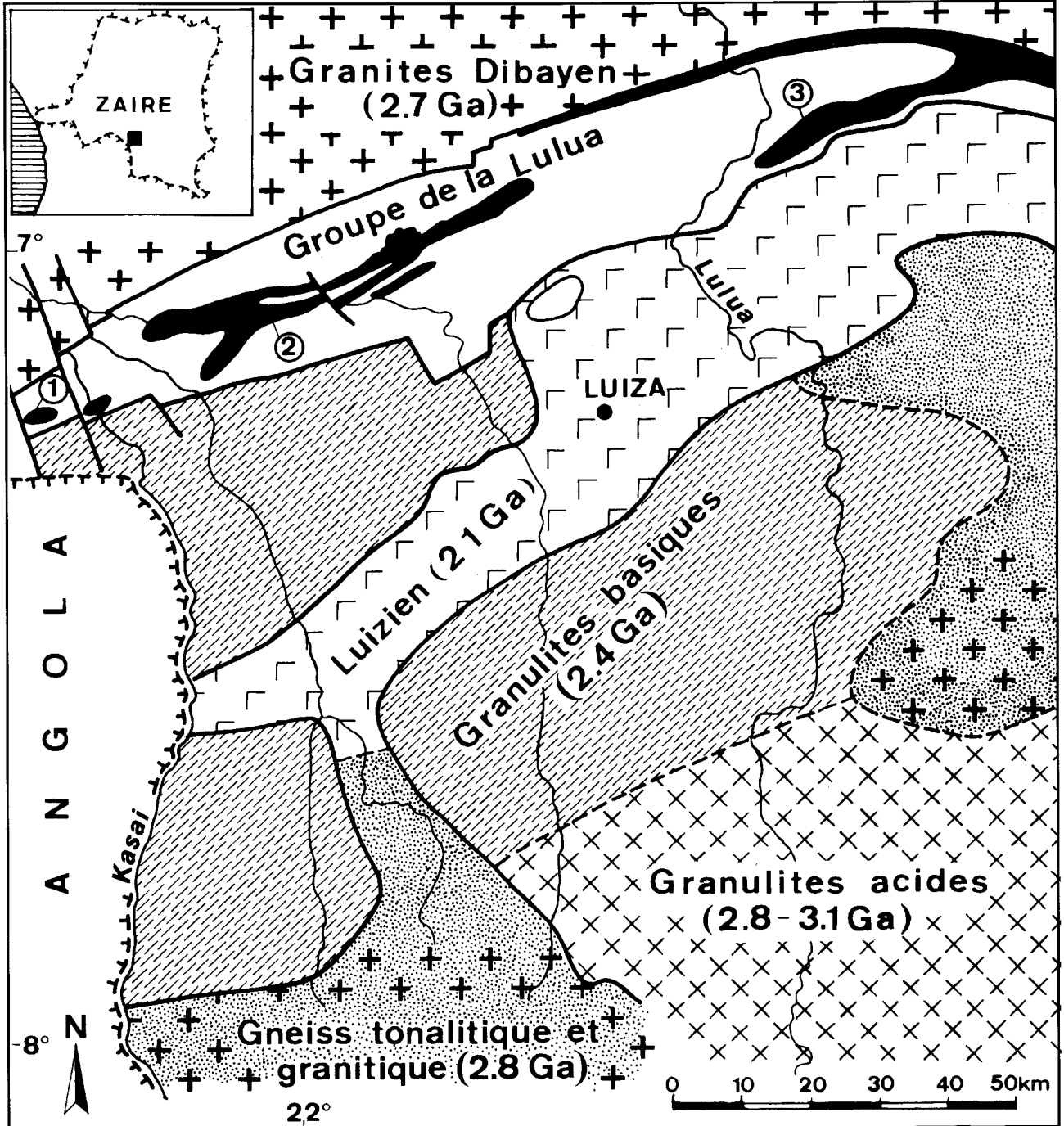


Fig. 1.- Carte géologique du Sud-Kasai central montrant la localisation des formations sédimentaires (en blanc) et volcaniques (en noir) du Groupe de la Lulua par rapport aux unités du Protérozoïque inférieur (Luizien) et de l'Archéen. 1: métavolcanites de la Kasadi-Sadi; métavolcanites de la Yangwegi; 3: métavolcanites de la Malafudi.

a été formulée par Cahen (1954) sur la base d'arguments tectonique et lithologique. Par la suite, des âges K-Ar apparents mesurés sur les séries volcaniques interstratifiées ont indiqué un âge 1468 ± 30 Ma (Cahen *et al.*, 1984). Plus récemment, Delhal *et al.* (1989), sur la base de données géochronologiques Sm-Nd et Rb-Sr obtenues sur ces mêmes roches, suggèrent un âge de l'ordre de 2.0 Ga (1958 ± 286 Ma et 1793 ± 128 Ma, respectivement). Ce résultat basé sur des "errorchrones" (M.S.W.D. = 4 et 6 pour 6 points) méritait d'être confirmé, d'autant plus que, se basant entre autre sur ce résultat imprécis, des hypothèses de correspondance entre le Groupe de la Lulua et le Complexe métamorphique Luizien, daté par ailleurs à 2.2 ± 0.1 Ga (Delhal, 1991), ont été récemment avancées (Delhal, 1991; Fieremans, 1991). Une mesure précise de l'âge des séries volcaniques s'imposait donc. Cette note vise à présenter et à discuter ces résultats géochronologiques nouveaux obtenus à l'aide du chronomètre Rb-Sr.

2.- CADRE GEOLOGIQUE

Découverts par K. Kostka en 1910, les terrains schisteux et quartzitiques de la Lulua furent considérés pour la première fois en 1934 comme entité stratigraphique par E. Polinard sous le nom de Système Schisto-phylladique. Ils furent ensuite appelés Groupe de la Lulua (Delhal & Legrand, 1957, puis finalement Complexe Sédimentaire et Volcanique de la Lulua (Delhal *et al.*, 1966). Pour nous conformer à la nomenclature internationale, nous reprendrons ici l'appellation de "Groupe de la Lulua".

Formé de schistes, de quartzites et de roches volcaniques basiques interstratifiées, le Groupe de la Lulua, d'une épaisseur estimée à 6000 m, affleure au Kasai sur une surface large de 20 km et longue de 170 km, de part et d'autre du 7ème parallèle sud et en majeure partie entre la rivière Kasai ($21^{\circ}40'$) et le 23ème méridien (Fig. 1). La zone d'affleurement de ce groupe se poursuit, vers le Sud-Ouest, en Angola, de manière discontinue sur plus de 125 km (Delhal, 1973). Les couches sont plissées dans un style synanticlinorial suivant une direction OSO-ENE avec déversement nord (Delhal *et al.*, 1966). Le métamorphisme est faible (phyllade rarement lustrés) à très faible (shales). L'intensité du plissement et du métamorphisme est plus grande à l'Est qu'à l'Ouest et au Sud qu'au Nord.

La forme allongée de ce bassin et la linéarité de son contact septentrional avec les granites de Dibaya ont conduit Legrand & Raucq (1955) à considérer que ce contact linéaire sur plus de 100 km était la conséquence de l'existence d'une faille de rejet important, baptisée Faille de la Malafudi. Des observations de terrain plus récentes ont toutefois démontré que, aux

deux extrémités du bassin, dans la région de la Kasadi-Sadi à l'Ouest et dans celle de Kamponde à l'Est, les formations du Groupe de la Lulua peu épaisses reposent en discordance simple sur les granites de Dibaya (Fieremans, 1958, 1986, 1991). Il est fréquent qu'une faille d'extension s'amortisse à ces deux extrémités et ces observations ne remettent donc pas fondamentalement en cause l'existence même de la faille. Toutefois, elles indiquent que son rejet doit être relativement faible. C'est aussi à une faille longitudinale, dans une région bien moins documentée cependant, qu'est attribuée la limite méridionale du Groupe de la Lulua avec d'une part, vers l'Ouest, le Massif de Lueta (2.4 Ga, Delhal *et al.*, 1986), et d'autre part, vers l'Est, le Complexe métasédimentaire Luizien (2.1 Ga, Delhal & Ledent, 1973). En l'absence de preuve structurale en faveur de l'existence de ces failles (à l'exception peut être de la présence d'une zone broyée à Kabwaya, cf. Delhal *et al.*, 1966), on peut s'interroger sur les cause du développement d'une sédimentation puissante au sein de formations métamorphiques plus anciennes. La discussion de cette question est notre second objectif.

3.- LES ROCHES METAVOLCANIQUES BASIQUES

3.1.- GENERALITES

Trois ensembles de roches metavolcaniques basaltiques ont été reconnus et décrits (Delhal, 1958; Delhal *et al.*, 1966) : un premier, à l'Est, celui de la Malafudi, épais de plus de 900 m, un second, au centre, celui de la Yangwegi, épais de 700 à 850 m, un troisième, à l'Ouest, celui de la Kasadi-Sadi, d'épaisseur inconnue. Leurs relations spatio-temporelles restent mal connues. L'absence d'anomalie magnétique associée à ces volcanites conduit Fieremans (1991) à rejeter les évaluations d'épaisseur susmentionnées et à proposer des valeurs inférieures à 150 m. Cet argument n'est certainement pas suffisant pour contester les épaisseurs proposées par Delhal *et al.* (1966), car l'étude pétrographique (cf. ci-dessous) montre que les minéraux magnétiques (essentiellement des ilménites) ont été remplacés par des assemblages de sphène et de rutile. Dans ces conditions, il est normal que les metavolcanites présentent une susceptibilité magnétique très faible et ne se manifestent pas par une anomalie magnétique lors des levés géophysiques.

Les roches caractéristiques de ces trois ensembles diffèrent entre elles par leur texture, leur structure, leur minéralogie et leur composition géochimique (André & Setche, en préparation). Les roches de l'ensemble oriental sont les plus grossières; à structure porphyrique à subophitique, elles sont apparen-

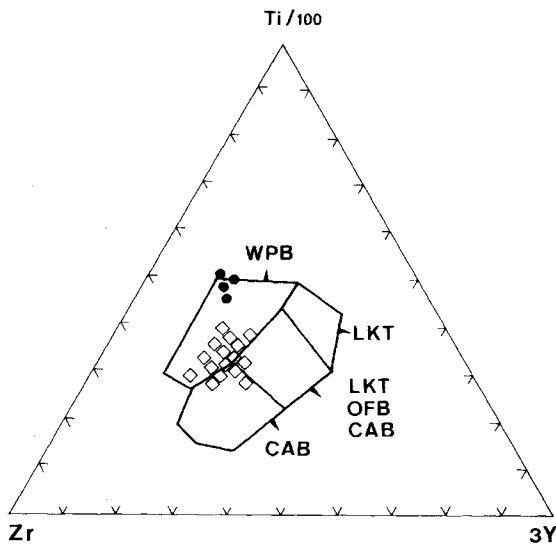


Fig. 2.- Diagramme Zr-Ti/100-3Y (d'après Pearce & Cann, 1973) pour les roches volcaniques basaltiques de la Yanwegi (cercles noirs) et de la Malafudi (carrés vides). WPB : Within plate basalts; CAB: Calkali basalts; LKT: Low K tholeiites; OFB: Ocean floor basalts.

tées aux basaltes tholéiitiques continentaux pauvres en TiO_2 (Fig. 2; cf. aussi Delhal, 1958). Les roches de l'ensemble central, souvent amygdalaires, résultent de coulées et présentent des structures microlithiques à intersertales. Elles s'apparentent géochimiquement aux basaltes tholéiitiques continentaux riches en TiO_2 (Fig. 2; cf. aussi Delhal, 1958). Dans l'ensemble occidental, il s'agit de laves en coussins et de pyroclastites très finement grenues, à structures squelettique ou sphérulithique. Les données chimiques les concernant restent très fragmentaires; toutefois, leur teneur en TiO_2 est intermédiaire vis-à-vis de celles observées dans les deux autres ensembles.

Etant donné les différences géochimiques existant entre les trois groupes de volcanites, il est probable qu'elles dérivent de liquides parentaux différents. C'est pourquoi, nous avons limité l'échantillonnage géochronologique au seul ensemble de la Malafudi pour lequel nous disposons d'un grand nombre d'échantillons différents. Nous limiterons donc la description pétrographique à cet ensemble.

3.2.- PETROGRAPHIE DES METAVOLCANITES DE LA MALAFUDI

3.2.1.- Les metabasaltes à structure porphyrique

Ce faciès, surtout présent dans les parties centrale et méridionale de la zone d'affleurement de la Malafudi, est caractérisé par des microphénocristaux d'augite légèrement zonés baignant dans une mésostase faite de microlithes (200-400 m) d'albite dans les interstices desquels on constate le développement d'actinote fibreuse et d'épidote. Localement, on observe la

cristallisation successive de deux générations d'amphiboles autour de l'augite. Au contact avec le pyroxène, il s'agit d'une amphibole alumineuse brune, légèrement sodique ($3.4\% < Na_2O < 4.3\%$) et tificifère ($1.2\% < TiO_2 < 1.5\%$) appartenant au groupe de l'édénite dans la classification de Leake (1978). Cet édénite est remplacée sur sa bordure par de l'actinote. Parmi les minéraux accessoires, on trouve du sphène, du rutile, du feldspath potassique, de la chlorite, de l'ilménite, du carbonate amygdalaire et du quartz. Le caractère basse température, de type "schistes verts", de la minéralogie (albite - actinolite - épidote) implique une transformation postérieure à la cristallisation du magma et justifie le terme de metabasalte employé ici.

3.2.2.- Les metabasaltes à structure subophitique

Ce faciès, présent dans l'ensemble de la zone d'affleurement, est caractérisé par de très grandes lattes jointives et subidiomorphes d'albite (4 mm) piquetées de nombreuses inclusions d'altération. L'augite ($Wo_{41} En_{44} Fs_{15}$), de structure poecilitique interstitielle, est partiellement ou totalement remplacée par un assemblage d'actinote et d'épidote. Parmi les accessoires, on observe du feldspath potassique, du sphène, du rutile, de la chlorite, de la barytine, de l'ilménite, de la pyrite, de la chalcopirite et de la bornite. La préhnite a été décrite par J. Delhal (1958) dans un échantillon.

4.- METHODES ANALYTIQUES

Les éléments majeurs ont été mesurés en fluorescence de rayons X en suivant la méthode de Norrish & Hutton (1969), à l'exception du Na_2O , du K_2O et du MgO qui ont été déterminés par absorption atomique. Les éléments en traces ont été analysés soit à l'ICP-MS (Co, Ba, terres rares, Hf, Ta, Pb, Th, U) après une fusion alcaline au métaborate de lithium et une dissolution dans une solution nitrique à 10 %, soit à l'ICP-OES (V, Cr, Ni), soit par fluorescence X (Y, Zr).

Les concentrations en Rb et en Sr ont été mesurées par fluorescence X selon la méthode développée par Demaiffe *et al.* (1979). Lorsque la mesure a été refaite par dilution isotopique, ce sont les résultats obtenus par cette méthode qui ont été retenus. La composition isotopique du Sr, concentré sur résine échangeuse d'ions, a été déterminée par ionisation thermique sur filaments de Re à l'aide du spectromètre MAT 260 du Centre belge de Géochronologie. Pour ce spectromètre, le standard NBS donne un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.71024 ± 0.00003 (valeur normalisées pour un rapport $^{88}Sr/^{86}Sr$ de 8.3752). Le calcul des isochrones a été réalisé selon le programme de Williamson (1968) avec $^{87}Rb = 1.42 \times 10^{-11} a^{-1}$ (Steiger & Jäger, 1977).

5.- RESULTATS

La figure 3 présente la localisation des échantillons analysés pour la géochronologie. Ils ont été sélectionnés de façon à représenter les deux types pétrographiques décrits et à couvrir l'essentiel de la zone d'affleurement. L'objectif n'est pas ici de discuter les caractéristiques géochimiques des roches de la Malafudi. Toutefois, comme certaines données géochimiques se révéleront utiles dans le cadre de la discussion des résultats géochronologiques, je crois bon de présenter au tableau 1, les résultats analytiques (majeurs et traces) des roches analysées pour la géochronologie.

L'étude géochimique (André & Setche, en préparation) des roches de la Malafudi montre qu'il s'agit de basaltes ou d'andésites basaltiques dérivant les uns des autres par un processus de cristallisation fractionnée; le diagramme bilogarithmique U-Th (Fig. 4) est donné ici à titre d'exemple pour illustrer le lien cogénétique qui unit les diverses roches étudiées. Ces roches sont donc susceptibles d'être datées à l'aide du chronomètre Rb-Sr. Les variations des teneurs en Rb et en Sr sont exprimées aux figures 5 et 6 en fonction des teneurs en K_2O et en CaO. La corrélation positive Rb- K_2O contraste avec la dispersion des points dans le diagramme Sr-CaO. Aucune tendance régionale n'est observée dans la distribution des teneurs en Rb et en Sr.

L'isochrone obtenue à partir des onze échantillons sélectionnés, auxquels on a joint les trois échantillons mesurés par Delhal *et al.* (1989), est présentée à la figure 7, les résultats analytiques étant reportés au tableau 2. Il s'agit d'une excellente isochrone (M.S.W.D. = 1.6) donnant un âge de 1901 ± 41 Ma (2) et un rapport initial de 0.70336 ± 12 (2).

6.- DISCUSSION

6.1.- SIGNIFICATION GEOLOGIQUE DE L'ISOCHRONE

La présence d'une association minérale du faciès "schistes verts" implique la possibilité d'une mobilité du Rb et du Sr. Dans ce cas, les isochrones obtenues peuvent résulter de mélanges de Sr entre deux systèmes de compositions isotopiques différentes; les âges et les rapports isotopiques initiaux dérivés de ces "isochrones" sont alors sans signification géologique (Lutz & Srogi, 1986, pour une discussion du problème). Le chapitre ci-après est consacré à cette question.

Les teneurs en éléments alcalins ($8 < Rb < 56$ ppm; $0.50 \% < K_2O < 2.92 \%$) sont élevées pour des roches basaltiques. Par ailleurs, la corrélation Rb- K_2O indique clairement que les teneurs en Rb sont contrôlées par les feldspaths secondaires (albite et feldspath K)

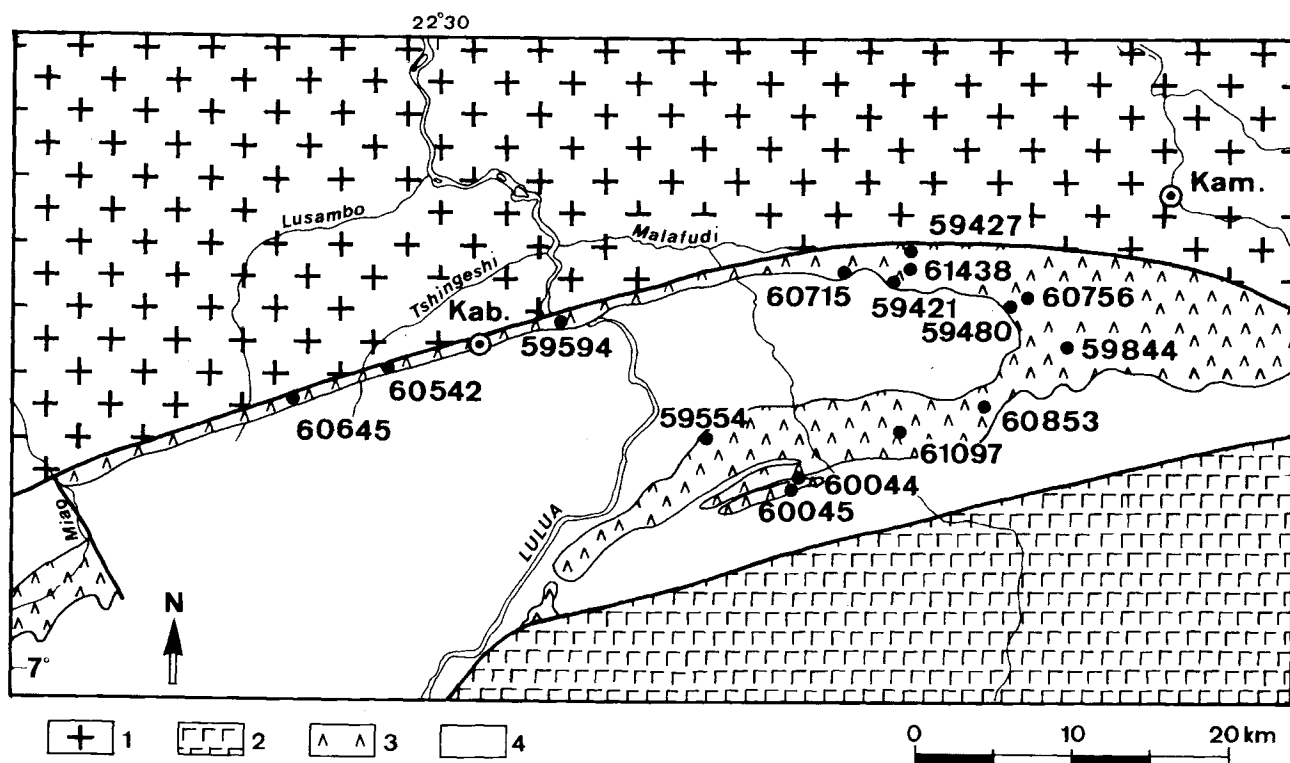


Fig. 3.- Localisation des échantillons de métabasaltes analysés pour la géochronologie. 1. Granites dibayens; 2: Luizien; 3: Métabasaltes de la Malafudi; 4: Formations sédimentaires du Groupe de la Lulua. Kab.= Kabwaya; Kam.= Kamponde.

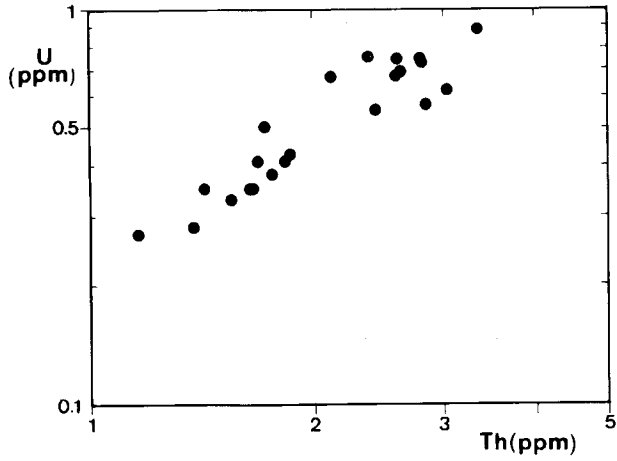


Fig. 4. Diagramme bilogarithmique U-Th pour les metabasalts de la Malafudi. La correlation lineaire entre ces deux elements est l'indice que ces roches sont cogenetiques et derivent l'une de l'autre par un processus de cristallisation fractionnee.

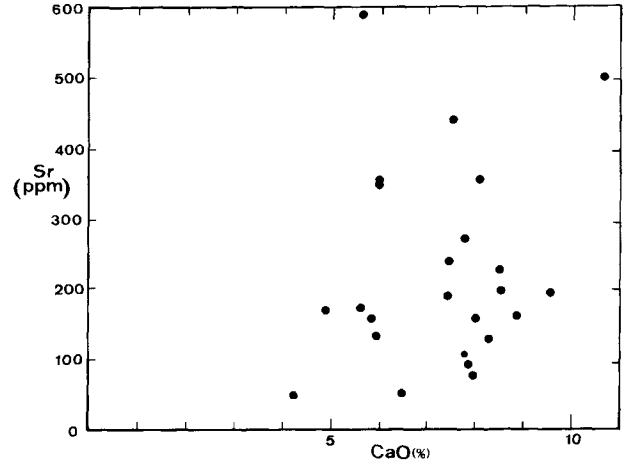


Fig. 6.- Diagramme Sr-CaO pour les echantillons de metabasalts de la Malafudi.

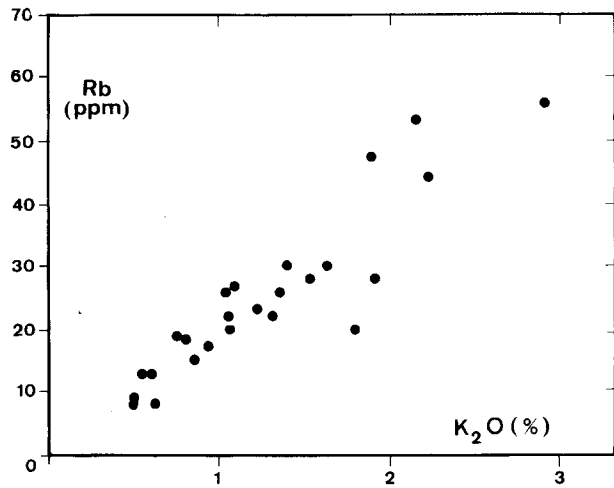


Fig. 5.- Diagramme Rb-K O pour les echantillons de metabasalts de la Malafudi. ²

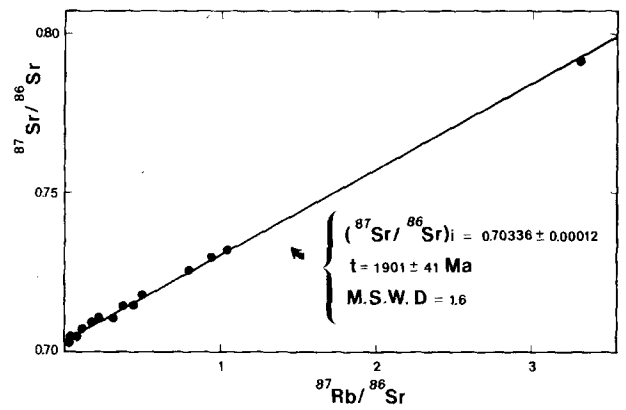


Fig. 7.- Diagramme (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)-(⁸⁷Rb/⁸⁶Sr) pour les echantillons de la Malafudi avec trace de l'isochrone calculee a partir de l'ensemble des points analytiques.

Tableau 1.- Compositions chimiques des roches analysées pour la géochronologie : éléments majeurs (% en poids); éléments en traces (ppm).

ECH.	59421	59427	60044	60542	60645	60045	60715	61097	59480	59554	59844
SiO ₂	53.85	49.66	51.75	50.03	53.47	51.79	52.78	50.07	51.17	53.19	50.20
TiO ₂	1.05	1.17	1.63	1.57	1.07	1.62	1.76	1.21	1.08	0.99	1.74
Al ₂ O ₃	10.93	9.22	12.57	11.43	11.56	12.85	13.90	10.24	10.14	10.80	12.50
Fe ₂ O ₃	3.42	2.62	5.26	5.98	3.47	6.89	2.58	3.86	6.37	2.54	4.43
FeO	7.36	9.15	7.94	6.84	7.19	7.30	7.08	8.35	6.20	8.00	8.46
MnO	0.18	0.15	0.17	0.18	0.17	0.15	0.18	0.19	0.20	0.17	0.35
MgO	7.93	12.37	5.25	9.19	12.01	4.51	7.16	8.11	6.77	8.00	6.83
CaO	8.02	8.54	6.50	5.64	7.79	4.26	4.92	10.68	7.87	7.97	5.87
Na ₂ O	4.31	2.45	3.41	3.97	2.83	4.18	4.63	2.54	5.23	3.85	4.01
K ₂ O	1.09	0.94	1.80	1.06	0.81	2.92	1.04	0.50	1.92	1.54	2.24
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.14	0.14	0.10	0.14	0.15	0.10	0.07	0.06	0.19
H ₂ O+	2.63	3.54	3.51	3.74	3.34	2.79	2.76	4.17	2.86	3.14	3.03
Total	100.88	99.89	99.93	99.77	103.81	99.40	98.94	100.02	99.88	100.25	99.85
V	172	177	206	191	174	204	168	228	220	177	224
Cr	376	719	36	408	717	53	348	461	44	370	143
Co	57	69	60	72	67	68	59	63	66	56	64
Ni	114	220	59	198	280	69	106	168	60	93	85
Y	17	18	25	23	25	31	15	18	21	17	20
Zr	87	105	169	123	107	140	102	149	125	85	126
Ba	244	470	350	272	300	356	237	186	306	317	625
La	15.33	14.80	23.9	22.4	19.25	28.3	14.85	11.88	29.7	13.83	20.8
Ce	33.0	31.2	41.0	48.0	34.0	59.0	33.0	28.7	35.7	32.5	47.0
Nd	18.27	18.46	23.30	27.60	21.50	35.00	18.12	17.64	21.30	18.10	26.20
Eu	1.06	1.15	1.45	1.70	1.43	1.92	1.09	1.17	1.36	0.97	1.52
Sm	3.77	3.93	4.96	5.73	4.63	7.22	3.69	3.97	4.57	3.69	5.50
Gd	2.39	2.54	3.74	4.18	3.76	5.52	2.38	2.66	3.28	2.40	3.93
Dy	2.79	2.90	3.76	4.06	4.00	5.21	2.67	3.02	3.60	2.65	3.95
Er	1.47	1.46	1.98	2.03	2.10	2.56	1.41	1.57	1.86	1.39	2.02
Yb	1.23	1.24	1.63	1.64	1.61	2.00	1.20	1.34	1.58	1.17	1.66
Lu	0.18	0.18	0.23	0.23	0.23	0.27	0.18	0.19	0.22	0.17	0.23
Hf	2.78	2.89	3.58	3.57	2.53	4.00	2.80	2.61	3.63	2.56	4.07
Ta	0.72	0.48	0.87	0.61	0.46	0.79	0.50	0.84	0.95	0.46	0.83
Pb	2.74	1.18	7.09	3.24	2.16	3.42	3.42	3.21	2.49	3.28	3.25
Th	2.81	1.38	2.44	1.83	1.16	3.35	2.80	1.55	2.38	2.61	3.04
U	0.73	0.28	0.55	0.41	0.27	0.88	0.74	0.33	0.75	0.74	0.62

Tableau 2.- Résultats analytiques Rb-Sr. Les teneurs marquées d'un astérisque ont été mesurées par dilution isotopique. Les résultats des échantillons marqués d'une croix sont extraits de Delhal *et al.* (1989).

N° Ech.	Rb(ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma_M$
60756 ⁺	10.6*	499	0.0614	0.70494 ± 3
60853 ⁺	17.8*	267	0.1929	0.70872 ± 3
61438 ⁺	4.0*	745	0.0155	0.70370 ± 3
59421	27.0	157	0.4980	0.71654 ± 2
59427	17.0	196	0.2510	0.71051 ± 5
60044	21.0	540	0.1125	0.70665 ± 15
60542	22.0	173	0.3681	0.71324 ± 6
60645	19.0	272	0.2021	0.70943 ± 4
60045	56.0	49	3.3337	0.79152 ± 5
60715	26.0	170	0.4428	0.71406 ± 6
61097	9.0*	499	0.0522	0.70487 ± 3
59480	31.0	96	0.9363	0.72930 ± 6
59554	28.0	78	1.0409	0.73017 ± 2
59844	44.0	159	0.8021	0.72584 ± 4

et peuvent donc résulter d'un enrichissement survenu au cours des transformations minéralogiques du faciès "schistes verts". Qu'en est-il du Sr ? Son comportement est évaluable à l'aide de différents diagrammes géochimiques (figs 8 à 10). Dans le diagramme de normalisation au manteau primitif (fig. 8), le Sr présente une anomalie négative par rapport à ses deux voisins géochimiques (Ce et P) peu mobiles lors des transformations subsolidus. Cet appauvrissement relatif du Sr, mesuré par le facteur $Sr/Sr^* = Sr_N / (Ce_N \times P_N)^{0.5}$, affecte la majorité des roches de la Malafudi ($Sr/Sr^* < 1$, fig. 9); il est d'autant plus prononcé que la teneur en Sr est faible (fig. 9). Comme les roches de la Malafudi ne présentent pas d'anomalie négative importante de l'Eu [$Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{0.5}$] (fig. 10), cet appauvrissement ne découle pas d'une fractionnement magmatique du plagioclase. Il résulte probablement d'un lessivage survenu au cours du processus métamorphique, car la transformation d'un plagioclase calcique en albite s'accompagne généralement d'une expulsion du Sr hors du feldspath, cet élément se répartissant alors entre les minéraux nouveaux (André & Deutsch, 1986) et la phase fluide expulsée du système (Berndt *et al.*, 1988).

La composition isotopique initiale du Sr (calculée pour un âge de 1901 Ma) ne varie pas en fonction des teneurs en Sr (Fig. 11). Ceci suggère une absence d'échanges significatifs de Sr entre des systèmes de compositions isotopiques différentes (notamment avec l'eau de mer). Dès lors, l'isochrone de la figure 7 n'est pas une droite de mélange et constitue très probablement une bonne évaluation de l'âge de l'événement ayant causé le lessivage du Sr, c'est-à-dire de l'âge de la cristallisation de la minéralogie de faciès "schistes verts".

La présence de l'édénite, un minéral stable à haute température ($> 450^\circ\text{C}$, Robinson *et al.*, 1982), en phase intermédiaire entre l'augite et l'actinote, suggère que la déstabilisation du pyroxène a débuté aux températures du faciès amphibolite pour se stabiliser rapidement à celles du faciès des schistes verts ($400^\circ\text{C} > T > 250^\circ\text{C}$). Ce métamorphisme par température décroissante cadre mal avec un métamorphisme régional de type prograde d'autant que le degré de métamorphisme des sédiments encaissants ne dépassent guère le stade de la lapidification. Par ailleurs, plusieurs particularités pétrographiques apparaissent caractéristiques d'un métamorphisme au contact de solutions hydrothermales, notamment : 1) la cristallisation de feldspath potassique en remplacement du plagioclase, un processus fréquemment décrit dans les séries ophiolitiques (Schiffman & Smith, 1988; Harper *et al.*, 1988); 2) la grande hétérogénéité observée tant dans la nature que dans les proportions des minéraux métamorphiques qui traduit la quasi impossibilité d'atteindre un équilibre même local dans ce type de système. En outre, le lessivage du Sr et

l'enrichissement en Rb sont deux processus géochimiques typiques des transformations métamorphiques d'origine hydrothermale qui surviennent lorsque des roches volcaniques se refroidissent au contact de l'eau de mer (Humphris & Thompson, 1978). C'est donc à ce genre de transformation, qualifiée de métamorphisme océanique par Miyashiro (1973), que nous attribuons les lessivages observés pour le Sr. Dans ce cas, l'âge obtenu (1901 ± 41 Ma) est celui de la transformation hydrothermale survenue lors de la mise en place du volcanisme de la Malafudi, lequel est ainsi daté. Bien qu'imprécis, l'âge Sm/Nd de ces mêmes roches (1958 ± 286 Ma, Delhal *et al.*, 1989) corrobore cette opinion.

Comme le Sr a été lessivé des metabasites sans échanges significatifs avec l'eau de mer, le rapport isotopique initial de l'isochrone représente celui du magma dont ces roches dérivent. La valeur obtenue (0.70336) est plus radiogénique que celle du réservoir terrestre à 1901 Ma [0.70243, valeur calculée à partir des données de Allègre & Ben Othman, 1980 : $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^{\text{UR}} = 0.70478$; $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})^{\text{UR}} = 0.087$]. Ceci implique, pour le magma parental des roches de la Malafudi, une contamination crustale ou une dérivation d'un réservoir mantélique enrichi en Rb. Bien qu'il ne soit pas possible de choisir entre ces deux possibilités en l'absence de données isotopiques complémentaires pour le Nd et le Pb, il est intéressant de signaler que la faible anomalie négative du Ta (fig. 8) est l'indice d'une assimilation de matériaux crustaux.

L'absence surprenante de corrélation Sr-CaO (Fig. 6) indique que la concentration en Sr n'est pas contrôlée par la simple cristallisation des minéraux calciques secondaires (épidote, amphiboles). A ma connaissance, le rapport des proportions initiales de cristaux et de verre est le seul autre paramètre qui puisse influencer le rapport Sr/Ca de la roche à l'issue de sa transformation hydrothermale (Berndt *et al.*, 1988); c'est donc à des fluctuations de ces proportions que j'attribue l'absence de corrélation Sr-CaO.

6.2.- IMPLICATIONS GEOLOGIQUES DE L'ÂGE

La datation des formations volcaniques de la Malafudi fixe l'âge de la sédimentation du Groupe de la Lulua à 1.90 ± 0.04 Ga. Celle-ci est donc distincte des événements orogéniques luiziens datés à 2.2 ± 0.1 Ga (Delhal, 1991). La sédimentation Lulua ne peut donc être considérée comme un dépôt molassique non métamorphique reposant sur le socle dibayen, dans l'avant pays du Luizien métamorphique. A fortiori, cet âge permet aussi de rejeter l'hypothèse développée récemment par Fieremans (1991) d'une équivalence structurale entre les formations classées dans le Groupe de la Lulua et celles regroupées au sein du Luizien.

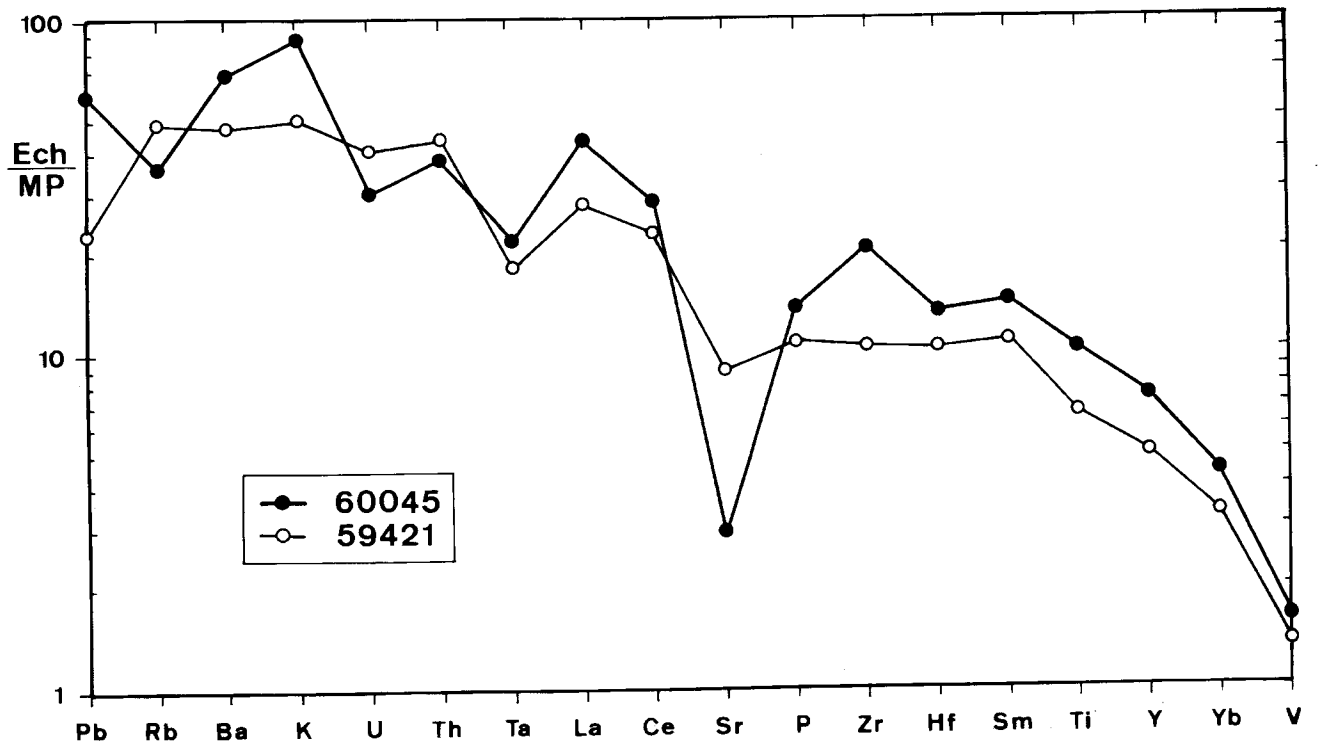


Fig. 8.- Diagramme de normalisation vis-à-vis du manteau primitif (MP, Taylor & Mc Lennan, 1985) des teneurs en éléments en trace de deux échantillons représentatifs des metabasaltes de la Malafudi. On notera l'anomalie négative du Sr vis-à-vis du Ce et du P.

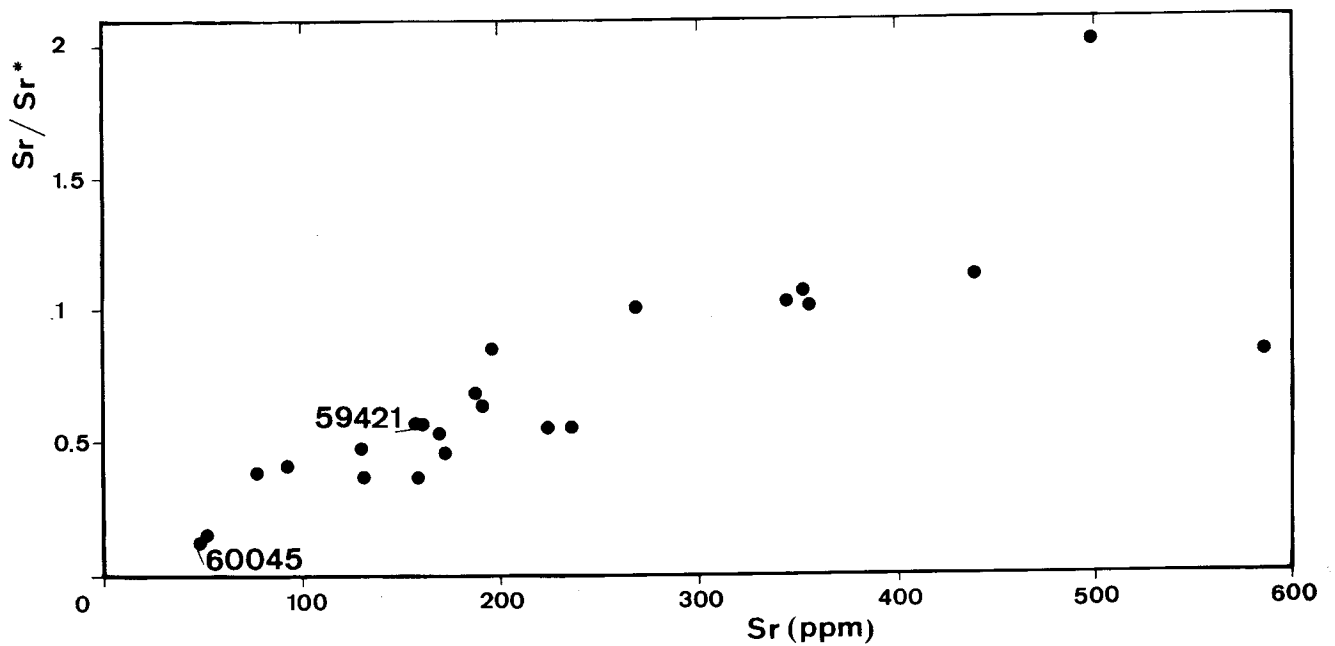


Fig. 9.- Variations de l'anomalie négative du Sr (mesurée par le facteur Sr/Sr^*) par rapport aux teneurs du Sr. Les deux points référencés sont ceux correspondant aux échantillons dont la géochimie est détaillée à la figure 8.

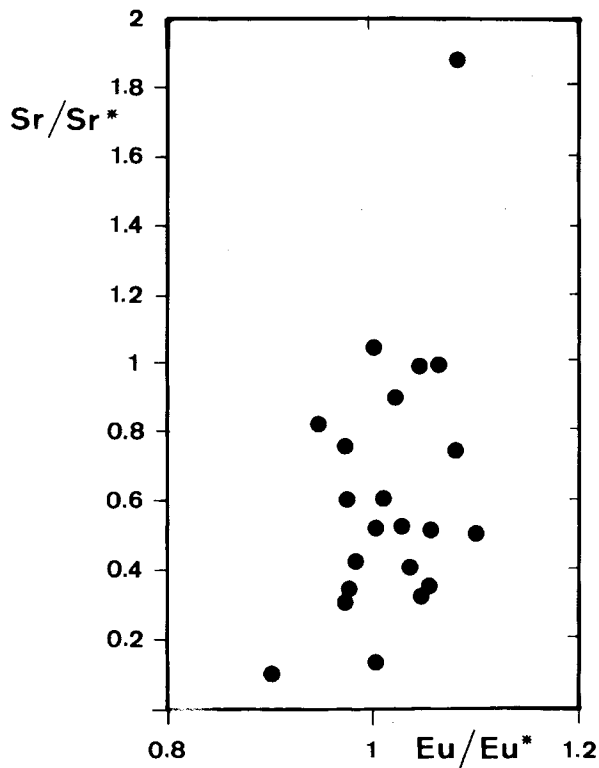


Fig. 10.- Diagramme Sr/Sr* en fonction de Eu/Eu* pour les metabasaltes de la Malafudi.

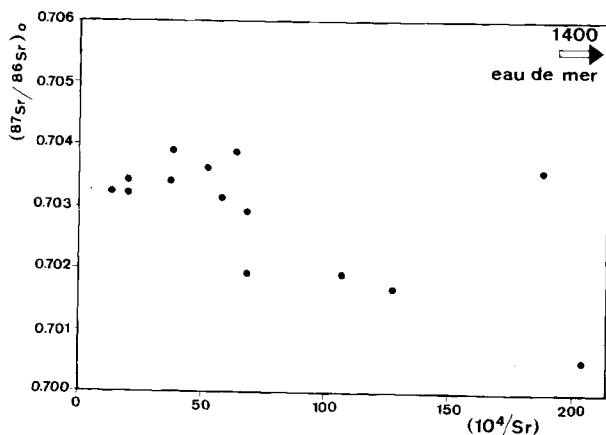


Fig. 11.- Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ en fonction de ^{104}Sr pour les échantillons de metabasaltes de la Malafudi et l'eau de mer au Protérozoïque inférieur (d'après Veizer et al., 1992).

Peu déformé et peu métamorphosé, ce bassin apparaît isolé au sein de structures cristallines plus anciennes (2.7-2.1 Ga), sans lien direct avec les zones orogéniques contemporaines de l'Ubendien. En terme de tectonique des plaques, il occupe donc une position particulière soit à l'intérieur d'une plaque, soit en bordure d'une marge passive. Il s'agirait dès lors d'un bassin intracratonique, d'un rift avorté parallèle à une marge ou d'un aulacogène perpendiculaire à une marge. Ses caractéristiques lithologiques (sédiments clastiques immatures, quartzitiques et

arkosiques, Delhal *et al.*, 1966) et son épaisseur (4-7 km, Delhal *et al.*, 1966) témoignent d'une subsidence rapide. Bien que l'existence même de la faille de la Malafudi, limitant le bassin au Nord, soit contestée à ces extrémités occidentale et orientale par Fieremans (1958, 1986, 1991), il est clair qu'il est difficile d'expliquer la forme géométrique, allongée et étroite, de ce bassin très subsident sans faire appel à un modèle de bassin en extension, c'est-à-dire à un réseau serré de failles normales de faible rejet.

Par ses caractéristiques lithologiques (prédominance des métavolcanites tholéiitiques, rareté des dépôts carbonatés, faibles degrés de déformation et de métamorphisme), le Groupe de la Lulua s'apparente aux successions supracrustales Protérozoïques du type III dans la classification proposée par Condie (1982). Selon cet auteur, il est difficile d'associer les successions de type III à un environnement géodynamique particulier, car elles ont des points communs tant avec les bassins archéens des "greenstone belts" qu'avec les bassins phanérozoïques des marges actives. Toutefois, ces successions ont la particularité de s'inscrire dans un intervalle de temps très bref entre 2.0 et 1.7 Ga, à un moment où le continent africain subit une intense activité magmatique post tectonique et anorogénique (cf. Cahen *et al.*, 1984, table 23.1 p. 428, pour une synthèse des données géochronologiques). L'événement Lulua pourrait donc être la trace, à l'échelle du craton du Kasai, d'un événement plus général correspondant aux premières fragmentations des plaques continentales archéennes.

7.- CONCLUSIONS

Les transformations métamorphiques de type "schistes verts" des basaltes tholéiitiques de la Malafudi sont datées à 1901 ± 41 Ma. Le caractère rétrograde, autométamorphique de ces transformations est clairement établi sur la base : 1) de la présence d'édénite et de feldspath potassique en transformation respective du pyroxène et du plagioclase; 2) de l'absence de métamorphisme "schistes verts" prograde dans les sédiments encaissants; 3) du comportement géochimique du Rb et du Sr. L'isochrone obtenue donne l'âge du métamorphisme océanique associé au refroidissement de ces volcanites; la sédimentation du Groupe de la Lulua est ainsi indirectement datée de la fin du Protérozoïque inférieur.

Le Groupe de la Lulua s'est structuré au sein d'un bassin sédimentaire allongé, intracratonique, très subsident et donc vraisemblablement contrôlé par des failles actives. Associé à un volcanisme tholéiitique intense, il pourrait être l'expression, à l'échelle de craton du Kasai, de l'épisode distensif global qui disloque les plaques lithosphériques archéennes entre 2.0 et 1.7 Ga.

8.- REMERCIEMENTS

J. Delhal, D. Demaiffe et J.C. Duchesne ont bien voulu relire le manuscrit de manière critique. Je les en remercie vivement.

9.- BIBLIOGRAPHIE

- ALLÈGRE, C.J. & BEN OTHMAN, D., 1980.- Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development : a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286 : 335-341.
- ANDRÉ, L. & DEUTSCH, S., 1986.- Magmatic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relicts in hydrothermally altered quartz diorites (Brabant Massif, Belgium) and the role of epidote as a filter. *Contr. Mineral. Petrol.*, 92 : 104-112.
- BERNDT, M.E., SEYFRIED, Jr., W.E. & WARREN BECK, J., 1988.- Hydrothermal alteration processes at Midocean Ridges : Experimental and theoretical constraints from Ca and Sr exchange reactions and Sr isotopic ratios. *J. Geophys. Res.*, 93 : 4573-4583.
- CAHEN, L., 1954.- *Géologie du Congo belge*. Vaillant-Carmanne, Liège, 577 p.
- CAHEN, L., SNELLING, N.J., DELHAL, J. & VAIL, J.R., 1984.- *The geochronology and evolution of Africa*. Clarendon Press, Oxford, 512 p.
- CONDIE, K.C., 1982.- Early and Middle Proterozoic supracrustal succession and their tectonic settings. *Am. Journ. Sci.*, 282 : 341-356.
- DELHAL, J., 1958.- Etude pétrographique d'un complexe de roches vertes dans le Sud-Kasai. *Bull. Serv. Géol. Congo belge et Rwandi-Urundi*, 8 (3) : 17 p.
- DELHAL, J., 1973.- Contribution à la connaissance géologique du Nord-Est Lunda (Angola). *Mus. Roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.) ; Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann.* 1972 : 53-62.
- DELHAL, J., 1991.- Situation géochronologique 1990 du Précambrien du Sud-Kasai et de l'Ouest-Shaba. *Mus. Roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.) ; Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann.* 1989-1990 : 119-125.
- DELHAL, J., DEUTSCH, S. & DENOISEUX, B., 1986.- A Sm-Nd isotopic study of heterogeneous granulites from the Archean Kasai-Lomami gabbro-norite and charnockite complex (Zaïre, Angola). *Chemical Geology*, 57 : 235-245.
- DELHAL, J., DEUTSCH, S. & SNELLING, N.J., 1989.- Datation du Complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua (Protérozoïque inférieur, Kasai, Zaïre). *Mus. Roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.) ; Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann.* 1987-88 : 93-99.
- DELHAL, J. & LEDENT, D., 1973.- L'âge du complexe métasédimentaire du Luiza, région du Kasai, Zaïre. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 96 : 289-300.
- DELHAL, J., LEDENT, D. & PASTEELS, P., 1975.- L'âge du Complexe granitique et migmatique 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., 1957.- Le Groupe de la Lulua. *Bull. Soc. belge Géol.*, 66 : 20-34.
- DELHAL, J., LEPERSONNE, J. & RAUCQ, P., 1966.- Le Complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua (Kasai). *Ann. Mus. Roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.) ; Sci. Géol.*, 51 : 106 p. *Soc. belge Géol.*, 66 : 20-34.
- DELHAL, J., LEPERSONNE, J. & RAUCQ, P., 1966.- Le Complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua (Kasai). *Ann. Mus. Roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.) ; Sci. Géol.*, 51 : 106 p.
- DEMAIFFE, D., DELVIGNE, M. & DUREZ, F., 1979.- Détermination du Rb et du Sr par spectrométrie de fluorescence X et dilution isotopique en vue d'applications géochronologiques. *Mus. Roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.) ; Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann.* 1978 : 53-63.
- FIEREMANS, C.L., 1958.- Le "compartiment Kasadi-Sadi" du groupe de la Lulua. Relations stratigraphiques et tectoniques avec la région de Luiza et le Nord-Est de la Lunda (Angola). *Bull. Soc. belge Géol.*, 67 : 232-252.
- FIEREMANS, C.L., 1986.- New geological observations at the boundary between the Dibaya Complex and the Lulua Complex in east and west Kasai and in particular in the region of Kamponde (Zaïre). *Aardk. Meded.*, 3 : 89-94.
- FIEREMANS, C.L., 1991.- The Luizian trough in Zaire and Angola and its relations with the Kasai Archean complexes. *IGCP n° 273 Newsletter, bull.*, 1 : 13-21.
- HARPER, G.D., BOWMAN, J.R. & KUHN, R., 1988. A field, chemical and stable isotope study of subseafloor metamorphism of the Josephine Ophiolite, California-Oregon. *J. Geophys. Res.*, 93 : 4625-4656.
- HUMPHRIS, S.E. & THOMPSON, G., 1978.- Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 : 127-136.
- LEAKE, B.E., 1978.- Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineral.*, 16 : 501-520.
- LEGRAND, R. & RAUCQ, P., 1955.- La faille de la Malafudi et son cadre géologique (Kasai). *Bull. Soc. belge Géol.*, 64 : 387-398.
- LUTZ, T.M. & SROGI, L., 1986.- Biased isochron ages resulting from subsolidus isotope exchange : a theoretical model and results. *Chem. Geol.*, 56 : 63-71.
- MIYASHIRO, A., 1973.- *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin, Londres, 492 p.
- NORRISH, K. & HUTTON, J.T., 1969.- An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of wide range of geological samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33 : 431-453.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R., 1973.- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth planet. Sci. Lett.*, 19 : 290-300.
- POLINARD, E., 1934.- Constitution géologique de l'Entre-Lulua-Bushimaji du 7è au 8è parallèle. *Mém. Inst. Royal Colonial Belge*, 2 (5) : 60 p.
- ROBINSON, P., SPEAR, F.S., SCHUMAKER, J.C., LAIRD, L., KLEIN, C., EVANS, B.W. & DOOLAN, B.L., 1982.- Phase relations of metamorphic amphiboles : natural occurrence and theory. In : Veblen, D. & Ribbe, P.H., (eds.) : *Amphiboles : petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy*, vol. 9b : 1-227, Mineralogical Society of America, Washington, 390 p.
- SCHIFFMAN, P. & SMITH, B.M., 1988.- Petrology and oxygen isotope geochemistry of a fossil seawater hydrothermal system within the Solea Graben, Northern Troodos Ophiolite, Cyprus. *J. Geophys. Res.*, 93 : 4612-4624.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E., 1977.- Subcommission on geochronology : convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36 : 359-362.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M., 1985.- *The continental crust : its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- VEIZER, J., CLAYTON, R.N. & HINTON, R.W., 1992.- Geochemistry of Precambrian carbonate : IV. Early Paleoproterozoic (2.25±0.25 Ga) Seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56 : 875-885.
- WILLIAMSON, J.H., 1968.- Least square fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 46 : 1845-1847.